

В. Д. КОЗЛОВ,
Л. Н. СВАДКОВСКАЯ

**ПЕТРОХИМИЯ,
ГЕОХИМИЯ
И РУДОНОСНОСТЬ
ГРАНИТОИДОВ
ЦЕНТРАЛЬНОГО
ЗАБАЙКАЛЯ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

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

В. Д. КОЗЛОВ, Л. Н. СВАДКОВСКАЯ

552, 22+550.4

ПЕТРОХИМИЯ,
ГЕОХИМИЯ
И РУДОНОСНОСТЬ
ГРАНИТОИДОВ
ЦЕНТРАЛЬНОГО
ЗАБАЙКАЛЬЯ

6005

Ответственный редактор
чл.-кор. АН СССР проф. Л. В. Таусон



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск • 1977



УДК 552.22 : 552.321.1/4+552.322.1/2+552.323.1/4 : 550.42 : 553.064/065(571.55)

Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья. Козлов В. Д., Свядковская Л. Н. Новосибирск, «Наука», 1977. 252 с.

Книга является сводкой по петрохимии и геохимии гранитоидов Центрального Забайкалья. Рассмотрены вопросы формационного расчленения гранитоидов региона. Дается геолого-петрохимическая и количественная редкоэлементная характеристика всех главных гранитоидных массивов, на основе которой установлены основные петролого-геохимические отличительные особенности гранитоидных формаций. Специальное внимание уделено анализу характера связи оруденения с магматизмом и геохимическим индикатором потенциальной рудоносности гранитоидов на комплексное редкометальное, оловянно-вольфрамовое и оловянно-сульфидное оруденение. Предложены новые методы оценки сравнительной потенциальной рудоносности гранитных интрузий по геохимическим данным. С помощью специальной классификационной программы ЭВМ проведена геохимическая ранжировка гранитоидов изученных массивов и показана объективность геохимических критериев оценки сравнительной потенциальной рудоносности гранитных интрузий.

Монография представляет интерес для геологов, петрологов, геохимиков.

Ил. 53, табл. 30, библиогр. 202.

ВВЕДЕНИЕ

Предлагаемая вниманию читателей работа подводит итог многолетним, проводившимся авторами с 1968 г., петролого-геохимическим исследованиям гранитоидов Центрального Забайкалья.

Большие возможности анализа редкометального состава гранитоидов при решении вопросов их петрогенезиса и рудоносности были впервые показаны в получившей широкую известность монографии Л. В. Таусона (1961). Со времени ее опубликования интерес к геохимии гранитоидных комплексов резко возрос. Геохимическими исследованиями были охвачены все главные на территории СССР регионы развития гранитоидного магматизма. Работа авторов явилась составной частью гораздо более широких систематических геохимических исследований гранитоидных комплексов, проводившихся сотрудниками Института геохимии СО АН СССР (г. Иркутск) в Саянах, Прибайкалье, Западном и Восточном Забайкалье, Монголии и ряде других регионов.

Район исследований охватывает большую, западную половину выделенного академиком С. С. Смирновым Забайкальского оловянно-вольфрамового пояса. Вследствие широкого развития в регионе оловянно-вольфрамового оруденения интерес к его геологическому строению никогда не ослабевал. В результате многолетнего геологического изучения Центрального Забайкалья было установлено, что основная часть профилирующего оруденения региона пространственно связана с интрузиями кислых гранитоидов средне-верхнеюрского возраста, подразделяемыми на несколько комплексов. Вместе с тем по мере углубления геологических знаний все очевиднее становилось несоответствие между количеством включаемых в рудоносные комплексы массивов и распространенностью оловянно-вольфрамового оруденения. В западной части изученной территории, сложенной преимущественно разновозрастными гранитоидными породами (Даурская зона), большинство известных рудопроявлений приурочено лишь к отдельным массивам, представляющим многочисленную группу интрузий, объединявшихся в рудоносные комплексы. Причина отсутствия у ряда других массивов сопровождающей эндогенной минерализации оставалась неясной. Оно могло быть следствием как недостаточной геологической изученности территории, так и недостаточности геологических критериев вообще, и формационного анализа в частности, для целей выделения реально рудоносных интрузий среди подобных им по составу гранитов и геологическому положению.

Вопрос оценки рудоносности интрузий представляет не только большой теоретический интерес, но имеет, очевидно, определяющее значение при решении таких практически важных задач, как прогнозная металлогеническая оценка территорий в отношении развития связанного с интрузиями эндогенного оруденения. Поэтому предпринятое геохимическое изучение гранитоидов Центрального Забайкалья, опре-

деляющих во многом металлогенический облик всего оловянно-вольфрамового пояса, являлось вполне актуальным, особенно если принять во внимание, что сколько-нибудь систематические сведения по геохимии гранитоидов Даурской зоны отсутствовали.

Основными задачами проводившихся петролого-геохимических исследований являлись:

1) получение подробной петролого-геохимической характеристики главных гранитоидных формаций Центрального Забайкалья с целью ее использования для более обоснованного генетического расчленения гранитоидов и выделения круга магматических образований, представляющих конкретные формации;

2) выявление геохимических признаков потенциальной рудоносности гранитных интрузий на оловянно-вольфрам-редкометальное и оловянно-сульфидное оруденение и сравнительная оценка на основе этих признаков потенциальной рудоносности гранитных интрузий.

Исследования носили комплексный характер и включали полевое геологическое, петрографическое и петролого-геохимическое изучение гранитоидов.

Полевое изучение и опробование. Гранитоидные породы занимают значительные площади, поэтому применялось в основном изучение гранитных массивов по отдельным разрезам, пересекающим главные разновидности слагающих массивы гранитоидов, на основе карт геологических съемок. Шаг опробования определялся размерами массивов и степенью изменчивости слагающих их пород. Во всех случаях учитывалась необходимость получения достаточно представительной петролого-геохимической характеристики главных разновидностей гранитоидов (Беус, 1966). Вместе с тем сравнительная трудоемкость аналитических исследований во многих случаях ограничивала объем геохимического опробования второстепенных разновидностей.

Группировка по фаціальным разновидностям осуществлялась по данным геологических наблюдений и петрографического изучения шлифов по образцам, представляющим геохимические пробы. Вес проб составлял в среднем 0,7—1 кг. Пробы измельчались до 0,3—0,2 мм на щековой и валковой дробилках, квартовались и истирались в агатовой ступке на истирателе СМБМ.

Аналитические работы. Все геохимические пробы анализировались на содержание 13 химических элементов с помощью специальных количественных методик с ошибкой определения, не превышающей 20%. Содержание Na, K ($5 \cdot 10^{-3}\%$), Li, Rb ($1 \cdot 10^{-4}\%$) определялись методами фотометрии пламени и атомной абсорбции под руководством аналитика Д. Х. Николаевой в химико-аналитической лаборатории (в скобках указана чувствительность определений соответствующих элементов). Определение содержаний Be ($5 \cdot 10^{-5}\%$), Sr, Ba ($5 \cdot 10^{-4}\%$), V, Sn ($1 \cdot 10^{-4}\%$), W ($2 \cdot 10^{-4}\%$), Zn, Pb ($3 \cdot 10^{-4}\%$) проводилось в лаборатории спектрального эмиссионного анализа (аналитики Л. Л. Петров, Е. С. Костюкова, В. А. Легейдо, А. И. Кузнецова, Э. Я. Огнева). Характеристика аналитических методик приведена в книге «Спектральный анализ редких элементов» (Новосибирск, «Наука», 1974). Анализ содержаний фтора был выполнен Л. Н. Свадковской (химический колориметрический циркон-ализирующий метод).

Выбор элементов для анализа определялся в основном известной группой элементов — гранитофилов, концентрирующихся в гранитоидах и формирующих связанное с последними оруденение. Из летучих компонентов определялись содержания фтора и бора, играющих, согласно теории рудообразования, ведущую роль в переносе и концентрировании редких и рудных элементов. Кроме того, определялись содержания бария и стронция, в характере изменения концентраций которых находят отражение как степень отдифференцированности гранитоидов

(Козлов, Свядковская, 1972), так и их некоторые генетические особенности (повышенные концентрации бария в производных щелочно-базальтоидных магм).

В работе использовано около 700 квантометрических силикатных анализов, выполненных в Лаборатории рентгеноспектрального анализа на отечественном рентгеновском квантометре для силикатного анализа ФРК-11 (аналитики Г. В. Павлинский, Т. А. Гуничева). К настоящему времени методика силикатного анализа на квантометре полностью апробирована (Афонин с соавт., 1974). Согласно приведенным в названной работе данным, при анализе пород гранитоидного ряда ошибка квантометрических определений по отношению к данным химического анализа составляет для кремнекислоты $\pm 0,5\%$, для глинозема $\pm 1\%$, для содержаний Fe_2O_3 , CaO , K_2O — $\pm 5-7\%$. Квантометрические данные выгодно отличаются от химических силикатных анализов высокой стабильностью результатов для массивов, гомогенность состава которых устанавливается петрографически. Хотя для Забайкалья накоплен обширный материал по петрохимии гранитоидов, аналитическое качество его, как можно судить по сопоставлению результатов, полученных в разное время по одним и тем же геологическим объектам, не одинаково. Поэтому использование квантометрических данных, полученных в сравнительно короткий промежуток времени в одной лаборатории, имеет определенное преимущество, так как позволяет свести к минимуму колебания в составе изучаемых гранитоидов, обусловленные аналитическими погрешностями, неизбежными при использовании анализов многих лабораторий, выполненных в разное время.

Возрастные определения калий-аргоновым методом выполнены в Лаборатории геохимии изотопов аналитиком В. Н. Смирновым.

Статистическая обработка аналитических данных. Результаты определений содержаний породообразующих компонентов и редких элементов в изученных объектах статистически обработаны на ЭВМ по стандартной программе, технической выполнение и отладка которой проведены П. И. Балком. Программой предусмотрено вычисление средних вероятных содержаний компонентов на основе оценки соответствия распределения концентраций в анализируемых совокупностях нормальному или логнормальному законам распределения, вычисление статистических оценок 90% доверительных интервалов средних значений содержаний (Крамбейн, Грейбилл, 1969, с. 112), статистических оценок средних квадратичных отклонений, дисперсий (S ; \pm) и коэффициентов вариаций (V) содержаний. Степень соответствия распределения концентраций в анализируемых совокупностях нормальному или логнормальному законам распределения оценивалась по значениям постоянных Пирсона (Шарапов, 1965, с. 86). Во всех случаях, когда значения постоянных показали статистическое непротиворечие нормальному закону распределения, в качестве средней оценки принимались среднеарифметические значения содержаний \bar{C} . Среднегеометрические значения концентраций (\bar{C})* принимались в качестве вероятных средних значений в случае противоречия распределения нормальному и непротиворечия логнормальному законам распределения. Статистический анализ, в частности, показал, что приблизительно в 90% случаев распределение концентраций породообразующих компонентов и редких элементов в изучавшихся объектах не противоречит нормальному закону распределения. Это свидетельствует о достаточно высокой представительности среднеарифметических значений концентраций при геохимическом анализе гранитоидов.

Данные по редкоэлементному составу гранитоидов были также подвергнуты статистической обработке по специальной программе классификационного многомерного анализа, разработанной В. Н. Евдокимовой (Иркутский госуниверситет), Н. А. Китаевым, В. Н. Чумакиным

(Институт геохимии СО АН СССР) для обработки материалов геохимических съемок полей рудных месторождений (Евдокимова, Китаев, 1973). Программой на основе статистического анализа всего объема геохимической информации осуществляется ранжировка геохимических проб на группы, характеризующиеся определенными элементными ассоциациями. При автоматическом выделении ассоциаций учитывается как степень концентрирования или рассеяния элементов относительно принятых фоновых значений, так и дисперсии концентраций элементов и их корреляционные связи. Указанная программа авторами применена для геохимической ранжировки гранитоидов впервые.

Вместе с авторами участие в исследованиях на разных этапах принимали К. Ф. Каширин и Е. М. Шеремет. Большая работа по подготовке иллюстраций проделана Е. М. Гайнцевым, принимавшим также участие в полевых работах. Значительный объем аналитических работ выполнен аналитиками Института геохимии СО АН СССР Е. С. Костюковой, Л. Л. Петровым, В. А. Легейдо, А. И. Кузнецовой, Д. Х. Николаевой, Г. С. Гормашевой, Т. А. Гуничевой, В. Н. Смирновым. Существенная помощь авторам в статистической обработке геохимических материалов оказана П. И. Балком, В. Н. Евдокимовой, В. Н. Чумакиным. Всем названным товарищам по работе авторы выражают свою искреннюю признательность.

Авторы пользуются также случаем, чтобы выразить свою благодарность за содействие, советы и помощь в проведении исследований работникам Читинского территориального геологического управления, Забайкальского КНИИ, Забайкальского филиала Географического общества СССР И. Г. Рутштейну, А. М. Гребенникову, В. П. Краснову, Е. В. Барабашеву, В. М. Яновскому, Г. И. Менакеру, А. Д. Канищеву, А. И. Кулагашеву, А. И. Сизикову.

Авторы особенно признательны В. В. Старченко (ЧТГУ), неоднократно оказывавшему помощь квалифицированными геологическими консультациями, немало способствовавшими успешному завершению исследований.

Наконец, авторы считают своим приятным долгом выразить глубокую благодарность научному руководителю работ члену-корреспонденту АН СССР профессору Л. В. Таусону, чье постоянное внимание, помощь и поддержка позволили осуществить намеченные исследования и выполнить настоящую работу.

Работа состоит из четырех глав и заключения. Глава 1, раздел главы 2, посвященный даурскому и кыринскому комплексам, глава 3, раздел первый заключения составлены В. Д. Козловым. Разделы главы 2, посвященные сохондинскому и харалгинскому комплексам, составлены Л. Н. Свадковской. Глава 4 и второй раздел заключения составлены авторами совместно.

ГРАНИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЗАБАЙКАЛЯ

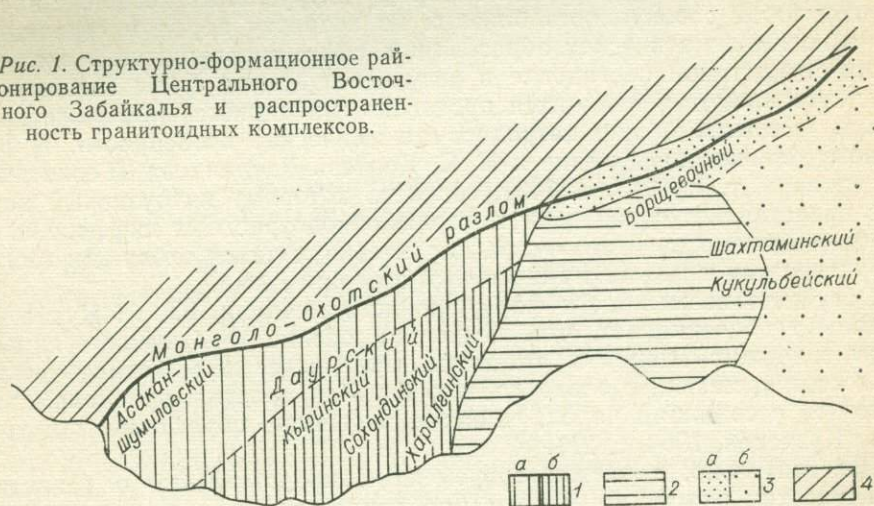
ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РЕГИОНЕ

Территория, где распространены изученные авторами гранитоиды, находится в западной части Монголо-Охотской складчатой области и охватывает две крупные структурно-формационные единицы Центрального Забайкалья: Даурскую и восточную Агинскую геосинклинальные варисские зоны. Кроме того, в пределы этой территории входит западная часть Пришилкинской эвгеосинклинальной зоны (рис. 1). К востоку от Агинской зоны располагаются Газимурская (мезозойская), Урулюнгуевская (ранневарисская) геосинклинальные зоны и восточная часть Пришилкинской эвгеосинклинальной зоны, охватывающие территорию собственно Восточного Забайкалья, хотя часто Центральное и Восточное Забайкалье разграничивают где-то посередине территории Агинской зоны.

Даурская зона обычно подразделяется на две подзоны — юго-восточную собственно Даурскую, охватывающую Южно-Даурский мезозойский свод (Геология и закономерности..., 1970), и северо-западную, Зачикойскую (Старченко, 1963) зону герцинской консолидации.

В Даурской зоне преобладают гранитоидные породы. Территория Агинской зоны раннемезозойской консолидации сложена, напротив, преимущественно осадочными кластическими породами палеозойского и раннемезозойского возраста. В геологической литературе эта зона известна также под названием Агинской плиты, Агинского поля или

Рис. 1. Структурно-формационное районирование Центрального Восточного Забайкалья и распространённость гранитоидных комплексов.



Оловянно-вольфрамовый пояс: 1 — Даурская зона (а — Зачикойская, б — Даурская подзоны); 2 — Агинская зона; 3а — Пришилкинская, 3б — Газимурская и Приаргунская зоны. Золото-молибденный пояс; 4 — Малханская и Олекминская зоны.

блока. В металлогеническом отношении рассматриваемый регион включает большую часть Забайкальского оловянно-вольфрамового пояса. В пределах этой территории (включая область восточного обрамления Агинской зоны) находится большинство известных в Забайкалье редкометалльных оловянно-вольфрамовых и оловянно-сульфидных месторождений и рудопроявлений, определяющих металлогенический облик региона. Северная граница региона проходит по зоне Монголо-Охотского глубинного разлома, разграничивающего золото-молибденовый и оловянно-вольфрамовый металлогенические пояса Забайкалья (Смирнов, 1944). Юго-восточная ветвь Монголо-Охотского шва, известная под названием Онон-Туринской зоны глубинных разломов, разграничивает в пределах оловянно-вольфрамового пояса Даурскую и Агинскую геосинклинальные зоны.

ВОПРОСЫ ФОРМАЦИОННОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ГРАНИТОИДОВ

Несмотря на значительную разработанность существующей схемы формационного расчленения магматических образований в Забайкалье (Интрузивные комплексы Забайкалья, 1964; Кормилицын, 1973; Пермяков, 1973), степень ее детальности находится в определенном противоречии с реальными возможностями установления формационной принадлежности ряда конкретных магматических тел. Особенно это справедливо для таких регионов, как Даурская зона, где преобладают гранитоидные породы. Такое положение объясняется в первую очередь недостаточной геологической определенностью тех критериев, которые обычно используются при установлении формационной принадлежности изверженных пород, исходя из известных определений магматических (интрузивных) формаций.

В настоящее время наиболее признанным является определение Ю. А. Кузнецова, согласно которому магматический комплекс представляет конкретную ассоциацию пород, тесно связанных парагенетическими отношениями и близких по возрасту и условиям образования (Кузнецов, 1964, с. 20; Геологический словарь, т. 1, 1973, с. 345). Более широкое определение принимается Е. Т. Шаталовым (Обзор геологических понятий..., 1963), согласно которому интрузивный комплекс представляет собой совокупность близких по возрасту пород и связанных с ними послемагматических образований, сформировавшихся в сходной геолого-структурной обстановке в результате единой фазы магматической деятельности, являющихся производными единого магматического очага и имеющих общие петролого-геохимические особенности. К последнему близко определение и В. С. Коптева-Дворникова (Геологический словарь, т. 1, 1973, с. 345), согласно которому интрузивный комплекс представляет собой полную серию разновозрастных дифференциатов общего магматического очага, характеризующихся сходными геологоструктурными и металлогеническими особенностями.

Обсуждая возможности формационного анализа, Ю. А. Кузнецов специально подчеркивает, что, поскольку оценка генетических связей всегда содержит элементы гипотезы, при выделении магматических комплексов «решающее слово должно быть за простым признаком парагенезиса ассоциаций пород, единственно вполне объективным и точным» (Кузнецов, 1964, с. 21).

Действительно, с учетом современных представлений о развитии магматических очагов во многом проблематичными в ряде распространенных случаев оказываются не только критерий комагматичности, но и критерий близости возраста дифференциатов комплекса. Результаты геохронологического изучения ряда интрузий в разных регионах (Потапьев, 1965; Таусон и др., 1969; Летников, 1972; Загрусина, 1973)

свидетельствуют о том, что интервал формирования их последовательных дифференциатов нередко составляет несколько десятков миллионов лет, что практически исключает возможность строгого применения временного критерия комагматичности при формационном анализе подобных интрузивных тел. В последние годы появились публикации (Борсук, 1972; Бевзенко, Недашковский, 1973; и др.), в которых обосновывается происхождение совмещенных в пространстве и близких по возрасту интрузивных тел контрастного состава из телескопированных и пространственно обособленных магматических очагов базальтоидных, как правило гибридных, и сиалических, гранитоидных палингенных расплавов. Производные таких очагов будут представлять, очевидно, самостоятельные формации, несмотря на их совмещенность в пространстве и близость во времени формирования. Неприемлемо для магматизма областей активизации в большинстве случаев и представление о комплексе как ассоциации пород — производных единого магматического очага. Для внегеосинклинальных мезозойских формаций Забайкалья говорить о едином очаге локальных тел, нередко удаленных друг от друга на расстояние до 50—100 км и более, очевидно, вообще неправомерно.

Как правило, не дают однозначного ответа на вопрос о формационной принадлежности и данные по петрохимии гранитоидов. Неопределенность петрохимических критериев с очевидностью вытекает из общей закономерности, установленной еще Фоггом, показавшим, что серии интрузивных пород имеют анхизвтектический состав. Дифференциация гранитных интрузий осуществляется в большинстве случаев по сходной схеме и приводит к формированию серий последовательных дифференциатов, которые, представляя разные комплексы, по составу обычно практически неразличимы, особенно поздние лейкограниты. Между тем определение формационной принадлежности последних представляет наиболее важную задачу. Хорошо известно, что редкометальное и оловянно-вольфрамовое оруденение, как правило, связано с гранитоидами лейкократового состава, и правильное определение круга магматических тел, представляющих такие комплексы, имеет важное значение. Особенно затруднительно установить формационную принадлежность кислых дифференциатов в области пространственного совмещения нескольких гранитоидных комплексов, так как лейкограниты, представляющие обычно заключительные интрузивные фазы, слагают трещинные тела, не различающиеся ни по составу, ни по структурным особенностям пород вследствие кристаллизации из относительно низкотемпературных расплавов.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ В ФОРМАЦИОННОМ АНАЛИЗЕ ГРАНИТОИДОВ

Значение собственно геохимических данных в решении генетических вопросов магматизма практически совершенно не оценено, хотя в определениях магматических комплексов у некоторых авторов упоминается о геохимических, наряду с петрохимическими, особенностях конкретных интрузивных комплексов (Обзор геологических понятий..., 1963, с. 92). Однако на практике геохимические признаки (данные по редкоэлементному составу магматитов) в формационном анализе, как правило, не используются. Это находит отражение и в последних определениях магматических и интрузивных комплексов (Геологический словарь, т. I, 1973, с. 345), в которых ни состав пород, ни их геохимические особенности вообще не упоминаются как возможные диагностические признаки.

Сложившемуся положению немало способствовала та неопределенность геохимической характеристики магматических пород, которая,

к сожалению, существует по настоящий день благодаря некритическому использованию многими авторами мало достоверных или вообще недостоверных данных по содержанию редких элементов в породах. В качестве примера, относящегося непосредственно к гранитоидам Забайкалья, можно указать на некоторые геохимические сведения, содержащиеся в книгах «Интрузивные комплексы Забайкалья» (1964, с. 169, рис. 44), Ж. Н. Рудаковой (1973, табл. 25, рис. 38), в которых концентрации олова и других редких элементов оценены величинами, превышающими кларковые содержания в 10—30 раз. Между тем из ранее опубликованных работ А. А. Беуса с его коллегами (1962; 1966, 1967 и др.) с очевидностью следует, что подобные высокие концентрации олова, лития, бериллия наблюдаются лишь в части редкометалльных апогранитов и околорудных грейзенов Забайкалья и ни в коей мере не могут характеризовать неизменные гранитоиды комплексов, в том числе рудоносных.

Впервые возможные уровни концентраций редких элементов в гранитоидах были детально охарактеризованы и оценены на количественной основе в известной монографии Л. В. Таусона (1961). Позднее Л. В. Таусоном было показано (1967), что содержания ряда характерных редких элементов в рудоносных гранитоидах обычно превышают их кларки не более чем в несколько раз (обычно в 2—4 раза). Подобные граниты, с повышенными концентрациями ряда характерных гранитофильных элементов (редкие щелочи, бериллий, олово, вольфрам, свинец), в настоящей работе называются редкометалльными (Козлов, Свядковская, 1972б).

В результате проводившихся в последнем десятилетии геохимических исследований гранитоидов в ряде регионов было установлено принципиальное отличие данных по редкоэлементному составу гранитоидов от данных по их петрохимии. Если последние, как было отмечено выше, дают мало информации для индивидуальной характеристики гранитоидных комплексов благодаря анхизвтектическому составу гранитоидных серий, то редкоэлементный состав отражает в первую очередь индивидуальные особенности гранитоидных комплексов и в гораздо меньшей степени, чем петрохимическая характеристика, зависит от процессов дифференциации. Это позволяет достаточно надежно выявлять индивидуальные геохимические особенности как отдельных интрузий, так и комплексов в целом, хотя это возможно лишь на основе количественных и вполне корректных аналитических данных.

Накопленные к настоящему времени результаты геохимических исследований магматитов, и в частности опыт авторов по изучению гранитоидов Забайкалья, позволяют сделать заключение, что количественные данные по содержанию в гранитоидах редких и рассеянных элементов должны являться той необходимой составной частью формационного анализа, которая в ряде случаев позволяет решать наиболее сложные вопросы генетических соотношений серий интрузивных пород и тем самым определять конкретный круг магматических образований того или иного комплекса. Этот вывод в особенности относится к интрузиям лейкогранитов разных формаций, которые, не различаясь петрологически, по геохимическим признакам в большинстве случаев отличаются настолько, что это позволяет проводить их формационную идентификацию.

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Расчленение магматических образований в Забайкалье проводится традиционно на формационной основе. В целом формационная схема интрузивного магматизма региона разработана со значительной под-

робностью на основе систематических геологических исследований, проводившихся Читинским территориальным геологическим управлением и другими организациями. Впервые в обобщенном виде она была изложена в монографии коллектива авторов ВСЕГЕИ «Интрузивные комплексы Забайкалья» (1964). В указанной работе дается геолого-петрографическая характеристика всех гранитоидных комплексов и приводятся геологические схемы размещения их интрузий.

Вместе с тем со времени опубликования этой работы значительно изменилась оценка характера гранитоидного магматизма и его места в истории геологического развития Монголо-Охотской складчатой области. После опубликования работ М. С. Нагибиной (1963), Ю. В. Комарова и П. М. Хренова (1963) все большее число исследователей присоединяется к мнению о принадлежности мезозойских гранитоидных комплексов Забайкалья к внегеосинклинальному типу магматизма, хотя еще сравнительно недавно, в 50—60-е годы, формирование большей части гранитоидных комплексов Забайкалья связывалось с инверсионной позднегерцинской стадией варисского геосинклинального цикла.

В основу проведенных авторами исследований положена современная схема (табл. 1) интрузивного магматизма Центрального и Восточного Забайкалья по И. Г. Рутштейну и В. В. Старченко (ЧТГУ), являющаяся результатом разработок более ранних схем.

Наиболее сложной и во многом дискуссионной является схема интрузивного магматизма Даурской зоны, которая в последние годы существенно переработана и детализирована в результате геологосъемочных работ (Читинское территориальное геологическое управление, Е. В. Барабашев, Е. Т. Бубнов, Е. А. Беляков, А. Д. Канищев, Н. П. Костяков, В. П. Краснов, В. В. Старченко, И. Н. Фомин, И. Н. Чабан, В. М. Яновский и др.).

В самой западной части Даурской зоны выделяются поля протерозойских (?) гранито-гнейсов и гнейсо-гранитов, представляющих, по распространенному мнению, «комплекс кристаллического основания» нижнего яруса гранито-осадочного слоя. В настоящей работе эти гранитоиды не рассматриваются.

Основной фон Даурской зоны составляют гранитоиды крупных батолитовых массивов, объединяемые в даурский и кыринский комплексы.

Формирование интрузий даурского комплекса связывается с поздне-мезозойским инверсионным (Деньгин, 1958) или позднеинверсионным (Кормилицын, 1973) этапом герцинской геосинклинали. Интрузии комплекса широко распространены в пределах всей Зачикийской подзоны Даурской зоны. Согласно последним данным, наиболее вероятен пермотриасовый возраст интрузий комплекса (220—190 млн. лет). По существующим представлениям, формированием интрузий даурского комплекса в Центральном Забайкалье завершился этап герцинского геосинклинального развития. Однако развитие батолитового гранитного магматизма в Даурской зоне на этом не закончилось и продолжалось в мезозойское время внедрением интрузий кыринского комплекса, массивы которого выделяются исключительно в восточной части зоны (область Южно-Даурского свода) (Геология, и закономерности..., 1970). Формирование кыринского комплекса связывается с начальным периодом эпиплатформенной тектоно-магматической активизации, охватившей в мезозое всю территорию Забайкалья. Возраст кыринского комплекса в настоящее время принимается как нижне-(средне?)юрский, хотя часть определений калий-аргоновым методом показывает более древний, триасовый (180—200 млн. лет), а другая часть — средне- и даже верхнеюрский (180—140 млн. лет) возраст представляющих комплекс гранитоидов. Таким образом, в Даурской зоне переход от геосинклинального к эпиплатформенному режиму характеризовался практически

Гранитоидный магматизм

Подзона	Даурская структурно-формационная зона			
	Комплекс	Главная фаза	Поздние дифференциаты	Сопровождающее оруденение
Зачикойская	Даурский	Мезоабиссальные крупные батолитовые массивы гранодиоритового состава, Р—Т	Трещинные пластовые интрузии биотитовых гранитов, Т—J ₁ (?)	Бедное касситерит-кварцевое (?) с частью массивов поздних дифференциатов
	Асакан-шумиловский	Крупные и средние гипабиссальные интрузии биотитовых и лейкократовых гранитов, J ₁ —J ₂ (?)	Мелкие тела и дайки субщелочных лейкогранитов и фельзит-порфиров, J ₂ —J ₃ (?)	Редкометальные грейзены, кварц-касситерит-вольфрамитовое, с большим содержанием массивов
Даурская (Восточно-Даурская)	Кыринский	Крупные мезоабиссальные батолитовые массивы гранодиорит-гранитного состава, Т	Трещинные пластовые интрузии биотитовых и лейкократовых гранитов, J ₁ —J ₂	Небогатые пегматиты с касситеритом, грейзеновое, кварц-касситеритовое с шеелитом, с интрузиями заключительной фазы
	Сохондинский	Интрузивно-экструзивные гипабиссально-приповерхностные массивы дацит-трахидацитового состава, J ₁ —J ₂	Трещинные интрузии и штоки гранитов и гранит-порфиров, J ₂	Небогатое кварц-касситеритовое с шеелитом, золото-кварцевое (?), с интрузиями заключительной фазы
	Харалгинский	Средние и небольшие гипабиссально-приповерхностные и реже субвулканические интрузии ультракислых гранитов, J ₂ —J ₃	Мелкие тела и дайки кварцевых порфиров (редко), J ₂ —J ₃	Редкометальные грейзены, кварц-вольфрамит-касситеритовое и касситерит-сульфидное, со всеми массивами

непрерывным развитием гранитного батолитового магматизма, начинавшегося в северо-восточной половине зоны (Зачикойская подзона) с формирования пермо-триасовых интрузий даурского комплекса и завершившегося в нижне-среднеюрское время формированием кыринского комплекса в восточной части зоны. До недавнего времени даурский и кыринский комплексы нередко объединялись в единый даурский триас-нижнеюрский комплекс батолитовых интрузий. Эта точка зрения нашла отражение в схеме магматизма по Б. Н. Пермякову (1973). С периодом эпиплатформенного развития в Даурской зоне связывается формирование таких типичных комплексов этапа мезозойской тектоно-магматической активизации региона, как сохондинский, харалгинский и асакан-шумиловский (см. табл. 1).

Сохондинский субвулканический комплекс гранодиоритового (дацитового) состава связывается с начальным периодом тектоно-магматической активизации. Интрузии и субвулканические поля комплекса распространены только в восточной части Даурской зоны. Долгое время считалось, что образования сохондинского комплекса прорывают гранитоиды батолитовых интрузий кыринского комплекса. Тем самым началом формирования сохондинского комплекса фиксировалось завершение батолитового магматизма герцинского позднеинверсионного этапа и переход к магматизму линейных зон активизации эпиплатформен-

Центрального Забайкалья

Подзона	Агинская, западная часть Пришилкинской структурно-формационные зоны			
	Комплекс	Главная фаза	Поздние дифференциаты	Сопровождающее оруденение
Зачикойская	Шахта-минский	Крупные, средние и мелкие гипабиссальные массивы и штоки габбро-диорит-монзонитового и гранодиорит-монзонитового состава, J ₂ —J ₃	Небольшие тела штоки, дайки субщелочных гранитов, гранит-порфиров, J ₂ —J ₃	Золото-кварцевое, кварц-молибденитовое с отдельными массивами; скарново-шеелитовое (?)
	Борщевочный	Крупные мезоабиссальные батолитовые массивы гнейсированных гранитов, J ₂ —J ₃	Пластовые интрузии биотитовых, реже двуслюдяных гранитов, J ₂ —J ₃	Миароловые пегматиты с бедной редкометальной минерализацией
	Кукульбейский	Гипабиссальные многофазные массивы среднего размера гранитов кислого и ультракислого состава, J ₃	Небольшие штоки и куполы ультракислых грейзенизированных гранитов (апогранитов), дайки и субвулканические тела кварцевых порфиров и фельзит-порфиров, J ₃	Комплексное: редкометальные пегматиты, редкометальные апограниты, кварц-вольфрамитовое, кварц-касситеритовое, касситерит-сульфидное, практически со всеми массивами

ного режима. Однако геологические наблюдения последних десятилетий свидетельствуют о более молодом возрасте гранитоидов кыринского комплекса по отношению к сохондинскому. В. П. Красновым (1966) установлено прорывание гранитами кыринского комплекса стратифицированных нижнеюрских отложений («гольцовая юра»). Во многих случаях фиксировался активный контакт кыринских гранитов с образованиями сохондинского комплекса. Вместе с тем наблюдалось налегание сохондинских субвулканических пород на более ранние образования кыринского комплекса. Наконец, В. П. Красновым наблюдались постепенные переходы между интрузивными образованиями первой фазы сохондинского комплекса и кыринскими гранитами. Все эти данные позволили некоторым исследователям прийти к выводу о близости времени формирования кыринского и сохондинского комплексов и о вероятной их принадлежности к одной вулкано-плутонической формации (В. В. Старченко). Возраст сохондинского комплекса (главная фаза) оценивается как нижнеюрский. Его формирование в современной схеме магматизма относится к временному интервалу между завершением становления батолитовых интрузий даурского комплекса и формированием главной фазы батолитовых массивов кыринского комплекса. Основная сложность формационного расчленения гранитоидов Даурской зоны заключается в том, что с завершением становления

главных фаз батолитовых массивов формирование даурского и кыринского комплексов, очевидно, не прекратилось и продолжалось в изменившейся тектонической обстановке периода активизации внедрением в ниже-среднеюрское время интрузий заключительной фазы или фазы дополнительных интрузий, по ставшим классическими представлениям В. С. Коптева-Дворникова (1952). Эти интрузии представлены существенно биотитовыми кислыми гранитами и аляскитами, слагающими обычно протяженные или сложные трещинные «каркасные» тела в батолитовых массивах главной фазы. Впервые детально они были изучены В. П. Красновым и В. В. Старченко. В. П. Краснов выделял более крупные дифференцированные массивы подобных гранитов в самостоятельную ендынскую среднеюрскую фазу (комплекс) кислых гранитов. Большая часть этих интрузий ранее Е. В. Барабашевым и Н. Н. Чабаном (1963, фиг. 1, с. 9), а в последнее время И. Н. Фоминным (1971, рис. 2) включалась в состав харалгинского комплекса. На схемах названных авторов в состав харалгинского комплекса включается и крупный Оленгуйский массив, расположенный в северо-восточной, приграничной области Даурской зоны (оленгуйский комплекс, Н. И. Тихомиров, «Интрузивные комплексы...», 1964).

На основе детального сопоставления геохимических особенностей гранитоидов собственно Даурской подзоны (Южно-Даурский свод) авторы пришли к выводу о принадлежности большей части интрузий кислых биотитовых гранитов и аляскитов, включавшихся в харалгинский комплекс, к заключительной фазе кыринского комплекса. Эта точка зрения была подробно изложена в ряде прежних публикаций авторов (Козлов, Свядковская, 1972б; Козлов, 1974) и получает дальнейшее развитие и обоснование в данной работе. Интрузивные тела рассматриваемых биотитовых и аляскитовых гранитов, распространенные в восточной части Даурской зоны, в схеме ЧТГУ в настоящее время также включаются в состав кыринского комплекса. Однако большая часть таких массивов размещается в северо-западной половине Даурской зоны (Зачикойская подзона), в области развития гранитоидов даурского комплекса. В формационной схеме ЧТГУ все эти интрузии кислых биотитовых и аляскитовых гранитов Зачикойской подзоны объединены в асакан-шумиловский ниже-среднеюрский комплекс, в том числе упоминавшийся крупный Оленгуйский массив. Ранее в этот комплекс объединялись практически лишь рудоносные массивы собственно Асакан-Шумиловского района. По мнению авторов, расширение районов распространения интрузий асакан-шумиловского комплекса на всю территорию Даурской зоны не является достаточно обоснованным. Представляется более вероятным, что многочисленные трещинные интрузии биотитовых и аляскитовых гранитов, ассоциирующие с батолитовыми массивами даурского комплекса, относятся к его заключительной фазе, развивавшейся, подобно заключительной фазе кыринского комплекса, в период наступившего этапа тектоно-магматической активизации. Ниже-среднеюрский возраст этих гранитов полностью коррелируется с возрастом заключительной фазы кыринского комплекса. Подобная трактовка даурского и кыринского комплексов в целом не противоречит взглядам Ю. А. Кузнецова (1964), указывавшего, что «магматические комплексы практически всегда многофациальны» и что разные части их «могут возникнуть в весьма различных геологических обстановках» (с. 25). Учитывая роль в редкометальном рудообразовании, состав асакан-шумиловского комплекса правильно ограничить редкометальными интрузиями Асакан-Шумиловского района и смежных с ним территорий.

Точно так же в состав средне-верхнеюрского харалгинского комплекса нами включаются только те интрузии, которым действительно свойственны петролого-геохимические признаки рудоносности и кото-

рые определяют в основном металлогенический облик рассматриваемой территории (Козлов, Свядковская, 1972а, б; Свядковская, 1974). Представлен харалгинский комплекс трещинными гипабиссальными, реже субвулканическими интрузиями лейкократовых гранитов кислого и ультракислого состава.

Основываясь на геохимических данных, авторы выделяют также заключительную фазу сохондинского комплекса, представленную мелкими гипабиссально-субвулканическими трещинными телами и штоками биотитовых гранитов и гранит-порфиров. Ранее эти образования включались в состав харалгинского комплекса.

Таким образом, не изменяя принципиальной схемы магматизма Даурского региона, авторы несколько по-новому понимают ее содержание и рассматривают ниже-среднеюрские интрузии биотитовых, аляскитовых гранитов и гранит-порфиров, объединявшихся ранее многими исследованиями в единый харалгинский комплекс (Барабашев, Чабан, 1963; Фомин, 1971; Рудакова, 1973), как гетерогенные образования, которые представляют:

- 1) вероятные поздние дифференциаты магматических очагов даурского триасового комплекса батолитовых интрузий (Зачикойская подзона Даурской зоны);
- 2) поздние дифференциаты кыринского комплекса батолитовых интрузий (восточная часть Даурской зоны, или Южно-Даурский свод);
- 3) поздние дифференциаты магматических очагов субвулканического сохондинского комплекса;
- 4) интрузии редкометальных гранитов собственно асакан-шумиловского (Зачикойская подзона) и харалгинского (восточная часть Даурской зоны) комплексов.

Формационное расчленение гранитоидов Агинской зоны (вместе с областью ее восточного обрамления и западной частью Пришилкинской зоны) является менее сложным. Это объясняется главным образом резким преобладанием на территории региона песчано-сланцевых пород палеозоя и мезозоя, прорванных лишь в отдельных районах разобщенными и обычно небольшими интрузиями гранитоидов. Благодаря активным контактам со стратифицированными толщами определение возрастного положения интрузий встречается здесь гораздо меньше трудностей по сравнению с соседней Даурской зоной.

В пределах Агинской зоны и ее северного и восточного обрамлений распространены преимущественно гранитоидные интрузии трех мезозойских комплексов: борщевочного (цаган-олуевского) комплекса гранитоидных батолитов, шахтаминского габбро-диорит-гранодиоритовой (Кормилицын, 1973) формации и кукульбейского гранитовой формации. Формирование этих комплексов связывается со средне-верхнеюрским этапом тектоно-магматической активизации Забайкалья.

Относительно более сложной является трактовка борщевочного (цаган-олуевского) комплекса. На рассматриваемой территории к нему относятся Халзанский массив на юго-западе, Кангинский и Борщевочный на северо-востоке (Пришилкинская зона). Возраст комплекса долгое время определялся как средне-верхнеюрский, что полностью подтверждалось данными геохронометрии. Однако в последнее время получило распространение мнение о гораздо более древнем, ниже-среднепалеозойском возрасте части батолитообразных массивов комплекса (Пермяков, 1973; Вартанова, Завьялова, Шербакова, 1972). Согласно этому мнению, массивы комплекса представляют продукты ультраметаморфогенного магматизма, образующие кристаллическое гранитное основание верхнего яруса земной коры Забайкалья. В этом случае молодой возраст комплекса, фиксируемый в большинстве районов данными геохронометрии, а также активные контакты с осадочными толщами

триаса (Халзанский массив), объясняются широким проявлением процессов гранитизации, селективного плавления и интродуирования расплавов, протекавших в пределах гранито-гнейсовых древних куполов в период мезозойской тектоно-магматической активизации.

При таком подходе возраст образований комплекса, как и формационный облик представляющих его массивов, определяется, очевидно, степенью переработки кристаллических пород комплекса в период мезозойской тектоно-магматической активизации.

Образования комплекса, подвергшиеся наиболее полной гранитизации и переплавлению и имеющие мезозойский возраст, в современной схеме магматизма ЧТГУ выделены в борщевочный комплекс. Сюда относятся Халзанский, Кангинский, Борщевочный и некоторые другие массивы Пришилкинской структурно-формационной зоны (№ 56, 57, см. рис. 2). Массивы гнейсированных гранитов, для которых фиксируется более древний возраст, объединены в настоящее время в цаган-олуевский нижнепалеозойский комплекс (распространены за пределами рассматриваемой территории).

Массивы шахтаминского комплекса распространены на всей площади Агинской зоны и сопредельных к востоку территориях. Среди них многочисленны мелкие массивы пестрого габбро-диоритового — монцитового состава. Часто они тяготеют к районам развития массивов кукульбейского комплекса, занимая по отношению к ним сателлитное положение. Более крупные массивы шахтаминского комплекса сложены, как правило, гранодиоритами. Возраст комплекса оценивается как средне-верхнеюрский.

Массивы кукульбейского комплекса также достаточно широко распространены в Агинской зоне и сопредельных территориях. Комплекс представлен разнообразными по петрографическому облику биотитовыми, двуслюдяными, мусковитовыми гранитами кислого и ультракислого состава. Встречаются и субвулканические аналоги — гранит-порфиры и кварцевые порфиры. Возраст комплекса оценивается как верхнеюрский. С массивами шахтаминского комплекса граниты кукульбейского обычно разобщены. Вместе с тем имеются примеры пространственного совмещения более ранних массивов шахтаминского комплекса и прорывающих их более поздних интрузий кукульбейского комплекса. С интрузиями кукульбейского комплекса генетически связывается все редкометальное и оловянное оруденение Агинской зоны и смежных к востоку районов, определяющее металлогенический облик этой территории (оловянно-вольфрамовый пояс).

В заключение следует отметить, что в данной работе рассматриваются только интрузивные формации, представляющие главную массу магматических образований региона. Ограниченно распространенные эффузивные образования авторами не изучались. Общегеологические сведения о строении рассматриваемых территорий авторами опускаются. Эти данные достаточно подробно изложены в монографических сводках и обобщающих работах (Геология и закономерности..., 1970, Геология Северо-Восточной Азии, 1973; Интрузивные комплексы..., 1964; Козеренко, 1956; Кормилицын, 1973; Рудакова, 1973; Вартанова, Завьялова, Щербакова, 1972; Барабашев, Чабан, Фомин, 1964; Канищев, 1971; Краснов, 1971; Рутштейн, 1971; Старченко, 1963, 1968; Фомин, 1971).

ГРАНИТОИДЫ ДАУРСКОЙ ЗОНЫ

ДАУРСКИЙ И КЫРИНСКИЙ КОМПЛЕКСЫ

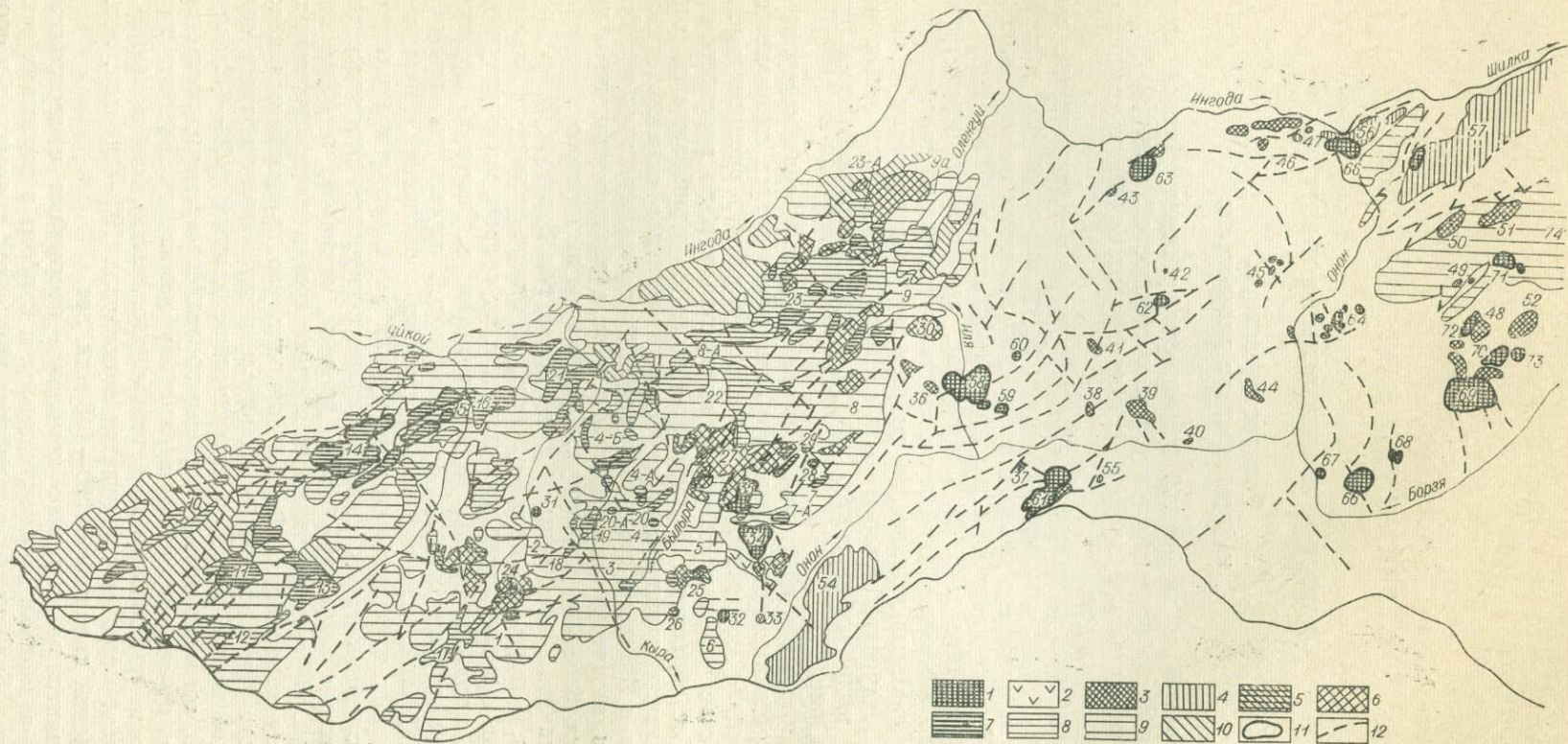
Распространенность
и формационное расчленение

Даурский и кыринский комплексы рассматриваются совместно ввиду сходства геологоструктурных особенностей, условий формирования и геохимической характеристики представляющих комплексы интрузий гранитоидов.

Гранитоиды комплексов образуют крупные батолитовые массивы и слагают более половины площади Даурской зоны (см. рис. 1). Согласно современным представлениям, отраженным на последней геологической карте авторского коллектива Читинского ТГУ (под редакцией И. Г. Рутштейна и В. В. Старченко), гранитоиды пермо-триасового даурского комплекса слагают область Зачикойской подзоны Даурской зоны, а граниты кыринского комплекса распространены преимущественно в Даурской подзоне одноименной зоны, в отдельных районах которой выделяются также интрузии даурского комплекса (участки № 5 и 9, рис. 2).

В западной и центральной частях Даурской зоны северная граница распространения интрузий кыринского комплекса совпадает с полями развития осадочных пород (девон-карбон), распространенных в междуречье Чикоя и Ингоды в их верховьях и по правобережью Ингоды в ее верховьях. В восточной части Даурской зоны область распространения гранитоидов даурского комплекса охватывает все правобережье Ингоды в среднем течении, бассейны верховьев рек Былыры, Акши, практически весь бассейн р. Или в верхнем течении и крупные участки в бассейне р. Оленгуя. Гранитоиды кыринского комплекса слагают значительные площади в бассейнах рек Букукун, Кыры, правобережья р. Былыры (в нижнем течении). К северо-востоку от Хапчерангинского района кыринские граниты слагают сравнительно узкую (20 км) полосу, протягивающуюся вдоль границы с Ононской депрессией и Агинской структурно-формационной зоной вплоть до правобережья р. Или. Практически во многих случаях определение принадлежности батолитовых массивов к даурскому или кыринскому комплексам является спорным и осложняется наличием в даурском комплексе двух фаз батолитовых интрузий — более древней, асинской, и более молодой, даурской. Обычно абсолютный возраст гранитоидов, относимых к кыринскому комплексу, 180—200 млн. лет, что приближается к возрасту даурского (пермо-триас) и значительно превышает возраст сохондинского комплекса по геохронологическим данным (160—170 млн. лет), который, согласно представлениям последнего времени, считается более древним по отношению к кыринскому комплексу. Возраст даурского комплекса по большинству геохронологических определений калий-аргоновым методом оценивается в пределах 190—220 млн. лет. Часть определений дает цифры 160—140 млн. лет.

Гранитоиды даурского комплекса прорывают и ороговиковывают песчано-сланцевые отложения девона и карбона в верховьях рек Чикоя и Ингоды. Гранитоиды кыринского комплекса прорывают и ороговико-



вызывают образования девона и карбона, а также нижнего триаса (Хамаро-Тыринский массив, № 6 и другие участки, рис. 2). Как указывалось выше, взаимоотношения кыринских гранитоидов с субвулканическими породами ниже-среднеюрского сохондинского комплекса неясны: по данным части авторов (В. П. Краснов), кыринские граниты прорывают породы сохондинского комплекса, а в отдельных участках связаны с интрузивными аналогами этого комплекса постепенными переходами. Кроме того, В. П. Красновым (1965, 1966) установлено прорывание кыринскими гранитами среднеюрских отложений так называемой гольцовой юры. Поэтому в настоящее время возраст батолитовых массивов кыринского комплекса оценивается как триас-нижеюрский.

Определение возрастного положения гранитоидов даурского и кыринского комплексов осложняется их многофазностью. В обоих комплексах в первые фазы выделяются сравнительно небольшие, ограниченно распространенные массивы габброидного состава, обычно в значительной мере измененные процессами гранитизации под воздействием последующих гранитных интрузий. В настоящей работе интрузии первых фаз отдельно не рассматриваются. Батолитовые массивы даурского и кыринского комплексов представляют, несомненно, их главную интрузивную фазу, гранитоиды которой пользуются наибольшим распространением.

В целом гранитоиды главной фазы образуют обычно крупные тела грубо овальной формы площадью нередко более тысячи квадратных километров, вытянутые в северо-восточном направлении, в целом соответствующем генеральному направлению герцинской складчатости. Многими исследователями отмечалась приуроченность батолитов к купольным структурам песчано-сланцевых пород палеозоя. Вместе с тем гранитоидные массивы отчетливо прорывают палеозойские отложения, а более детальный структурный анализ фиксирует их дискордантное залегание по отношению к песчано-сланцевым породам рамы. Оси батолитов образуют обычно острые углы с осями герцинской складчатости.

Дискордантность батолитов подтверждается и активным характером взаимоотношений гранитоидов с вмещающими песчано-сланцевыми породами. Последние на контактах с даурскими гранитоидами нередко интенсивно гранитизированы, что особенно характерно для внутренних областей Даурской зоны (Зачикойская подзона). В зонах контактов с кыринскими гранитами песчано-сланцевые породы карбона, а также триаса ороговикованы. Явления гранитизации вмещающих пород для кыринских гранитоидов не характерны. Таким образом, можно говорить о более глубинном характере батолитовых массивов даурского комплекса по сравнению с кыринскими. Наблюдаются также определенные отличия между интрузиями главной фазы даурского комплекса. Среди них В. В. Старченко определяют массивы более древней, асинской, интрузивной фазы и более молодой, даурской. Гранитоиды асинской

Рис. 2. Схема распространения интрузий гранитоидных формаций в Центральном Забайкалье, с дополнением и уточнениями по И. Г. Рутштейну, В. В. Старченко, а также В. Г. Гладкову (1965), Ю. И. Темникову (1971), Г. Ф. Ивановой (1972) и др.

1 — харалгинский (Даурская зона) и кукульбейский (Агинская зона) комплексы: граниты биотитовые и лейкократовые; 2 — харалгинский комплекс: субвулканические псевдогуды гранит-порфиры и кварцевых порфиры; 3 — шахтаминский комплекс: габбро-диориты, диориты, гранодиориты; 4 — борщевочный комплекс: гранодиориты, граниты биотитовые и лейкократовые; 5—6 — сохондинский комплекс: 5 — граниты биотитовые, гранит-порфиры заключительной фазы, 6 — порфириды, дациты, гранодиорит-порфиры 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 и лейкократовые фазы дополнительных интрузий кыринского и даурского комплексов, 9 — гранодиориты и граниты роговообманково-биотитовые главной фазы кыринского и даурского комплексов; 10 — гранитоиды палеозойские; 11 — контуры редкометалльных интрузий; 12 — главные разрывные нарушения (по И. Г. Рутштейну, В. В. Старченко).

фазы отличаются большей основностью и обладают, как правило, отчетливой гнейсовидной структурой, конформной в локальных участках пликативным структурам пород кровли.

Развитие даурского и кыринского комплексов, очевидно, продолжалось в течение периода тектоно-магматической активизации формированием гранитоидов фазы дополнительных интрузий. В настоящее время эта фаза на геологических картах выделяется в составе только кыринского комплекса (третья). Она представлена средне-мелкозернистыми разнозернистыми нередко порфиroidными биотитовыми, а также лейкократовыми гранитами, которые имеют сложные взаимоотношения с гранитоидами главной фазы: обычно между ними наблюдаются постепенные, но быстрые переходы, хотя могут фиксироваться и интрузивные контакты. В. П. Краснов и Н. П. Костяков нередко отмечали в связи с мелкозернистыми гранитами активную калишпатизацию гранитоидов главной фазы, что часто рассматривалось как признак метасоматического характера тел мелко-среднезернистых гранитов. Следует подчеркнуть, что подобные граниты, связанные постепенными переходами с гранитоидами главной фазы, присутствуют и в составе даурского комплекса. Часть массивов биотитовых и лейкократовых гранитов, распространенных среди полей главной фазы даурского комплекса, для которых отчетливо устанавливается трещинная форма тел, Н. П. Костяков относил к третьей фазе кыринского комплекса (так называемые каркасные массивы — № 21, 22 и др., рис. 2). Ранее большую часть этих гранитоидов Е. В. Барабашев с соавт. (Барабашев, Чабан, Фомин, 1964) относили к третьей фазе кыринского комплекса.

Единого мнения по этому вопросу не существует. Так, относящиеся к рассматриваемой группе интрузии в Былыринском рудном районе (№ 20, 20а и др., рис. 2) относились к гыр-голунскому, затем харалгинскому комплексам (Тихомиров, 1960; Калинин, 1965). И. Н. Фомин (1971) большую часть этих образований, в том числе Оленгуйский массив, относил также к харалгинскому комплексу. Как отмечалось выше, в последней схеме магматизма эти интрузии в Зачиковской подзоне Даурской зоны включены в состав асакан-шумиловского комплекса, в том числе Оленгуйский массив. Это означает объединение рассматриваемых гранитов в один комплекс с редкометальными гранитами Асакан-Шумиловского района. Наконец, В. П. Краснов (1965а) включил в состав харалгинского комплекса интрузии биотитовых и лейкократовых гранитов в междуречье верховий рек Чикоя и Ингоды, которые интрузируют в этом районе нижнеюрские отложения («гольцовая юра»).

Имеющиеся в распоряжении авторов материалы свидетельствуют о петролого-геохимическом единстве рассматриваемых гранитов независимо от места их проявления в Даурской зоне и в то же время о значительном геохимическом сходстве с гранитоидами батолитовых интрузий главных фаз даурского и кыринского комплексов. Это позволило сделать заключение о принадлежности подавляющего большинства трещинных массивов биотитовых и лейкократовых массивов внутренних областей Даурской зоны к заключительной интрузивной фазе батолитового магматизма даурского и кыринского комплексов (фаза дополнительных интрузий — ФДИ в дальнейшем изложении).

Гранитоиды главных фаз

Батолитовые массивы главной фазы даурского и кыринского комплексов сложены средне- и крупнозернистыми роговообманково-биотитовыми диоритами, гранодиоритами, реже гранитами, обычно с нерезко выраженной порфиroidной структурой, обусловленной вкрапленниками (порфиробластами) калишпата. В составе темноцветных (6—12%)

преобладает биотит. Как указывалось, гранитоиды части массивов (асинская фаза даурского комплекса) отчетливо гнейсовидны. В составе полевых шпатов преобладает зональный плагиоклаз — внутренние части зерен сложены обычно андезином, № 40—30, внешние — олигоклазом № 30—25 до № 20.

Массивы главной фазы имеют обычно зональное строение, в крайних зонах преобладают диориты и кварцевые диориты, переходящие в центральных частях в гранодиориты и реже граниты.

Минеральный состав гранитоидов главной фазы, объединяемых в даурский комплекс, характеризуется повышенной основностью (табл. 2). В большинстве своем они представлены кварцевыми монцодиоритами. В их составе плагиоклаз 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. В кыринских гранитах по сравнению с гранитами даурского комплекса повышена роль калишпата в сумме полевых шпатов (30—50%), снижена сумма темноцветных (амфибол и биотит) с 15% в гранодиоритах до 8—9% в гранитах при обычно резком преобладании биотита. Амфибол в гранитоидах комплексов представлен обыкновенной роговой обманкой. По составу аксессуарных минералов даурские и кыринские гранитоиды относятся к сфен-ортитовому типу. Количество аксессуарных невелико. В гранитоидах кыринского комплекса количество сфена по сравнению с даурскими резко сокращено, и наиболее характерным аксессуарным минералом является ортит, отмечаются монацит и ксенотим. Как будет показано ниже, повышенная основность гранитоидов даурского комплекса находит вполне определенное отражение в их геохимической характеристике.

В размещении фациальных разновидностей гранитоидов главной фазы кыринского комплекса устанавливаются вполне определенные закономерности. Разновидности гранодиоритового состава слагают поля и отдельные массивы в крайних частях Даурской зоны, вдоль ее границ с Агинской зоной. Гранодиоритами сложен преимущественно Хамаро-Тыринский массив (№ 6, рис. 2), они преобладают также в восточной части участка № 1, в южной участка № 3, слагают участки № 7 и 8. Граниты кыринского комплекса резко преобладают во внутренних частях Даурской зоны (большая часть участка № 1, участки № 2 и 4, северная половина участка № 3). Далее на север, в зоне контактов с гранитоидами даурского комплекса, основность кыринских гранитов снова повышается (Улурыйский массив, № 4А). Наряду с изменением состава гранитоидов отчетливо изменяется их структурно-петрографический облик. Среди гранодиоритов преобладают среднезернистые разновидности с очень слабо выраженной порфиroidностью благодаря мелким (0,5—1 см в поперечнике) выделениям плагиоклаза и калишпата. Микроструктура основной массы гипидиоморфнозернистая и реже диоритовая. Зернистость гранитов заметно укрупняется — преобладают крупно-, до грубозернистых разновидности с отчетливой порфиroidностью благодаря крупным (1,5—3 см в поперечнике) выделениям калишпата. Одновременно увеличивается размер округлых выделений кварца (до 0,5 см), обнаруживающих под микроскопом агрегативное строение. Микроструктура основной массы становится гранитовой гипидиоморфнозернистой. Количество роговой обманки резко сокращается.

По-видимому, в южной части Даурской зоны кыринские граниты главной фазы слагали единый крупный Кыринский батолит, площадь которого охватывает участки № 1, 2, 3 и 4 (рис. 2). Северная часть батолита скрыта под песчано-сланцевыми толщами палеозоя, обнажаясь лишь в отдельных участках (№ 2). Южные и юго-восточные периферии

Минеральный состав гранитоидов главной

омплекс	Массив (участок) и его № на карте (рис. 2)	Номенклатурное название	Содержание	
			плаггиоклаз	
			%	№
Даурский	Ушмунский, № 46 Убур-Джилинский, № 8а	Кварцевый диорит (Гранодиорит) — кварцевый монцодиорит	57,0 44,2	№ 42—40—35—30, до № 20, зональный
	Даурский Алханайский, № 9	То же (Меланократовый гранодиорит) — кварцевый монцодиорит	46,9 49,3	
	Лево-Былыринский, № 5 (кл—17)			
	Былыринский, № 4	Кварцевый монцодиорит	49,3	
Кыринский (от меланократовых к лейкократовым)	Улурийский, № 4А	Гранодиорит	45,0	От № 45—40 до олигоклаза № 20—15, зональный
	Курулгинский, № 7	Гранодиорит	44,9	
	Хамаро-Тыринский, № 6	Гранодиорит	41,9	
	Верхне-Кыринский, № 3	Гранодиорит (гранит существ. плаггиоклазовый)	41,4	
	Аршанский, № 2	Гранит (лейкократовый граномонзонит)	41,9	
	Букукунский, № 1 Былыринский, № 4	Гранит »	35,9 27,9	

ческие участки слагаются преимущественно породами гранодиоритового состава. Граниты распространены в его центральной части. Судя по их составу, центральному купольному поднятию батолита соответствует участок № 4 (Былыринский). Это единственный участок, где в составе кыринских гранитов главной фазы калишпат (микроклин) преобладает над плаггиоклазом (табл. 2). Былыринский участок характеризуется широким развитием в гранитах главной фазы пегматоидных шпиров и давно известен россыпными месторождениями касситерита.

Гранитоиды фазы дополнительных интрузий (ФДИ)

Массивы ФДИ кыринского (даурского?) комплекса широко распространены в пределах всей территории Даурской зоны. Они носят отчетливо выраженный трещинный характер, образуя удлиненные тела (Усть-Большереченские массивы № 10, Куинский № 12, Ендинский № 17 и др. — см. рис. 2) или так называемые «каркасные» (по Н. П. Костякову) интрузии, внедрявшиеся по зонам пересекавшихся разломов (Улелейские массивы, № 21); реже встречаются тела изометричной формы. Сложены массивы ФДИ характерными мелко-среднезернистыми разнозернистыми нередко порфиридовидными существенно биотитовыми и лейкократовыми гранитами. Реже встречаются крупнозернистые лейкократовые разности. Граниты ФДИ в большинстве случаев связаны с гранитоидами главных фаз характерными постепенными, но быстрыми переходами (мощность зоны переходов не превышает обычно нескольких метров). Под микроскопом удается наблюдать, что образование переходных зон обусловлено частичным усвоением средне-мелкозернистыми гранитами материала вмещающих гранодиоритов и гранитов главной фазы. При этом мелкозернистый гранитный базис гранитной структуры проникает между зернами и минеральными агрегатами вмещающих крупнозернистых гранитоидов главной фазы с явлениями частичного дробления последних. Подобные взаимоотношения наиболее вероятно

фазы даурского и кыринского комплексов

минералов, об. %					Сумма темных	Аксессуары	Авторы
калишпат	кварц	пироксен	амфибол	биотит			
2,0	10,0	1,0	9,0	21,0	31,0	Распространенные — апатит, сфен, ортит; менее распростран. — циркон, ильменит, магнетит, пирит	Е. В. Барабашев с соавт. (1964)
22,0	17,2	—	7,5	9,1	16,6		
11,3	18,5	—	8,2	10,7	18,9		
14,4	14,2	1,0	10,9	10,2	21,1		
15,9	16,6		5,2	12,4	17,6		Данные авторов
20,0	20,0	—	6,0	9,0	15,0	Апатит, ортит, рутил, циркон, сфен, редко монацит, ксенотим	Е. В. Барабашев с соавт. (1964) Данные авторов
18,6	23,7	—	4,3	8,5	12,8		
19,5	22,7	—	3,6	12,1	15,7		
19,2	31,5	—	2,4	5,6	8,0		
27,5	22,6	—	0,5	7,5	8,0		Е. В. Барабашев с соавт. (1964)
26,7	27,8	—	1,2	8,4	9,6		
32,2	30,4	—	2,3	7,1	9,4		

могут интерпретироваться как следствие внедрения расплавов фазы дополнительных интрузий в консолидированные, но еще не остывшие гранитоиды главных фаз, что свидетельствует о небольшом временном разрыве между периодами формирования гранитоидов главной интрузивной фазы и ФДИ.

Характерно размещение тел ФДИ в апикальных зонах интрузий главной фазы кыринского комплекса. Н. П. Костяков, В. И. Шулика, Б. И. Витковский отмечают приуроченность ряда тел ФДИ к зонам контактов гранитоидов главной фазы кыринского комплекса с песчано-сланцевыми толщами палеозоя. В этом случае фаза дополнительных интрузий представлена пологими пластовыми телами мелко-среднезернистых гранитов, интродуцировавших как кыринские гранитоиды главной фазы (с образованием зон постепенных переходов), так и вмещающие песчано-сланцевые породы палеозоя. Подобные маломощные тела ФДИ широко распространены в пределах участков № 2 и 3 (рис. 2) вдоль контактов кыринских гранитов с песчано-сланцевыми породами палеозоя (из-за малого размера тел обозначены на рис. 2 лишь частично). Резкие контакты гранитов ФДИ с гранитоидами главной интрузивной фазы фиксируются редко.

Чрезвычайно характерно развитие в связи с телами ФДИ площадной калишпатизации вмещающих гранитов главных фаз кыринского и даурского комплексов, что неоднократно отмечалось многими исследователями (Краснов, 1971; Яновский, 1974). Благодаря этому нередко высказывалось мнение о метасоматическом характере по крайней мере части тел мелко-среднезернистых гранитов (В. П. Краснов, Н. П. Костяков с соавт.). В. М. Яновским (1974) было показано, что образованию интрузий подобных гранитов в Чикой-Мензинском междуречье (массивы № 10, 11, 12, 18, рис. 2) предшествовал интенсивный калиевый метасоматоз в зонах мезозойской тектоно-магматической активации всех более древних гранитоидов (древнепалеозойских гранитоидов даурского и отчасти кыринского комплексов). С этими же зонами

связано формирование исходных расплавов «магматических» гранитов, слагающих вышеперечисленные массивы.

Интенсивный калиевый метасоматоз отмечается в части крупнозернистых разновидностей гранитов, развивающихся в связи с массивами ФДИ (№ 19, 20А и др., рис. 2) в пределах Кыринского батолита. Однако первичную природу таких гранитов установить чрезвычайно трудно, так как по составу они практически неотличимы от средне-мелкозернистых гранитов ФДИ. Большая же часть геологических данных свидетельствует о несомненно магматической природе большинства массивов ФДИ. Как уже отмечалось выше, микроскопические наблюдения в ряде случаев свидетельствуют о магматической ассимиляции телами ФДИ материала вмещающих кыринских гранитов главной фазы (участок № 2). Решающее значение в отношении установления магматической природы тел средне-мелкозернистых гранитов имеет неоднократно наблюдаемая отчетливая дифференциация массивов ФДИ в месте их внедрения. Это явление настолько характерно, что Е. В. Барабашев с соавт. (1964, табл. 12, с. 93) выделяют отчетливо различающиеся по минеральному составу краевую, меланократовую и главную, значительно более лейкократовую, фации гранитов во всех изученных ими массивах ФДИ. Н. П. Костяков с соавт. отмечают появление гранит-порфировых структур в небольшой части мелких тел ФДИ, залегающих в песчано-сланцевых породах палеозоя. Все эти данные заставляют рассматривать калишпатизацию в связи с фазой дополнительных интрузий как сопутствующий процесс, связанный с наступившим этапом тектоно-магматической активизации региона. Несмотря на отмеченные неоднородности, в целом граниты ФДИ имеют весьма сходный состав, что особенно отчетливо видно при анализе петрохимических данных.

Главной особенностью минерального состава распространенных разновидностей гранитов ФДИ (табл. 3) является кислый состав плагиоклаза и, как правило, преобладание калишпата над плагиоклазом при обычно высоком содержании кварца. По номенклатуре (Львов, Кетрис, 1973) часть гранитов относится к существенно щелочно-полевошпатовым лейкократовым (сумма темноцветных < 3%). Кроме того, анализ состава гранитов по отдельным массивам выявляет следующие региональные закономерности. Граниты всех массивов, развитых в области распространения гранитоидов даурского комплекса, отличаются от гранитов ФДИ областей развития интрузий кыринского комплекса значительно большей меланократовостью (№ 21, 22, 23а, рис. 2). В их составе присутствует обычно роговая обманка, что совершенно не характерно для гранитов ФДИ, сопровождающих главные фазы кыринского комплекса. По данным Е. В. Барабашева с соавт. (1964, табл. 12, с. 93), краевые фации массивов ФДИ, сопровождающих гранитоиды даурского комплекса, отличаются значительной меланократовостью, преобладанием плагиоклаза (андезин № 30—35) над калишпагом и реже присутствием небольших количеств пироксена (массивы № 21, 23а). Массивы ФДИ, развитые среди гранитоидов главной фазы кыринского комплекса, как видно из табл. 3, преимущественно лейкократовые (массивы № 18, 20, 7а и др.).

В группу массивов ФДИ включен также Оленгуйский массив (№ 23), наиболее крупный среди них и приуроченный непосредственно к зоне Монголо-Охотского шва. Гранитоиды массива идентичны по составу и геохимической характеристике гранитам других массивов ФДИ, отличаясь от них крупнозернистой структурой, в чем, очевидно, находят отражение размеры и его более длительная кристаллизация. Детальное изучение массива выявило его фациальность и многофазность. От периферических его частей к центру в гранитоидах заметно уменьшается количество биотита (с 7—6 до 4—3%) вплоть до образования в центральной части крупнозернистых лейкократовых гранитов. На со-

Минеральный состав гранитоидов фазы дополнительных интрузий даурского и кыринского комплексов*

Массив, его № на карте (рис. 2)	Номенклатурное название	Содержание минералов, об. %						Авторы
		пла- гио- клаз**	калишпат	кварц	амфибол	биотит	темно- цветные	
Улелейский, № 21	Гранит (существенно щелочнополе- вошпатовый)	22,0	44,0	26,0	3,6	4,2	7,8	Е. В. Барабашев с соавт. (1964)
Шептултайский, № 22	Гранит	31,5	30,4	29,0	1,3	7,5	8,8	
Улотуйский, № 23а	»	28,4	33,4	32,1	—	6,1	6,1	Данные авторов
Анацаканский, № 19	Гранит (крупнозернистый)	34,8	24,8	36,9	—	3,5	3,5	
Букукунский, № 1	Гранит	26,3	36,2	34,2	—	3,2	3,2	
Аршанский, № 2	Гранит (существенно щелочнополево- шпатовый) лейкократовый	22,1	38,6	37,6	—	1,7	1,7	
Бильчирский, № 20 а) Верхне-Салбартуй- ский б) Ульзутуйский	Гранит лейкократовый	31,1	32,2	34,8	—	1,9	1,9	
Гыр-Голунский, № 20а	Гранит	23,2	36,6	29,5	—	4,7	4,7	А. С. Калинин (1965)
Курулгинский, № 7а	Гранит (существенно щелочнополево- шпатовый) лейкократовый	16,7	46,3	34,6	—	2,1	2,1	

* Аксессуарный состав ФДИ: апатит, сфен, циркон, ортит, магнетит, ильменит; реже гранат, турмалин, анатаз, монацит.
 ** Наиболее распространен альбит-олигоклаз № 6—14 в центральной части зерен до № 17—25.

Абсолютный возраст гранитоидов даурского и кыринского комплексов (калий-аргоновая геохронометрия)

№ п/п	Комплекс, фаза	Породы, № участка на карте (рис. 2)	Район, массив	Порода, минерал	№ образца (коллекция авт.)	Абс. возраст, млн. лет	Лаборатория, год	Автор																					
1	2	3	4	5	6	7	8	9																					
1	Даурский, главная фаза	Гранитоиды, вмещающие массив № 14	Верховье р. Чикокона	Гранит среднезернистый (биотит)	2006	212	ЧГУ, 1960	А. Д. Канищев																					
2			То же, № 12	Верховье р. Чикоя	Гранит (биотит)	2382	178	ЧГУ, 1961 ВСЕГЕИ, 1954	Е. Т. Бубнов Ю. П. Деньгин																				
3					Гранит лейкократовый	423а	255																						
4					№ 5	Там же	Гранит	к-876	220	То же СибГЕОХИ, 1973 ЧГУ, 1957	» Данные авторов И. Н. Фомин																		
5							Левобережье р. Былыры	Гранодиорит среднезернистый	кл-17			170																	
6								Междуречье рек Ингоды и Оленгуя	Гранит (биотит)				185—190																
7									»	Там же	Гранит (биотит)	8206	199—201	ЧГУ, 1961 »															
8											Кварцевый диорит (биотит)	463			182														
9											№ 9	Верховье р. Или	Гранодиорит (биотит)	1005	188	ВСЕГЕИ, 1957 ВСЕГЕИ, 1958	А. Н. Ефимов Ж. Н. Рудакова												
10													Там же	То же	331			194											
11														»	Там же	Гранодиорит (биотит)	139	293	ЧГУ, 1960 ЧГУ, 1960	Г. И. Пушников Е. В. Барабашев									
12																Правобережье р. Туры в верховьях	Гранит лейкократовый (биотит)	6301			204—208								
13																	Там же	Гранит (биотит)	481	178	ЧГУ, 1960	»							
14	Кыринский, главная фаза	№ 1																Верховье р. Букукун	Гранодиорит (биотит)	350	187	ВСЕГЕИ, 1958	Н. И. Тихомиров						
15			»	Среднее течение р. Букукун														Гранодиорит (биотит)	1006	193	ЧГУ, 1959	В. Ф. Звоник							
16																		№ 2	Правобережье р. Ингоды в верховьях	Гранит (биотит)	хг-2028	156	СибГЕОХИ, 1973	Данные авторов					
17					№ 3	Бассейн р. Кыры														Гранит роговообманково-биотитовый		170	ВСЕГЕИ	В. П. Краснов					
18	Фаза дополнительных интрузий	№ 4					Бассейн р. Былыры													Гранодиорит		207	ЧГУ СибГЕОХИ, 1973	» Авторы					
19			Район Былыринского горячего ключа	Гранит роговообманково-биотитовый			хг-128	198																					
20				Там же			Гранодиорит (биотит)	11	182	ВСЕГЕИ, 1958								Т. А. Милай											
21					Бассейн руч. Гыр-Голун	Гранодиорит (биотит)	141	190																					
22						Там же	Гранит амфиболбиотитовый	142	200	»	»																		
23								Былыринский район	Пегматиты касситеритсодержащие				209±10					ИГЕМ АН СССР	Р. М. Константинов										
24										№ 6	Хамаро-Тыринский	Гранодиорит (биотит)	302	191	ВСЕГЕИ, 1957					Н. И. Тихомиров									
25												№ 2	Правобережье р. Ингоды в верховьях	Гранит биотитовый	хг-2015	184		СибГЕОХИ, 1973	Авторы										
26														№ 19	Среднее течение р. Кыры, Анацаканский массив	Гранит		160	ВСЕГЕИ	Н. И. Тихомиров									
27																Там же	Гранит (биотит)	188	186	ВСЕГЕИ, 1957	Т. А. Милай								
28																		Там же	Гранит биотитовый			хг-3047	179						
29																				№ 20А	Гыр-Голунский массив	Гранит (биотит)	143	140	ВСЕГЕИ, 1958	Т. А. Милай			
30																						Там же	Гранит	хг-403А			159		
31	Там же	Гранит (биотит)																						хг-405	158	СибГЕОХИ, 1974	Авторы		
32			№ 20																					Бильчирский массив Верхне-Салбартуйский участок	Гранит лейкократовый			хг-1097	164
33				»																					Бильчирский массив, Ульзугуйский участок	Гранит лейкократовый	хг-1130	175	СибГЕОХИ, 1973
34					№ 7а																					Курулгинский	То же	хг-2533	184
35						№ 23	Оленгуйский массив по р. Оленгую																				Гранит лейкократовый (биотит)	1036	167
36								Левобережье р. Оленгуя	Там же																		»	6540	249
37										Оленгуйский массив, центральная часть	»																»	4824	167
38												»	»														Гранит (биотит)	197	143
39														»	»												Гранит-порфир (биотит)	6993	148
40																»	Оленгуйский массив, центральная часть										Гранит-биотитовый к/з	хг-4008	123
41																		Там же	Там же								Гранит биотитовый	хг-4032	137

1	2	3	4	5	6	7	8	9
42		»	Там же	Гранит лейкократовый	хг-4031	131	То же	»
43		»	»	Гранит биотитовый м/з	хг-4017	135	»	»
44		»	»	То же	хг-4021	148	»	»
45		»	Оленгуйский массив по р. Оленгую	Гранит биотитовый резкопорфировидный	хг-4059	152	»	»
46		»	Там же	Аляскит	хг-4050	131	»	»

держании главных компонентов — кремнекислоты, глинозема, щелочей — этот процесс практически не отражается, и петрохимический состав гранитов остается достаточно постоянным. В центральной части Оленгуйского массива выделяется тело мелко-среднезернистых биотитовых слабопорфировидных гранитов, по внешнему облику представляющих типичные биотитовые граниты ФДИ. От главной разновидности крупнозернистых гранитов массива они отличаются несколько большей основностью (см. ниже петрохимическую характеристику) и большей меланократовостью (содержание биотита 8—10% при общем сходстве петрохимической и геохимической характеристик). Наконец, в ряде участков массива встречаются свалы глыб аплитовидных лейкократовых гранитов, слогающих, очевидно, дайкообразные тела, представляющие наиболее поздние интрузивные образования массива. По своему внешнему облику, составу и геохимическим особенностям эти граниты идентичны лейкократовым гранитам других массивов ФДИ (№ 20 и др., рис. 2).

Ряд массивов ФДИ, развитых в области распространения гранитоидов главной фазы кыринского комплекса, сложен меланократовыми и лейкократовыми разновидностями (массив № 19 и др., рис. 2), взаимоотношения между которыми, как правило, неясны. Судя по Оленгуйскому массиву, такие разновидности гранитов ФДИ могут быть связаны как фашиальными, так и интрузивными взаимоотношениями. В последнем случае они, очевидно, представляют интрузивные субфазы ФДИ. Дополнительные сведения о возрастных соотношениях гранитоидов ФДИ и главных фаз даурского и кыринского комплексов получены на основе калий-аргоновой геохронометрии. В лаборатории геохимии изотопов СибГЕОХИ в период 1970—1973 гг. были проведены определения абсолютного возраста гранитов ряда массивов ФДИ и главной фазы кыринского комплекса.

Имеющиеся геохронологические данные по гранитоидам Даурской зоны частично опубликованы в сводке Р. В. Лесняка и В. Н. Семенова (1963). В работах В. П. Краснова (1966), Е. В. Барабашева с соавт. (1964) приводятся сведения, в основном вошедшие в сводку 1963 г. Существенной возрастной разницы между гранитоидами главных фаз даурского и кыринского комплексов не устанавливается (табл. 4). Определение возраста по этим гранитам обнаруживает значительную стабильность, изменяясь обычно в пределах 210—180 млн.

лет. Несколько более древний возраст даурских гранитов фиксируется частью определений в Зачикийской подзоне (№ 1, 3, 4, табл. 4). Геохронологические определения в подавляющем большинстве случаев показывают отчетливо более древний возраст кыринских гранитов главной фазы по отношению к породам главной фазы сохондинского комплекса, возраст которых обычно не превышает 170 млн. лет.

Основное внимание авторы уделили определениям абсолютного возраста гранитов ФДИ. В целом возрастные данные по этим гранитам подвержены значительному разбросу. Возраст гранитов части тел ФДИ идентичен возрасту гранитов главной фазы кыринского комплекса (№ 25, 26—28, 33, табл. 4), но в большинстве случаев фиксируется более молодой, средне- и даже верхнеюрский возраст гранитов ФДИ. При этом по целому ряду массивов обнаруживается значительное расхождение данных. Так, по Анацаканскому массиву два определения (№ 27 и 28 — определения авторов) дали возраст 180—185 млн. лет и одно — 160 (по В. П. Краснову). Возраст Гыр-Голунского массива 156—158 млн. лет по определениям авторов (№ 30 и 31) и 140 млн. лет — по сводке (Лесняк, Семенов, 1963). Возраст Бильчирского массива по двум определениям (№ 32 и 33) 164 и 175 млн. лет. Наибольшее несовпадение определений обнаруживается по Оленгуйскому массиву (№ 35—46) — 167—123 млн. лет. При этом определения авторов для гранитов центральной части массива (№ 41—44, 148—130 млн. лет) удивительно совпадают с данными сводки Р. В. Лесняка и В. Н. Семенова (№ 38 и 39, 143—148 млн. лет). В целом же определения по Оленгуйскому массиву позволяют считать его одним из самых молодых среди массивов ФДИ. Следует подчеркнуть, что определения абсолютного возраста гранитов ФДИ, а также интрузий гранитов заключительной фазы сохондинского комплекса и лейкогранитов, включаемых в харалгинский комплекс, свидетельствуют о практически синхронном их формировании (в пределах точности калий-аргоновой геохронометрии) и, следовательно, непригодности данных последней для детального расчленения близковозрастных, но генетически различных магматитов.

Петрохимия гранитоидов комплексов

Петрохимическая характеристика гранитоидов рассматриваемых комплексов получена по данным статистически обработанных силикатных анализов.

Разные участки кыринского комплекса характеризуются разной степенью отдифференцированности гранитоидов главной фазы (рис. 3—8). Наибольшие вариации состава — от диоритов и гранодиоритов до гранитов — наблюдаются для Верхне-Кыринского участка и Хамаро-Тыринского массива. В Верхне-Кыринском участке гранодиоритовые разновидности преобладают в его южной части, гранитовые — в северной, хотя в целом отмечается чередование обоих разновидностей. Гранитоиды Хамаро-Тыринского массива, согласно геологическому анализу его строения, представляют несомненно единую серию продуктов камерной дифференциации (рис. 7). Диорит-гранодиоритовые меланократовые разновидности массива слагают его эндоконтактные зоны, а вся внутренняя область массива сложена гранодиоритами с участками гранитов (до лейкократовых) в его центральной части. Ареал точек Хамаро-Тыринского массива включает в себя ареалы точек всех других изученных участков гранитоидов главной фазы кыринского комплекса (рис. 9), подтверждая, таким образом, их принадлежность к единому ряду дифференциации (камерной или глубинной). Согласно рис. 4 и 6, наиболее лейкократовый состав характерен для гранитов главной фазы кыринского комплекса, слагающих участки № 2 и 4 внутренней области Даурской подзоны.

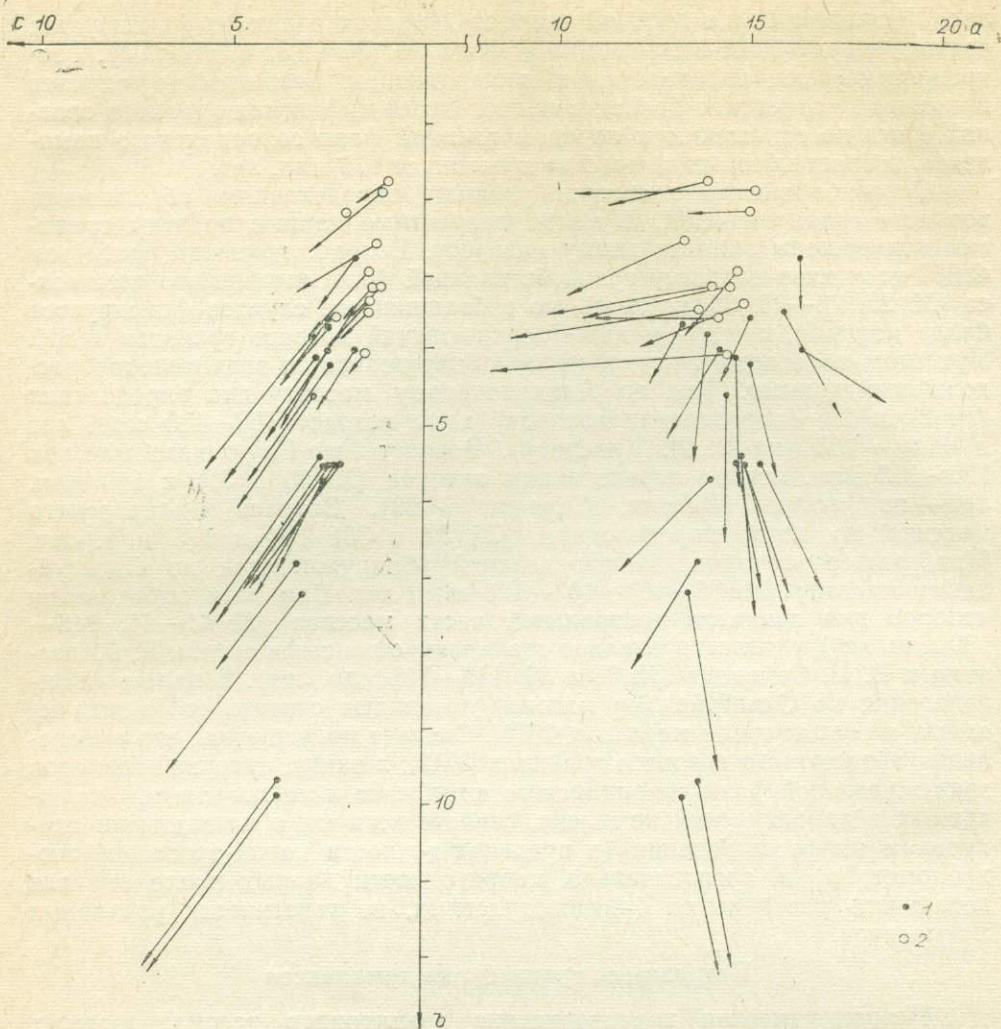


Рис. 3. Петрохимическая диаграмма по А. Н. Заварицкому (1960) гранитоидов кыринского комплекса. Букукун-Агуцинский участок (№ 1, рис. 2).

1 — гранодиориты и граниты роговообманково-биотитовые крупнозернистые порфировидные главной фазы; 2 — граниты биотитовые и лейкократовые мелко-среднезернистые фазы дополнительных интрузий.

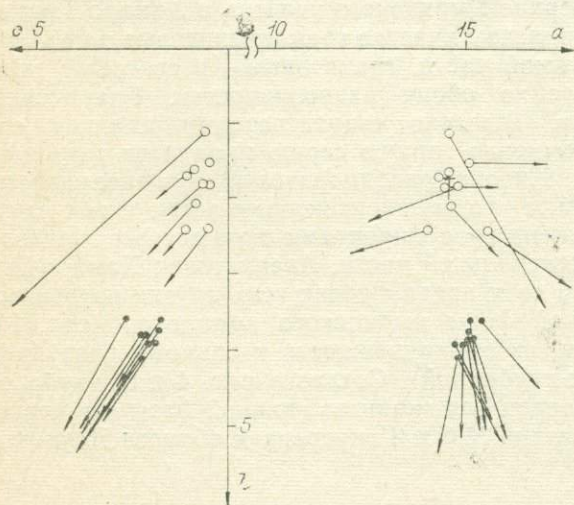


Рис. 4. Кыринский комплекс, Аршанский участок (№ 2, рис. 2). Условные обозначения см. рис. 3.

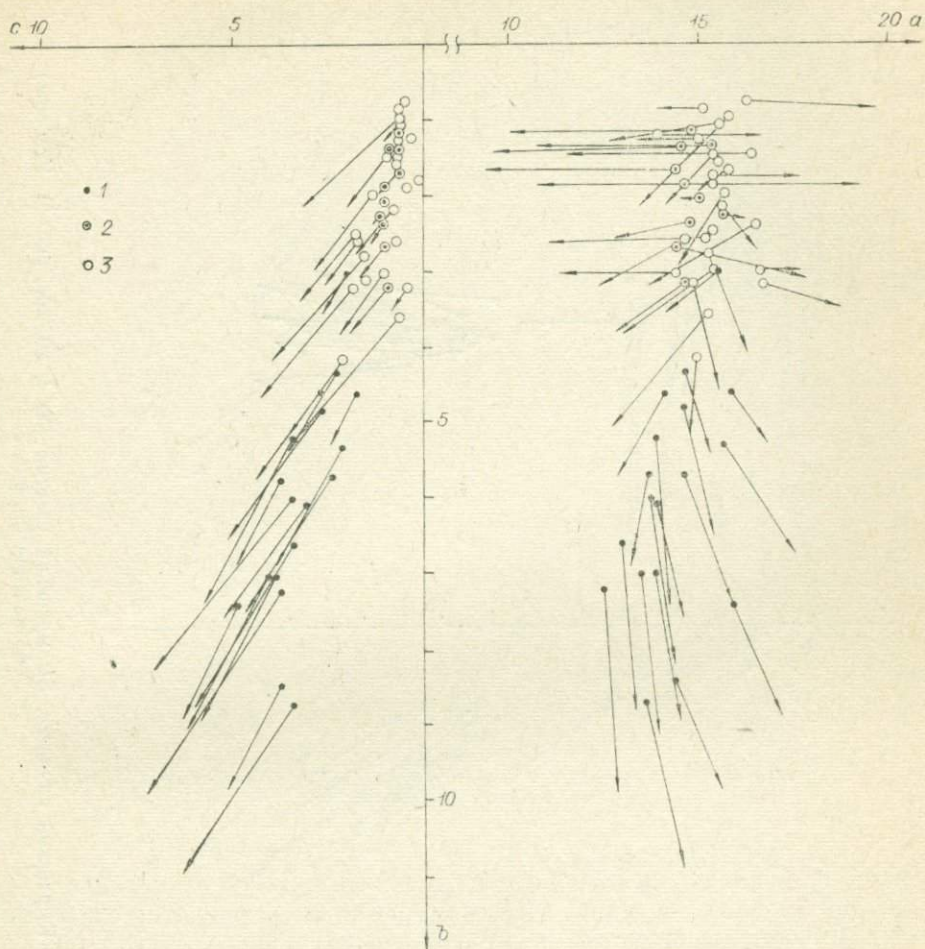


Рис. 5. Кыринский комплекс, Верхне-Кыринский участок (№ 3, 18, 19, рис. 2).
 1 — граниты и гранодиориты средне-крупнозернистые главной фазы; 2 — граниты биотитовые средне-крупнозернистые калишпатизированные; 3 — граниты биотитовые и лейкократовые средне-мелкозернистые ФДИ.

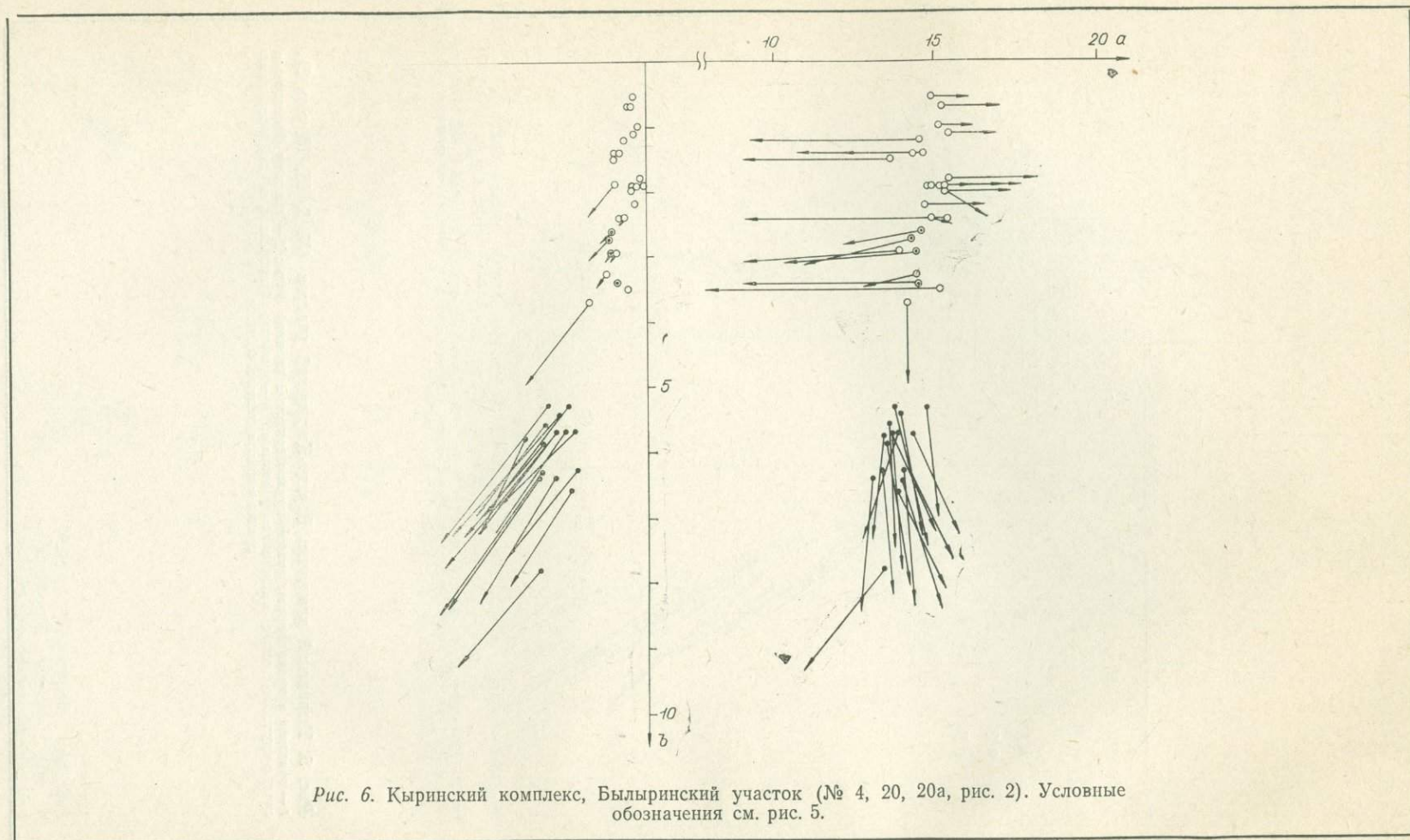


Рис. 6. Қыринский комплекс, Былыринский участок (№ 4, 20, 20а, рис. 2). Условные обозначения см. рис. 5.

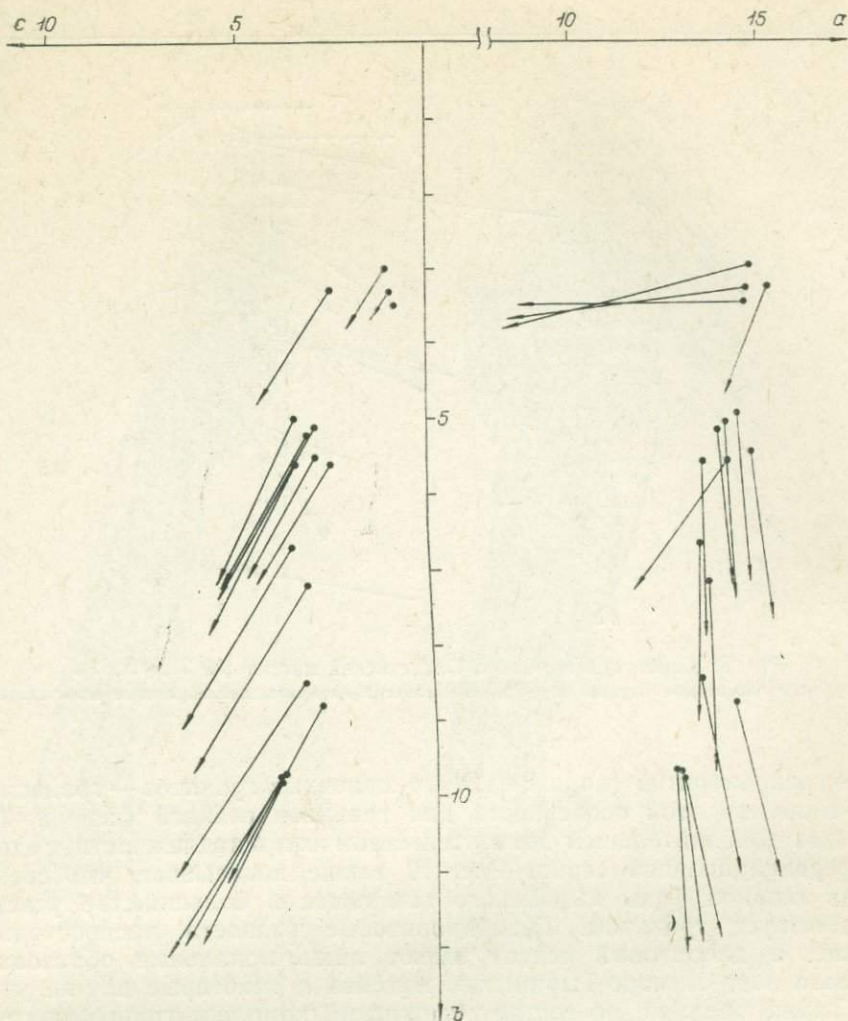


Рис. 7. Кыринский комплекс, Хамаро-Тыринский массив (№ 6, рис. 2). Условные обозначения см. рис. 3.

Гранитоиды ФДИ обособлены от гранитоидов главной фазы благодаря значительно более лейкократовому характеру (рис. 9) при практически полном совпадении ареалов точек интрузивных тел ФДИ, разбросанных на громадной территории Даурской подзоны. Ареал точек всех разновидностей гранитоидов самого крупного, Оленгуйского, массива, включавшегося в состав рудоносного асакан-шумиловского комплекса (№ 23, рис. 2), совпадает с ареалами большинства других массивов ФДИ. Из них только массивы ФДИ Верхне-Кыринского участка (№ 3) выделяются несколько повышенной щелочностью.

Средний состав гранитоидов кыринского комплекса (рис. 9—10) в целом изменяется от гранодиоритов до гранитов и лейкогранитов (параметр $b < 2$). При этом всем гранитоидам комплекса, принадлежащим к щелочноземельному ряду, свойственна повышенная щелочность, обусловленная повышенными содержаниями в них калия (что отчетливо видно из данных табл. 5 и 6 при сравнении их со среднемировыми составами щелочноземельных гранитов и аляскитов по Р. Дели). Благодаря отмеченной особенности средние составы всех рассмотренных участков массивов комплекса ложатся вблизи линии, разделяющей поля грани-

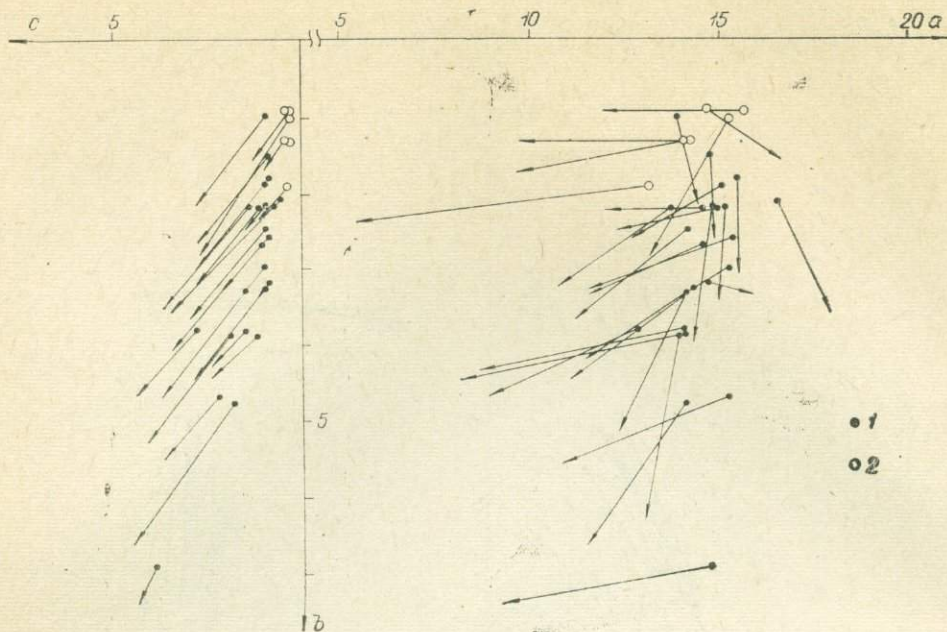


Рис. 8. Кыринский комплекс, Оленгуйский массив (№ 23, рис. 2).

1 — граниты биотитовые крупно- и среднезернистые; 2 — граниты лейкократовые аплитовидные.

тов — гранодиоритов (поля I и III) и щелочных гранитов — граносиенитов. Единство этой особенности для гранитов главной фазы и ФДИ является дополнительным доказательством их принадлежности к единой дифференциационной серии. Рис. 10 также показывает, что средний состав главной фазы кыринского комплекса в большинстве участков соответствует гранитам. Гранодиоритовые разности распространены меньше, а диоритовый состав имеют лишь локальные образования (краевая зона Хамаро-Тыринского массива и некоторые другие участки). Таким образом, по составу кыринский комплекс гранодиорит-гранитный. Граниты ФДИ, характеризуясь сходной с гранитами главной фазы щелочностью, в отличие от последних в целом значительно более лейкократовые ($b=3,5-1,5$) и, главное, имеют отчетливо более кислый состав плагиоклаза, что фиксируется резким снижением содержания плагиоклазовой извести по сравнению с гранитами главной фазы ($c=4-3$ в гранитах главной фазы и $1,5-1-0,5$ в гранитах ФДИ, рис. 9, 10). Граниты части тел ФДИ, характеризующихся повышенной основностью (участки № 1 и 3 главной фазы), не отличаются от гранитов главной фазы и по параметру c . Средний состав гранитов ФДИ (см. рис. 10) соответствует субщелочному биотитовому граниту с низким содержанием биотита (3—4%).

Резкие различия между гранитоидами главной фазы и ФДИ проявляются в содержании кремнекислоты (рис. 11). В то же время наиболее лейкократовые разновидности гранитов Хамаро-Тыринского массива, являющиеся, как указывалось, продуктами камерной дифференциации, попадают в среднюю область поля гранитов ФДИ (точка 6, главная фаза). По содержанию кремнекислоты средний состав гранитов главной фазы комплекса попадает точно на границу, разделяющую поля гранитов и гранодиоритов.

В целом приведенные диаграммы подтверждают вероятность принадлежности всех рассматриваемых гранитоидов к генетически единому ряду дифференциации.

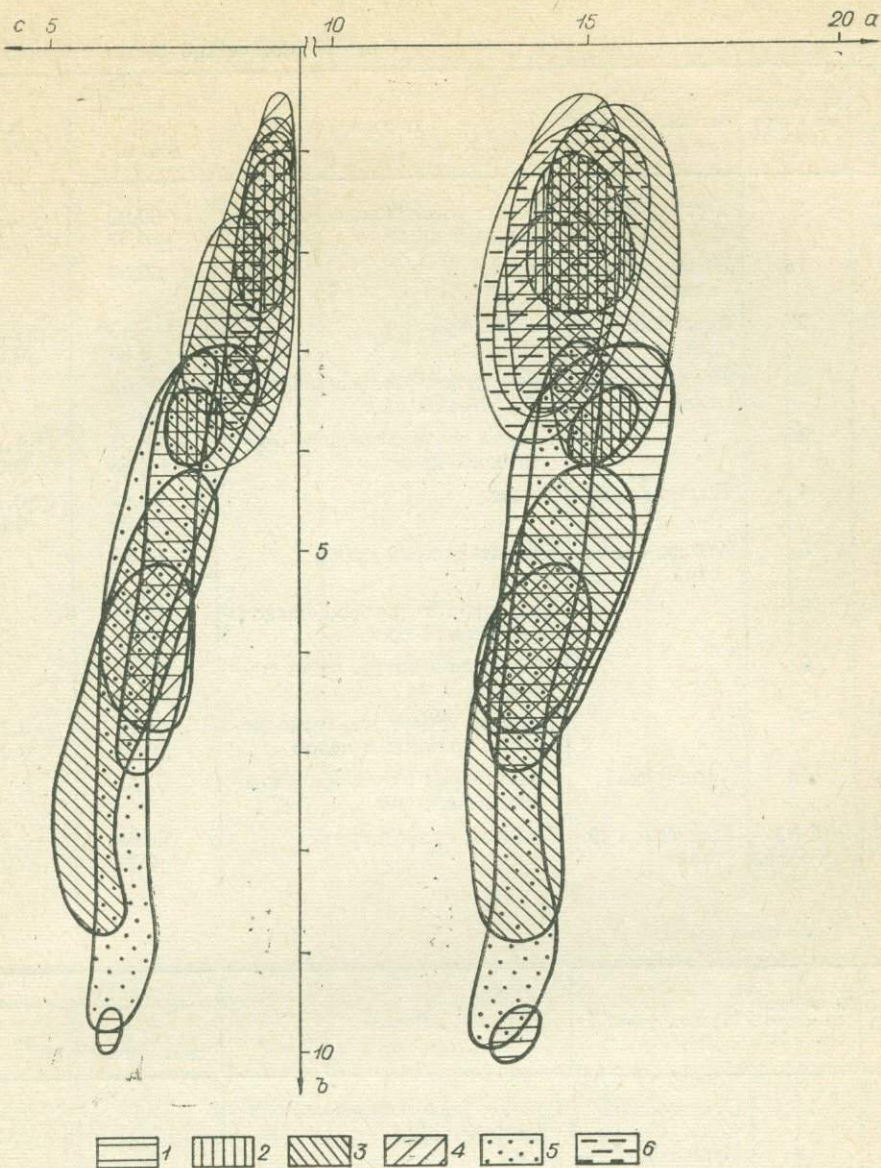


Рис. 9. Ареалы фигуративных точек гранитоидов кыринского комплекса на диаграмме А. Н. Заварицкого по отдельным участкам и массивам.

1 — Букукун-Агуцинский (№ 1, рис. 2); 2 — Аршанский (№ 2); 3 — Верхне-Кыринский (№ 3, 18, 19); 4 — Былыринский (№ 4, 20, 20а); 5 — Хамаро-Тыринский (№ 6); 6 — Оленгуйский (№ 23).

Этот вывод подтверждают и данные табл. 5 и 6. Содержания главных петрогенных компонентов имеют близкие средние значения или их одинаковую оценку (по доверительному интервалу с 90% уровнем значимости) в сходных по составу разновидностях гранитоидов главной фазы (гранодиоритах и гранитах) разных участков. Граниты разных массивов ФДИ обнаруживают различия в содержании кремнекислоты, что отражает их разную степень отдифференцированности в разных участках. Общей особенностью гранитов ФДИ являются очень низкие содержания в них окиси магния и низкие — кальция, что резко отличает их от гранитов главной фазы.

Средний химический состав гранитоидов

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив, участок *	Порода	SiO ₂	
				\bar{C} дов. инт.	S V
1	1	Букукунский *	Гранит роговообманково-биотитовый кр/з	69,02 ±0,57	±0,91 0,013
2	1а	Нижне-Агуцинский *	То же	69,04	
3	2	Аршанский *	То же, кр/з	-69,38 ±0,80	±1,37 0,02
4	3а	Верхне-Кыринский *	Гранодиорит-роговообманково-биотитовый кр/з	65,08	
5	3б		Гранит роговообманково-биотитовый кр/з	-68,37 ±0,68	±1,10 0,02
6	4	Былыринский *	То же	67,43 ±0,35	±0,79 0,01
7	6	Хамаро-Тыринский	Диорит краевой ср/з	63,85	
8	6		Гранодиорит роговообманково-биотитовый ср/з	66,92	
9	6		Гранит ср/з центр. части массива	73,35	
10	6		Краевые диориты, гранодиориты, граниты в целом	68,00 ±0,61	±3,11 0,05
11	6а	Арыцирский	Гранодиорит роговообманково-биотитовый ср/з	67,45	
12	1+2+3+ +4+6а	Кыринский батолит	Граниты, гранодиориты	68,00 ±0,37	±1,73 0,03

главной фазы кыринского комплекса

TiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃	
\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V
0,38 ±0,07	±0,11 0,29	14,92 ±0,16	±0,26 0,02	0,23 ±0,14	±0,23 1,02
0,48		15,27		0,70	
0,43 ±0,03	±0,06 0,13	14,74 ±0,29	±0,50 0,03	0,61 ±0,16	±0,29 0,46
0,66		15,79		0,69	
0,44 ±0,05	±0,08 0,19	14,77 ±0,18	±0,29 0,02	0,59 ±0,25	±0,41 0,70
0,49 ±0,04	±0,09 0,18	14,76 ±0,32	±0,72 0,05	0,56 ±0,12	±0,27 0,47
0,67		15,22		0,45	
0,53		15,35		1,06	
0,10		14,37		0,87	
0,49 ±0,12	±0,23 0,52	15,23 ±0,34	±0,65 0,04	0,88 ±0,18	±0,34 0,39
0,48		15,57		0,78	
0,48 ±0,02	±0,11 0,24	14,97 * 14,83 -15,11	±0,64 0,04	0,56 ±0,07	±0,33 0,59

Продолжение табл. 5

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив, участок *	Порода	FeO	
				\bar{C} дов. инт.	S V
1	1	Букукунский *	Гранит роговообманково-биотитовый кр/з	2,74 ±0,21	±0,34 0,12
2	1а	Нижне-Агуцинский *	То же	2,57	
3	2	Аршанский *	То же, кр/з	2,58 ±0,29	±0,49 0,19
4	3а	Верхне-Кыринский *	Гранодиорит роговообманково-биотитовый кр/з	3,63	
5	3б		Гранит роговообманково-биотитовый кр/з	2,88 ±0,33	±0,53 0,18
6	4	Былыринский *	То же	3,18 ±0,18	±0,42 0,13
7	6	Хамаро-Тыринский	Диорит краевой ср/з	4,71	
8	6		Гранодиорит роговообманково-биотитовый ср/з	2,91	
9	6		Гранит ср/з центр. части массива	0,61	
10	6		Краевые диориты, гранодиориты, граниты, в целом	2,62 ±0,70	±1,34 0,51
11	6а	Арыцирский	Гранодиорит роговообманково-биотитовый ср/з	2,57	
12	1+2+3+ +4+6а	Кыринский батолит	Граниты, гранодиориты	2,94 ±0,14	±0,63 0,22

MnO		MgO		CaO	
\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V
0,04 ±0,015	±0,02 0,58	0,76 ±0,28	±0,45 0,59	2,22 ±0,21	±0,33 0,15
0,05		1,06		2,45	
0,05 ±0,01	±0,01 0,30	0,56 ±0,06	±0,10 0,17	1,95 ±0,14	±0,25 0,13
0,09		1,56		3,42	
0,05 ±0,007	±0,012 0,26	0,95 ±0,34	±0,55 0,57	2,40 ±0,34	±0,55 0,23
0,07 ±0,007	±0,02 0,22	1,25 ±0,09	±0,21 0,17	2,72 ±0,12	±0,28 0,10
0,11 0,06		2,59 1,86		3,57 2,96	
0,05		0,15		0,82	
0,06 ±0,01	±0,02 0,37	1,52 ±0,46	±0,88 0,58	2,34 ±0,56	±1,09 0,46
0,04		1,43		2,73	
0,06 ±0,005	±0,02 0,38	1,04 ±0,11	±0,52 0,50	2,52 ±0,12	±0,55 0,22

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив, участок *	Порода	Na ₂ O	
				\bar{C} дов. инт.	S V
1	1	Букукунский*	Гранит роговообманково-биотитовый кр/з	4,09 ±0,23	±0,36 0,09
2	1а	Нижне-Агуцинский *	То же	4,03	
3	2	Аршанский *	То же, кр/з	4,12 ±0,29	±0,49 0,12
4	3а	Верхне-Кыринский*	Гранодиорит роговообманково-биотитовый кр/з	4,01	
5	3б		Гранит роговообманково-биотитовый кр/з	3,94 ±0,24	±0,38 0,10
6	4	Былыринский*	То же	3,50 ±0,09	±0,20 0,06
7	6	Хамаро-Тыринский	Диорит краевой ср/з	3,66	
8	6		Гранодиорит роговообманково-биотитовый ср/з	3,96	
9	6		Гранит ср/з центр. части массива	4,15	
10	6		Краевые диориты, гранодиориты, граниты, в целом	3,96 ±0,13	±0,25 0,06
11	6а	Арыцирский	Гранодиорит роговообманково-биотитовый ср/з	4,37	
12	1+2+3+4+6а	Кыринский батолит	Граниты, гранодиориты	3,91 ±0,09	±0,44 0,11

Примечание. Квантометрический силикатный анализ выполнен в Лаборатории рентгено-анализа, %; либо C^* — среднее геометрическое содержание в случае логнормального закона распределения; доверительный интервал среднего содержания с уровнем значимости 90%; доверительный интервал среднегеометрического содержания дается в граничных значениях концентраций; S — среднее

	K ₂ O		P ₂ O ₅	П. п.п.	Сумма	Число проб
	\bar{C} дов. инт.	S V				
	4,24 ±0,16	±0,26 0,06	0,01 0,05	0,44 0,57	99,09 100,17	9 7
	4,25 0,12 3,42	±0,20 0,05	0,04 0,09	0,55 0,49	99,26 98,93	10 7
	4,11 ±0,12 4,14 ±0,19 3,21	±0,19 0,05 ±0,43 0,10	0,06 0,05 0,23	0,48 0,50 0,58	99,04 98,65 98,85	9 16 2
	3,39		0,10	0,60	99,70	5
	4,14		0,02	0,50	99,13	2
	3,56 ±0,22 3,58	±0,43 0,12	0,10 0,06	0,56 0,57	99,32 99,63	12 3
	4,04 ±0,09	±0,40 0,10	0,05	0,50	99,07	60

спектрального анализа Института геохимии СО АН СССР. \bar{C} — среднее арифметическое содержания; доверительный интервал (\pm) среднего содержания с уровнем значимости 90%; доверительный квадратичное отклонение (\pm); V — коэффициент вариации.

Таблица 6

Средний химический состав гранитов фазы дополнительных

№ п/п	№ массива на карте (рис 2)	Массив, участок *	Разновидности гранитов	SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃	
				\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V
1	3	Средне-Кыринский *	Биотитовый калишпатизир.	74,66 ±0,91	±1,47 0,02	0,09 ±0,04	±0,06 0,64	12,93 ±0,40	±0,64 0,05	0,43 ±0,17	±0,27 0,63
2	4	Былыринский *	» »	73,60		0,14		13,63		1,03	
3	14	Единский	Биотитовый	72,93		0,22		14,12		0,77	
4	2	Аршанский*	»	74,80 ±0,57	±0,91 0,01	0,14 ±0,04	±0,06 0,42	12,62 ±0,21	±0,33 0,03	0,62 ±0,27	±0,43 0,70
5	19а	Анацаканский	Биотитовый меланократовый	71,57		0,30		14,17		0,47	
6	19б	»	Биотитовый	72,27		0,53		13,96		0,39	
7	19а+б	»	В целом	71,80 ±0,84	±1,36 0,02	0,38 ±0,13	±0,22 0,56	14,11 ±0,20	±0,32 0,10	0,44 ±0,22	±0,36 0,81
8	3	Средне-Кыринский *	Биотитовый лейкократовый	74,73 ±0,64	±1,23 0,02	0,08 ±0,03	±0,06 0,71	13,12 ±0,34	±0,65 0,05	0,48 ±0,17	±0,33 0,69
9	20а	Гыр-Голунский	Биотитовый	73,89		0,14		13,05		0,80	
10	4	Былыринский *	Лейкократовый (дайки)	75,84		0,05		13,20		0,30	
11	20б	Бильчирский (В. Салбарт.уч)	Лейкократовый	74,61		0,07		12,51		0,34	
12	20в	Бильчирский (Ульзутуй-ский уч.)	»	75,91		0,03		12,50		0,37	
13	20	Бильчирский в целом	»	75,36 ±0,61	±1,13 0,01	0,05 ±0,02	±0,03 0,69	12,54 ±0,48	±0,87 0,07	0,38 ±0,13	±0,24 0,64
14	23	Оленгуйский	Биотитовый кр/з	74,42 ±0,87	±1,60 0,02	0,20 ±0,02	±0,04 0,18	13,54 ±0,33	±0,60 0,04	0,69 ±0,21	±0,38 0,55
15	23	»	Биотитовый м-ср/з	75,53		0,29		13,84		0,66	
16	23	»	Лейкократовый аплитовидный	77,91		0,08		12,16		0,67	
17	23	»	В целом	74,81 ±0,83	±2,03 0,03	0,20 ±0,03	±0,08 0,39	13,38 ±0,33	±0,81 0,06	0,64 ±0,14	±0,33 0,52
18	2+3+4	Кыра-Былыринский *	Граниты ФДИ в целом	74,37 ±0,42	±1,76 0,02	0,14 ±0,04	±0,16 1,09	13,08 ±0,20	±0,82 0,06	0,37* 0—0,45	±0,36 0,74

интрузий (ФДИ) кыринского комплекса

	SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃	
	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V
	74,66 ±0,91	±1,47 0,02	0,09 ±0,04	±0,06 0,64	12,93 ±0,40	±0,64 0,05	0,43 ±0,17	±0,27 0,63
	73,60		0,14		13,63		1,03	
	72,93		0,22		14,12		0,77	
	74,80 ±0,57	±0,91 0,01	0,14 ±0,04	±0,06 0,42	12,62 ±0,21	±0,33 0,03	0,62 ±0,27	±0,43 0,70
	71,57		0,30		14,17		0,47	
	72,27		0,53		13,96		0,39	
	71,80 ±0,84	±1,36 0,02	0,38 ±0,13	±0,22 0,56	14,11 ±0,20	±0,32 0,10	0,44 ±0,22	±0,36 0,81
	74,73 ±0,64	±1,23 0,02	0,08 ±0,03	±0,06 0,71	13,12 ±0,34	±0,65 0,05	0,48 ±0,17	±0,33 0,69
	73,89		0,14		13,05		0,80	
	75,84		0,05		13,20		0,30	
	74,61		0,07		12,51		0,34	
	75,91		0,03		12,50		0,37	
	75,36 ±0,61	±1,13 0,01	0,05 ±0,02	±0,03 0,69	12,54 ±0,48	±0,87 0,07	0,38 ±0,13	±0,24 0,64
	74,42 ±0,87	±1,60 0,02	0,20 ±0,02	±0,04 0,18	13,54 ±0,33	±0,60 0,04	0,69 ±0,21	±0,38 0,55
	75,53		0,29		13,84		0,66	
	77,91		0,08		12,16		0,67	
	74,81 ±0,83	±2,03 0,03	0,20 ±0,03	±0,08 0,39	13,38 ±0,33	±0,81 0,06	0,64 ±0,14	±0,33 0,52
	74,37 ±0,42	±1,76 0,02	0,14 ±0,04	±0,16 1,09	13,08 ±0,20	±0,82 0,06	0,37* 0—0,45	±0,36 0,74

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив, участок*	Разновидности гранитов	FeO		MnO		MgO		CaO	
				\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V
1	3	Средне-Кыринский*	Биотитовый калишпатизир.								
2	4	Былыринский *	» »	±0,42	0,55	±0,02	±0,03	±0,05	±0,09	±0,12	±0,20
3	14	Единский	Биотитовый	1,29		0,04	0,80	0,06	1,75	0,92	0,30
4	2	Аршанский*	»	1,37		0,03		0,16		1,12	
5	19a	Анацаканский	Биотитовый меланократовый	±0,30	±0,48	±0,01	±0,02	±0,07	±0,08	±0,13	±0,21
6	19б	»	Биотитовый	2,01	0,39	0,05	0,68	0,32	1,18	1,40	0,28
7	19a+б	»	В целом	1,64		0,05		0,30		0,88	
8	3	Средне-Кыринский *	Биотитовый лейкократовый	±0,34	±0,55	±0,01	±0,02	±0,31	±0,24	±0,23	±0,38
9	20a	Гыр-Голунский	Биотитовый	1,07	0,29	±0,01	0,45	±0,15	0,78	±0,23	0,31
10	4	Былыринский*	Лейкократовый (дайки)	±0,32	±0,62	±0,02	±0,01	±0,05	±0,07	±0,10	±0,20
11	20б	Бильчирский (В.Салбарт. уч.)	Лейкократовый	1,25	0,58	±0,007	0,66	±0,03	1,37	±0,10	0,34
12	20в	Бильчирский (Ульзутуй-ский уч.)	»	0,79		0,03		0,18		1,00	
13	20	Бильчирский в целом	»	1,52		0,004		Н. о.		0,77	
14	23	Оленгуйский	Биотитовый кр/з	1,08		0,02		»		0,75	
15	23	»	Биотитовый м-ср/з	1,41	±0,72	0,02	±0,016	»		0,44	
16	23	»	Лейкократовый аплитовидный	±0,39	0,51	±0,009	0,74	0,01		±0,13	±0,23
17	23	»	В целом	0,98	0,30	±0,005	0,20	±0,31	±0,11	±0,05	±0,10
18	2+3+4	Кыра-Былыринский *	Граниты ФДИ в целом	±0,15	0,31	±0,005	0,20	±0,06	0,36	±0,05	0,11
				1,25		0,06		0,75		1,31	
				0,35		0,02		0,06		0,37	
				0,93	±0,39	0,04	±0,02	±0,36	±0,31	0,87	±0,34
				±0,16	0,42	±0,007	0,38	±0,13	0,85	±0,14	0,38
				1,32	±0,69	0,03	±0,02	±0,16	±0,16	0,78	±0,35
				±0,16	0,52	±0,005	0,74	0,01*	1,71	±0,08	0,46

Окончание табл. 6

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив, участок *	Разновидности гранитов	Na ₂ O		K ₂ O		P ₂ O ₅ C	П. п. п. C	Сумма C	Число проб
				\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V				
1	3	Средне-Кыринский *	Биотитовый калишпатизир.								
2	4	Былыринский *	» »	3,66	±0,24	5,06	±0,52	0,01	0,36	99,21	9
3	14	Единский	Биотитовый	±0,15	0,06	±0,32	0,10	Н. о.	0,48	99,67	3
4	2	Аршанский*	»	3,37		5,11		»	0,51	99,68	6
5	19a	Анацаканский	Биотитовый меланократовый	3,42		5,03		»	0,45	99,27	9
6	19б	»	Биотитовый	3,48	±0,40	5,06	±0,28	»	0,45	99,27	9
7	19a+б	»	В целом	±0,25	0,12	±0,17	0,06	»	0,45	99,27	9
8	3	Средне-Кыринский*	Биотитовый лейкократовый	3,89		4,83		0,03	0,33	99,32	6
9	20a	Гыр-Голунский	Биотитовый	3,86		5,02		0,04	0,36	99,30	3
10	4	Былыринский *	Лейкократовый (дайки)	3,88	±0,32	4,90	±0,33	0,03	0,34	99,37	9
11	20б	Бильчирский (В.Салбарт. уч.)	Лейкократовый	±0,20	0,08	±0,21	0,07	0,03	0,34	99,37	9
12	20в	Бильчирский (Ульзутуй-ский уч.)	»	3,88	±0,41	5,26	±0,46	0,01	0,35	99,64	12
13	20	Бильчирский в целом	»	±0,21	0,10	±0,24	0,09	0,02	0,35	99,01	4
14	23	Оленгуйский	Биотитовый кр/з	3,53		4,77		Н. о.	0,22	99,92	4
15	23	»	Биотитовый м-ср/з.	3,37		5,38		»	0,30	99,06	5
16	23	»	Лейкократовый аплитовидный	3,75		5,19		»	0,33	99,51	7
17	23	»	В целом	3,95		4,88		»	0,33	99,51	7
18	2+3+4	Кыра-Былыринский *	Граниты ФДИ в целом	3,82	±0,35	4,96	±0,40	»	0,32	99,42	11
				±0,19	0,09	±0,22	0,16	»	0,32	99,42	11
				3,84	±0,24	4,83	±0,37	0,07	0,46	100,24	11
				±0,13	0,06	±0,20	0,08	0,04	0,54	100,49	4
				3,74		4,48		Н. о.	0,41	100,23	3
				3,82	±0,23	4,68	±0,37	0,05	0,47	100,25	18
				±0,10	0,06	±0,15	0,08	0,02	0,33	99,23	49
				3,72	±0,39	5,06	±0,41				
				±0,09	0,10	±0,10	0,08				

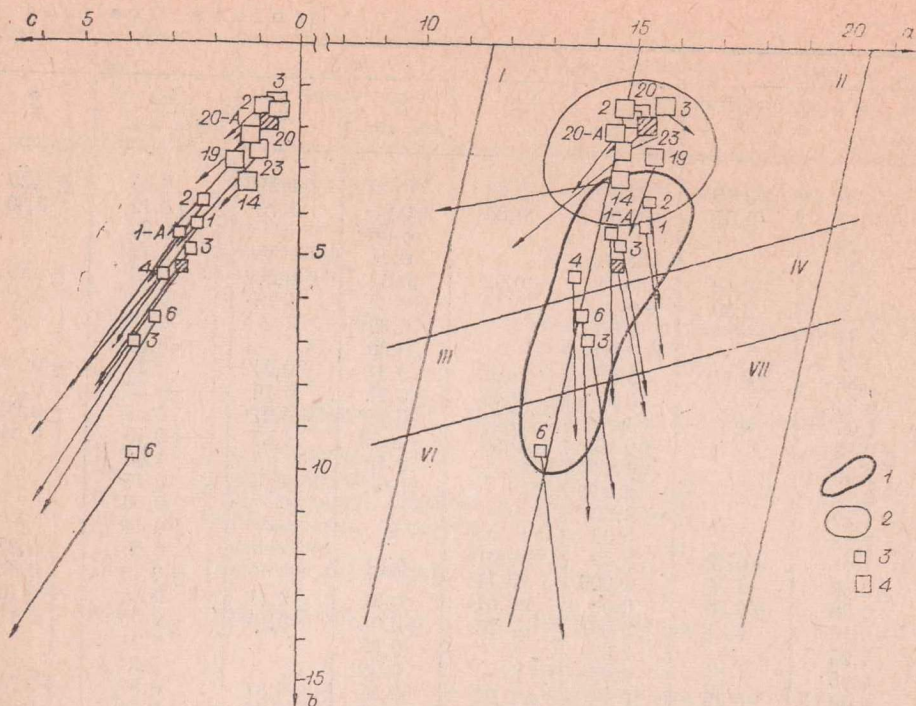


Рис. 10. Сводные ареалы гранитоидов главной фазы и ФДИ кыринского комплекса и средние составы по отдельным участкам и массивам (номера точек соответствуют номерам участков и массивов на рис. 2).

1 — ареал гранитоидов главной фазы; 2 — ареал гранитов ФДИ; 3 — средние составы массивов и участков главной фазы; 4 — средние составы ФДИ. Заштрихованы точки средних составов гранитоидов главной фазы и ФДИ комплекса в целом. Римскими цифрами обозначены поля: I — гранитов, II — щелочных гранитов, III — гранодиоритов, IV — граносиенитов, VI — диоритов, VII — щелочноземельных сиенитов (по «Геологическая съемка...», 1971, 1972).

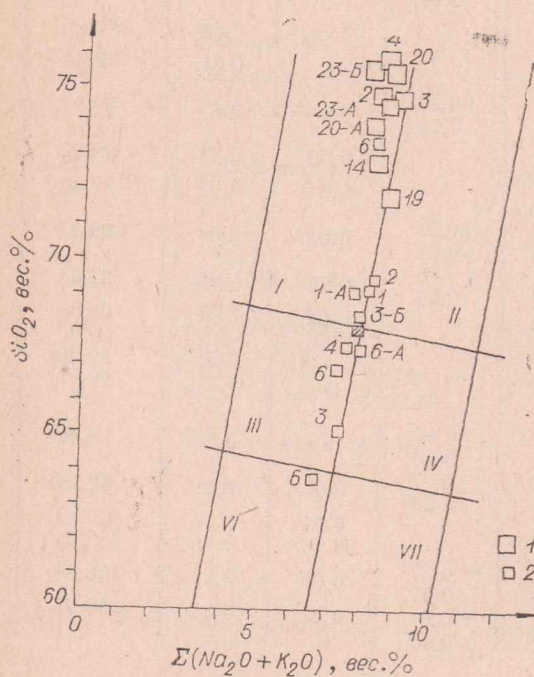


Рис. 11. Диаграмма соотношения $\text{SiO}_2 - \Sigma(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ в гранодиоритах кыринского комплекса (по «Геологическая съемка...», 1971, 1972).

1 — гранитоиды главной фазы; 2 — граниты ФДИ. Заштрихована точка среднего состава гранитоидов главной фазы комплекса. Номера точек соответствуют номерам участков и массивов на рис. 2. Римскими цифрами обозначены поля гранитоидов (см. рис. 10).

Геохимическая характеристика гранитоидов даурского и кыринского комплексов

Геохимические особенности гранитоидов кыринского и других комплексов Даурской зоны рассматривались в более ранних публикациях авторов (Козлов, Сवादковская, 1972а; Козлов, Сवादковская, 1972б; Козлов, 1974). В настоящей работе приводятся более подробные и статистически обработанные данные по содержанию в гранитоидах калия, натрия, фтора, бора и редких элементов с оценкой 90% доверительного уровня значимости вычисленных средних значений, а также оценками средних квадратичных отклонений средних содержаний и их коэффициентов вариации (табл. 7, 8). Геохимические особенности гранитоидов наиболее удобно рассматривать относительно кларковых значений для гранитоидов (богатых и бедных кальцием соответственно) по К. Таркяну и К. Ведеполу (Turekian, Wedepohl, 1961), а также по А. П. Виноградову (1962).

Данные по гранитоидам, относящимся к даурскому комплексу, ограничиваются участками в бассейнах рек Или и Оленгуя (участки № 9 и 9а, рис. 2, № 1—3 табл. 7).

Собственно даурские гранитоиды характеризуются наиболее низкими, пониженными относительно кларковых концентрациями фтора, редких щелочей и бериллия, повышенными — стронция и кларковыми концентрациями остальных элементов (№ 2 табл. 7). В более кислых разновидностях гранитоидов комплекса (биотитовые граниты, № 3 табл. 7) накопления гранитофильных элементов не наблюдается. В соответствии с резким уменьшением количества биотита и возрастанием концентрации калия (до 3,5%) по сравнению с гранодиоритовыми разновидностями в даурских гранитах понижаются содержания фтора, цинка и резко снижаются концентрации стронция и бария, отражающие их лейкократовый характер.

Судя по субщелочному характеру и высоким содержаниям бария и стронция (табл. 7), гранитоиды в бассейне р. Оленгуя, участка № 9а, относившиеся к даурскому комплексу, представляют раннемезозойские комплексы (куналейский, бичурский?) соседней Малханской структурно-формационной зоны (Козлов, Шеремет, Яновский, 1975). Таким образом, Оленгуйский массив (№ 23, рис. 2), приуроченный к зоне Монголо-Охотского разлома, по всей вероятности разграничивает в бассейне р. Оленгуя области развития гранитоидных формаций оловянно-вольфрамового и золото-молибденового поясов Забайкалья.

В табл. 7 приведены геохимические данные для всех главных участков распространения кыринских гранитов в Даурской зоне. В целом (№ 18 табл. 7) гранитоиды главной фазы кыринского 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 отличаются высокой стабильностью, что следует из узких в большинстве случаев доверительных интервалов и низких (0,2—0,3) значений коэффициентов вариаций. Распределение элементов в пробах только изредка противоречит нормальному закону, обычно среднеарифметические данные отвечают статистически-вероятным концентрациям. Диорит-гранодиоритовые разности, характеризующиеся низкими (2,5—3%) содержаниями калия (№ 8, 12, 13, 14, 15, 17 табл. 7), отчетливо выделяются от гранитовых разновидностей комплекса пониженными концентрациями рубидия (90—120 г/т), часто бериллия и повышением концентраций стронция и бария, что соответствует повышенной основности этих разновид-

Характеристика редкоэлементного состава гранитоидов

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив, участок*	Порода
<i>Даурский</i>			
1	9	Илинский*	Гранодиориты роговообманково-биотитовые кр/з
2	9	»	Граниты биотитовые кр/з
3	9а	Верхне-Оленгуйский*	Гранодиориты роговообманково-биотитовые кр/з
<i>Кыринский</i>			
4	1а	Право-Букукунский*	Гранодиориты роговообманково-биотитовые кр/з
5	1	Букукунский*	Граниты роговообманково-биотитовые кр/з
6	16	Нижне-Агуцинский*	Гранодиориты роговообманково-биотитовые ср/з
7	2	Аршанский*	Гранодиориты роговообманково-биотитовые кр/з
8	3	Верхне-Кыринский*	Гранодиориты роговообманково-биотитовые кр/з
9	3	»	Граниты роговообманково-биотитовые кр/з
10	4	Былыринский*	То же
11	4	Салбартуйский*	»
12	5	Лево-Былыринский*	Гранодиориты роговообманково-биотитовые ср/з
13	6а	Арыщирский	То же
14	6	Хамаро-Тыринский	Диориты роговообманково-биотитовые ср/з краевые
15	6	»	Гранодиориты роговообманково-биотитовые ср/з
16	6	»	Граниты ср/з
17	8	Акшинский*	Гранодиориты роговообманково-биотитовые кр/з
18		Кыринский батолит в целом	Граниты и гранодиориты

Таблица 7

главной фазы даурского и кыринского комплексов

	%						г/т	
	Na		K		F		Li	
	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V
<i>комплес</i>								
	3,2	±0,14	2,3	±0,46	0,05	±0,01	36	±4,6 -
	±0,09	0,02	±0,28	0,20	±0,02	0,22	±3	0,13
	2,9	±0,34	3,5	±0,31	0,02	±0,02	35	±6,3
	±0,28	0,12	±0,26	0,09	±0,02	1,0	±5	0,18
	2,8		3,8		0,04		18	
<i>комплес</i>								
	2,8		3,3		0,05		39	
	2,9	±0,33	3,4	±0,36	0,05	±0,02	63	±10
	±0,13	0,11	±0,14	0,11	±0,01	0,47	±4	0,16
	2,9	±0,25	3,2	±0,13	0,05	±0,02	57	±14
	±0,14	0,09	±0,07	0,04	±0,01	0,35	±7	0,24
	2,9	±0,19	3,6	±0,18	0,06	±0,01	55	±14
	±0,07	0,06	±0,06	0,05	±0,004	0,19	±5	0,25
	2,8	±0,29	2,9	±0,3	0,04	±0,02	51	±14
	±0,11	0,10	±0,12	0,10	±0,006	0,43	±5	0,27
	2,9	±0,26	3,4	±0,2	0,06	±0,02	53	±14
	±0,01	0,09	±0,07	0,06	±0,01	0,35	±5	0,26
	2,7	±0,09	3,4	±0,21	0,06	±0,01	62	±10
	±0,02	0,03	±0,06	0,06	±0,003	0,15	±3	0,15
	2,8	±0,27	3,3	±0,46	0,05	±0,01	64	±14
	±0,14	0,01	±0,24	0,14	±0,006	0,23	±7	0,21
	3,1	±0,38	2,9	±0,28	0,05	±0,02	56	±14
	±0,22	0,12	±0,16	0,01	±0,01	0,32	±8	0,24
	3,1	±0,11	2,8	±0,29	0,04	±0,01	50	±10
	±0,06	0,03	±0,17	0,10	±0,004	0,15	±6	0,20
	2,7	±0,1	2,5	±0,22	0,05	±0,01	55	±8,4
	±0,07	0,04	±0,15	0,09	±0,004	0,12	±6	0,15
	2,9	±0,18	2,6	±0,23	0,04	±0,01	58	±12
	±0,11	0,06	±0,14	0,09	±0,007	0,3	±7	0,2
	3		3,3		0,03		69	
	2,6	±0,32	2,8	±0,20	0,06	±0,03	54	±17
	±0,17	0,12	±0,11	0,07	±0,01	0,42	±9	0,32
	2,9	±0,29	3,2	±0,4	0,05	±0,02	56	±14
	±0,04	0,1	±0,05	0,12	±0,003	0,38	±2	0,24

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив, участок*	Порода
<i>Даурский</i>			
1	9	Илинский*	Гранодиориты роговообманково-биотитовые кр/з
2	9	»	Граниты биотитовые кр/з
3	9а	Верхне-Оленгуйский*	Гранодиориты роговообманково-биотитовые кр/з
<i>Кыринский</i>			
4	1а	Право-Букукунский*	Гранодиориты роговообманково-биотитовые кр/з
5	1	Букукунский*	Граниты роговообманково-биотитовые кр/з
6	16	Нижне-Агуцинский*	Гранодиориты роговообманково-биотитовые ср/з
7	2	Аршанский*	Гранодиориты роговообманково-биотитовые кр/з
8	3	Верхне-Кыринский*	Гранодиориты роговообманково-биотитовые кр/з
9	3	»	Граниты роговообманково-биотитовые кр/з
10	4	Былыринский*	То же.
11	4	Салбартуйский*	»
12	5	Лев-Былыринский*	Гранодиориты роговообманково-биотитовые ср/з
13	6а	Арыщирский	То же
14	6	Хамаро-Тыринский	Диориты роговообманково-биотитовые ср/з краевые
15	6	»	Гранодиориты роговообманково-биотитовые ср/з
16	6	»	Граниты ср/з
17	8	Акшинский*	Гранодиориты роговообманково-биотитовые кр/з
18		Кыринский батолит в целом	Граниты и гранодиориты

г/т									
Rb		Be		Sr		Ba		B	
\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V
<i>комплекс</i>									
85	±12	2	±0,2	440	±73	700	±20	16	±5,3
±8	0,14	±0,1	0,09	±45	0,16	±70	0,16	±3	0,33
100	±5	2	±0,8	60	±36	250	±200	1,5	±4,9
±4	4,96	±0,6	0,39	±29	0,60	±160	0,79	±4	0,32
98		1,6		310		1100		20	
<i>комплекс</i>									
140		2,7		360		880		32	
150	±19	2	±0,5	150	±88	600	±210	16,5	±4,9
±8	0,13	±0,2	0,21	±35	0,59	±80	0,35	±2	0,30
120	±17	2	±0,3	240	±138	630	±185	12	±3
±9	0,14	±0,2	0,15	±76	0,59	±100	0,29	±1,6	0,25
150	±28	3	±0,7	170	±80	620	±60	18	±4,8
±10	0,18	±0,3	0,27	±28	0,47	±60	0,25	±1,7	0,27
120	±18	2	±0,5	290	±80	820	±150	16	±4,8
±7	0,15	±0,2	0,21	±32	0,28	±60	0,18	±1,9	0,31
150	±12	3	±0,6	210	±57	680	±120	13	±4,1
±5	0,08	±0,2	0,2	±22	0,27	±45	0,17	±1,5	0,30
160	±17	3*	±1	150	±78	600	±150	17*	±15,9
±5	0,11	2,8—3,2	0,34	±21	0,51	±40	0,26	14,6—19,9	0,77
160	±40	3*	±7,1	160	±111	540	±320	18	±8,1
±21	0,26	1,9—4	1,7	±58	0,69	±160	0,58	±4,2	0,46
110	±17	2	±0,3	240	±52	750	±85	15	±2,7
±10	0,15	±0,2	0,16	±30	0,22	±50	0,11	±1,5	0,18
100	±12	3	±0,3	290	±32	500	±85	15	±3,9
±7	0,12	±0,2	0,11	±18	0,11	±50	0,09	±2,3	0,26
92	±15	2,1	±0,3	400	±93	960	±75	24	±11,3
±10	0,17	±0,2	0,17	±62	0,23	±50	0,08	±7,5	0,48
83	±14	3	±0,9	300	±101	840	±160	17	±5,3
±8	0,17	±0,6	0,35	±59	0,33	±90	0,19	±3,1	0,32
130		3,3		140		600		16	
130	±9	3	±0,5	270	±65	730	±300	36	±15,8
±5	0,07	±0,2	0,15	±35	0,24	±170	0,42	±8,7	0,45
130	±30	2,5*	±2,1	220	±100	700	±210	16*	±8,3
±4	0,23	2,4—2,6	0,78	±13	0,44	±30	0,30	15—16,6	0,48

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив, участок*	Порода
<i>Даурский</i>			
1	9	Илинский*	Гранодиориты роговообманково-биотитовые кр/з
2	9	»	Граниты биотитовые кр/з
3	9а	Верхне-Оленгуйский*	Гранодиориты роговообманково-биотитовые кр/з
<i>Кыринский</i>			
4	1а	Право-Букукунский*	Гранодиориты роговообманково-биотитовые кр/з
5	1	Букукунский*	Граниты роговообманково-биотитовые кр/з
6	1б	Нижне-Агуцинский*	Гранодиориты роговообманково-биотитовые ср/з
7	2	Аршанский*	Гранодиориты роговообманково-биотитовые кр/з
8	3	Верхне-Кыринский*	Гранодиориты роговообманково-биотитовые кр/з
9	3	»	Граниты роговообманково-биотитовые кр/з
10	4	Былыринский*	То же
11	4	Салбартуйский*	»
12	5	Лево-Былыринский*	Гранодиориты роговообманково-биотитовые ср/з
13	6а	Арыцирский	То же
14	6	Хамаро-Тыринский	Диориты роговообманково-биотитовые ср/з краевые
15	6	»	Гранодиориты роговообманково-биотитовые ср/з
16	6	»	Граниты ср/з
17	8	Акшинский*	Гранодиориты роговообманково-биотитовые кр/з
18		Кыринский батолит в целом	Граниты и гранодиориты

г/т								Число проб
Sn		W		Zn		Pb		
\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	
<i>комплекс</i>								
3,1	±0,6	1,0	±0,3	85	±26	34	±40	9
±0,4	0,20	±0,2	0,24	±16	0,31	±25	1,18	
3,4	±1,2	1,3	±0,7	29	±8	27	±8	6
±1,0	0,35	±0,7	0,52	±7	0,28	±6	0,28	
3,8		1,2		43		22		5
<i>комплекс</i>								
3,7		2,5		55		19		5
5,4	±1,3	0,8*	±5,1	38	±10	28	±11	
±0,5	0,24	0—1,2	2,3	±4	0,25	±4	0,40	19
5,8	±1,8	0,9	±0,4	42	±18	24	±9	11
±0,1	0,30	±0,2	0,52	±10	0,41	±5	0,39	
6,8	±2,7	1,3*	±5,8	54	±26	20	±5	23
±0,1	0,39	0—2	1,7	±9	0,48	±2	0,26	
5,7	±1,4	0,7*	±2,4	68	±40	24*	±7	19
±0,6	0,24	0—1,1	1,7	±16	0,58	22—26	0,28	
5,3	±1,7	1,3*	±5,6	51	±27	24	±7	21
±0,6	0,31	0—2,2	1,7	±43	0,49	±3	0,31	
10*	±10,9	1*	±5,8	60	±14	18	±5	40
8,7—11,6	0,90	0—1,4	2,1	±4	0,24	±1	0,27	
5,3	±1,9	1,2*	±5,1	61	±20	23	±8	12
±1	0,36	0—2,3	1,7	±10	0,33	±4	0,36	
4,9	±1,9	1,3	±1,2	68	±25	19	±7	10
±1,1	0,39	±0,7	0,91	±15	0,37	±4	0,38	
3,6	±0,6	1,6	±1,5	66	±14	34	±6	10
±0,3	0,16	±0,8	0,92	±8	0,21	±4	0,18	
4,2	±1,2	Н. о.		55		14		8
±0,8	0,28	Н. о.		60		15		10
4,9	±1,7	Н. о.		60		15		10
±0,9	0,34							
2,8		2,2		32		37		5
5,8	±2,1	2,7	±2,1	85	±20	30	±15	11
±1,1	0,36	±1,1	0,78	±11	0,23	±8	0,50	
5,2*	±1,9	1,0*	±4,1	53*	±27	23*	±9	146
5,0—5,4	0,35	0—1,2	1,8	50—56	0,46	22—24	0,39	

Характеристика редкоэлементного состава гранитоидов

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив, участок*	Разновидности гранитов
1	19	Анацаканский	Биотитовые кр/з калишпатизированные
2	3	Право-Кыринский*	Лейкократовые кр/з калишпатизиров.
3	20А	Гыр-Голунский	Биотитовые кр/з калишпатизированные
<i>Интрузивная</i>			
4	1	Букукунский*	Биотитовые м/з
5	2	Аршанский*	Лейкократовые м-ср/з
6	19	Анацаканский	Биотитовые ср/з меланократовые
7	19	»	Биотитовые м/з
8	3	Право-Кыринский*	Лейкократовые ср-кр/з
9	3	Нижне-Былыринский*	То же
10	20а	Гыр-Голунский	Биотитовые м-ср/з
11	4	Былыринский*	Аплитовидные
12	20б	В. Салбартуйский	Лейкократовые м-ср/з
13	20в	Ульзутуйский	То же
14	7а	Курулгинский	Биотитовые кр/з
15	23	Оленгуйский	То же
16	23	»	Биотитовые м/з
17	23	»	Аплитовидные
18	23	»	Биотитовые в целом
19		Кыринский батолит	Биотитовые и лейкократовые в целом

ФДИ кыринского комплекса

						г/т	
Na		K		F		Li	
\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V
<i>фация</i>							
2,9	±0,16	3,9	±0,18	0,03	±0,014	79	±14
±0,07	0,05	±0,08	0,04	±0,006	0,43	±6	0,17
2,8	±0,40	4,0	±0,35	0,03	±0,02	29	±11
±0,19	0,14	±0,17	0,09	±0,01	0,61	±5	0,37
2,7		4,1		0,04		55	
<i>фация</i>							
2,6	±0,45	3,7	±0,6	0,04	±0,026	39	±17
±0,3	0,18	±0,4	0,16	±0,018	0,72	±11	0,43
2,4	±0,9	3,4	±1,3	0,03	±0,02	40	±17
±0,37	0,38	±0,53	0,39	±0,009	0,71	±7	0,44
2,9	±0,09	3,5	±0,33	0,05	±0,02	61	±27
±0,05	0,03	±0,21	0,09	±0,01	0,96	±16	0,43
2,9	±0,22	3,9	±0,25	0,02	±0,01	49	±14
±0,14	0,07	±0,16	0,06	±0,008	0,50	±8	0,28
2,7	±0,34	4,1	±0,32	<0,01		39	±12
±0,25	0,12	±0,24	0,08			±3	0,32
3,0	±0,32	±4,1	±0,44	0,03	±0,028	53	±20
±0,15	0,11	±0,21	0,11	±0,01	0,84	±10	0,38
2,7	±0,21	3,7	±0,25	0,04	±0,028	64	±28
±0,09	0,07	±0,10	0,07	±0,01	0,59	±12	0,43
2,5	±0,11	4,1	±0,25	0,01	±0,005	27	±10
±0,08	0,04	±0,19	0,06	±0,005	0,38	±8	0,39
2,8	±0,26	4,0	±0,22	0,02	±0,012	34	±14
±0,13	0,09	±0,11	0,05	±0,006	0,59	±7	0,42
2,8	±0,21	3,6	±0,47	0,02	±0,006	40	±14
±0,1	0,07	±0,21	0,13	±0,007	0,39	±6	0,34
2,7	±0,19	3,7	±0,22	0,03	±0,013	49	±10
±0,15	0,07	±0,16	0,06	±0,01	0,46	±7	0,19
2,8	±0,21	3,9	±0,23	0,05	±0,02	46	±14
±0,69	0,07	±0,07	0,06	±0,008	0,49	±4	0,30
2,7	±0,19	3,6	±0,1	0,02	±0,01	48	±15
±0,14	0,07	±0,08	0,03	±0,008	0,49	±11	0,31
2,9	±0,32	3,6	±0,09	0,02	±0,017	20	±10
±0,19	0,11	±0,06	0,03	±0,01	0,79	±6	0,48
2,8*	±0,24	3,7	±0,23	0,04	±0,024	40	±17
2,8—2,9	0,09	±0,06	0,06	±0,006	0,63	±4	0,42
2,8	±0,29	3,9	±0,4	0,03*	±0,02	42*	±20
±0,04	0,11	±0,05	0,10	0,02—0,03	0,68	39—44	0,43

Таблица 8

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив, участок*	Разновидности гранитов
1	19	Анацаканский	Биотитовые кр/з калишпатизированные
2	3	Право-Кыринский*	Лейкокротовые кр/з калишпатизиров.
3	20А	Гыр-Голунский	Биотитовые кр/з калишпатизированные
<i>Интрузивная</i>			
4	1	Букукунский*	Биотитовые м/з
5	2	Аршанский*	Лейкокротовые м-ср/з
6	19	Анацаканский	Биотитовые ср/з меланократовые
7	19	»	Биотитовые м/з
8	3	Право-Кыринский*	Лейкокротовые ср-кр/з
9	3	Нижне-Былыринский*	То же
10	20а	Гыр-Голунский	Биотитовые м-ср/з
11	4	Былыринский*	Аплитовидные
12	20б	В. Салбартуйский	Лейкокротовые м-ср/з
13	20в	Ульзутуйский	То же
14	7а	Курулгинский	Биотитовые кр/з
15	23	Оленгуйский	То же
16	23	»	Биотитовые м/з
17	23	»	Аплитовидные
18	23	»	Биотитовые в целом
19		Кыринский батолит	Биотитовые и лейкокротовые в целом

фа́ция	г/т							
	Rb		Be		Sr		Ba	
	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V
190	±25	4	±0,9	40*	±46	350	±160	
±11	0,13	±0,4	0,23	31—57	0,85	±70	0,45	
130	±31	2,0	±0,5	100	±71	450	±275	
±15	0,23	±0,2	0,27	±34	0,69	±130	0,61	
205		2,3		60		260		
фа́ция								
200	±8	4	±0,9	130	±95	60	±220	
±19	0,14	±0,6	0,25	±64	0,73	±150	0,63	
180	±66	4	±1,7	60	±51	230	±170	
±27	0,37	±0,7	0,47	±21	0,78	±71	0,76	
165	±21	3	±0,8	140	±86	570	±220	
±13	0,13	±0,5	0,26	±54	0,60	±140	0,39	
170	±12	3	±0,6	80	±62	480	±230	
±8	0,07	±0,4	0,2	±38	0,77	±140	0,48	
180	±25	5	±1,1	220	±45	420	±150	
±32	0,12	±1,1	0,21	±43	0,20	±140	0,35	
185	±48	3,8	±1,6	70	±52	440	±280	
±23	0,26	±0,8	0,44	±25	0,70	±130	0,63	
180	±26	4,1	±1,2	70	±29	270	±140	
±11	0,14	±0,5	0,29	±12	0,38	±60	0,51	
160	±42	3,4	±1,0	20	±10	40	±23	
±30	0,26	±0,7	0,28	±8	0,48	±17	0,59	
190	±22	5*	±8	100	±40	170	±124	
±12	0,12	3,5—6,7	1,2	±21	0,42	±64	0,75	
270	±43	4	±1,2	20	±10	30	±19	
±20	0,16	±0,6	0,27	±5	0,74	±9	0,67	
180	±23	3	±0,8	40	±28	210	±76	
±17	0,13	±0,6	0,27	±21	0,76	±56	0,36	
200	±21	4	±0,9	140	±72	380*	±360	
±7	0,11	±0,3	0,24	±24	0,52	320—460	0,79	
190	±20	3	±0,6	200	±86	600	±265	
±14	0,10	±0,4	0,17	±63	0,44	±200	0,44	
265	±102	6	±1,9	40	±16	100	±72	
±59	0,39	±1,1	0,33	±9	0,47	±42	0,66	
210*	±58	4*	±1,5	120	±84	300*	±340	
197—219	0,27	3,6—4,2	0,37	±21	0,68	240—360	0,86	
185	±46	3,3*	±2,5	50*	±72	310	±250	
±6	0,24	3,1—3,5	0,70	46—62	0,86	±34	0,79	

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив, участок*	Разновидности гранитов
<i>Метасматическая</i>			
1	19	Анацаканский	Биотитовые кр/з калишпатизированные
2	3	Право-Кыринский*	Лейкократовые кр/з калишпатизиров.
3	20а	Гыр-Голунский	Биотитовые кр/з калишпатизированные
<i>Интрузивная</i>			
4	1	Букукунский*	Биотитовые м/з
5	2	Аршанский*	Лейкократовые м-ср/з
6	19	Анацаканский	Биотитовые ср/з меланократовые
7	19	»	Биотитовые м/з
8	3	Право-Кыринский*	Лейкократовые ср-кр/з
9	3	Нижне-Былыринский*	То же
10	20а	Гыр-Голунский*	Биотитовые м-ср/з
11	4	Былыринский	Аплитовидные
12	20б	В. Салбартуйский	Лейкократовые м-ср/з
13	20в	Ульзутуйский	То же
14	7а	Курулгинский	Биотитовые кр/з
15	23	Оленгуйский	То же
16	23	»	Биотитовые м/з
17	23	»	Аплитовидные
18	23	»	Биотитовые в целом
19		Кыринский батолит	Биотитовые и лейкократовые в целом

г/т										Число проб
В		Sn		W		Zn		Pb		
\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	C S	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	
<i>фация</i>										
14	±3,9	5,7	±1,4	2	±2,6	44	±16	24	±6	16
±1,7	0,28	±0,6	0,25	±1,1	1,0	±7	0,36	±3	0,25	
17	±8	5	±2	0,6*	±0,4	45	±17	24	±10	14
±3,8	0,47	±0,6	0,23	0—0,73	0,59	±8	0,37	±4	0,40	
21		4,9		н. о.		40		28		8
<i>фация</i>										
15	±7,1	6,8	±4,3	6,1	±10,4	26	±10	35	±13	8
±4,8	0,49	±2,9	0,63	±7,0	1,70	±6	0,36	±9	0,37	
16	±7,3	4,4	±2,8	3,2	±3,6	44	±20	27	±18	18
±3,0	0,45	±1,2	0,64	±1,5	1,1	±8	0,46	±7	0,67	
11	±1,4	4,6	±1,0	3,3	±1,9	55	±30	19	±3	9
±0,9	0,13	±0,6	0,22	±1,2	1,4	±18	0,54	±2	0,17	
15	±4,5	4,9	±0,8	н. о.		25		36		9
±2,8	0,31	±0,5	0,17							
18	±3,2	5,7	±1,6	2,3	±0,8	66	±42	52	±12	7
±3,1	0,17	±1,6	0,29	±0,8	0,38	±40	0,63	±12	0,24	
14	±5,1	4,7	±1,5	1,1*	±1,5	46	±14	32	±13	14
±2,4	0,38	±0,7	0,33	0—1,6	0,97	±7	0,36	±6	0,40	
24	±10,6	7,5	±3,6	1,2*	±2,7	33	±15			17
±4,5	0,45	±1,5	0,48	0—1,85	1,3	±6	0,47			
16	±5,6	3,9	±1,3	4,4*	±17,6	30	±13	30	±8	7
±4,1	0,35	±1,0	0,34	1,6—12,2	1,6	±10	0,43	±6	0,27	
14	±6,7	4,8	±1,5	0,8	±0,7	20	±4	38	±11	12
±3,5	0,48	±0,8	0,31	±0,4	0,87	±2	0,2	±6	0,28	
26	±24	9,8	±7,9	4,9*	±70	30	±12	24	±17	15
±11	0,94	±3,6	0,80	1,9—12,5	2,0	±5	0,39	±8	0,40	
22	±9,5	5,5	±0,6	3,2	±1,6	36	±4	34,0	±8	7
±7,0	0,43	±0,4	0,11	±1,2	0,5	±2	0,09	±6	0,24	
18	±6,1	4,4	±2,1	1,5*	±1,7	33	±8	30	±8	27
±1,9	0,34	±0,7	0,48	1,2—1,8	0,92	±3	0,24	±3	0,26	
18	±7,8	5,9	±2,1	3,2	±5,0	42	±24	34	±20	7
±5,7	0,43	±1,6	0,37	±3,7	1,6	±18	0,56	±15	0,47	
15	±3,6	4,1	±1,4	1,9	±1,2	21	±7	38	±12	10
±2,1	0,24	±0,8	0,34	±0,7	0,62	±4	0,36	±7	0,31	
16*	±5,9	4,6	±2	1,5*	±2,4	30*	±13	32*	±12	44
15—18	0,34	±0,5	0,44	1,3—1,8	1,2	27—32	0,42	29—36	0,36	
16*	±10,9	5,2*	±3,6	1,3*	±2,9	35*	±17	28*	±4	147
15,1—17,3	0,60	4,9—5,5	0,62	1,1—1,7	4,3	30—37	0,44	26—30	0,44	

ностей. Как отмечалось, подобные разновидности распространены в восточной, краевой области Даурской зоны. Наибольшей основностью характеризуется Хамаро-Тыринский массив, фактически изолированный от полей развития кыринских гранитов (№ 6, рис. 2). Дифференциация массива после его внедрения (№ 14—16, табл. 7) не привела к сколько-нибудь существенной концентрации редких элементов в гранитах его центральной части, несмотря на их в целом лейкократовый характер (содержание калия 3,3%). При этом концентрация олова в гранитах понижается.

От гранитоидов даурского комплекса соответствующие им по составу разности кыринского комплекса геохимически отличаются более высокими концентрациями двух характерных гранитофильных элементов — лития и олова.

Разновидности гранитного состава кыринского комплекса распространены во внутренней области Даурской подзоны. По своей геохимической характеристике они обнаруживают значительное сходство. Из рассмотренных участков заметно выделяется Былыринский (№ 4, рис. 2), гранитам которого свойственны резко повышенные (10 г/т) содержания олова; именно к этому участку приурочен район Былыринских россыпных месторождений касситерита.

Геохимическая характеристика гранитоидов ФДИ (табл. 8) заметно непостоянна по сравнению с гранитами главной фазы, что обусловлено различной степенью отдифференцированности этих гранитов в разных участках, которая может быть приблизительно оценена по степени снижения концентраций в гранитах бария и стронция.

Граниты заключительной фазы в целом (№ 18 и 19 табл. 8) характеризуются отчетливо пониженными по сравнению с гранитоидами главной фазы содержаниями фтора и цинка, резко пониженными — стронция и бария, несколько повышенными — рублидия и бериллия (до уровня кларковых значений). Содержания лития являются кларковыми. Таким образом, несмотря на лейкократовый характер гранитов ФДИ, накопления в них гранитофильных элементов практически не происходит, а содержания фтора отчетливо понижены. Вместе с тем геохимическая характеристика гранитов ФДИ в отдельных участках может заметно различаться. Рассмотрим геохимические особенности тех тел ФДИ, с которыми ассоциирует оловорудная минерализация. К таким телам относятся Гыр-Голунский шток (№ 20А, рис. 2), в районе которого расположено бедное оловорудное (с шеелитом) Комсомольское месторождение, Ульзутуйский шток, где известно кварц-касситеритовое рудопроявление, а также мелкие тела аплитовидных гранитов в районе Былыринских россыпных месторождений касситерита, с которыми ассоциируют пегматоидные шлиры с бедной касситерит-шеелитовой минерализацией. Гыр-Голунский и Ульзутуйский штоки (№ 10 и 13 табл. 8) выделяются среди других тел ФДИ отчетливо повышенными содержаниями олова, бора, а также вольфрама (Ульзутуйский). Граниты последнего массива имеют очень лейкократовый состав, в них повышены также содержания рублидия и резко снижены концентрации бария и стронция. В телах аплитовидных гранитов (№ 11 табл. 8) заметно повышены лишь содержания вольфрама: очевидно, сказывается сброс флюидной фазы, формировавшей пегматоидные шлиры. В последних в заметных количествах присутствует турмалин. Борная минерализация характерна также для всех рудопроявлений, связанных с массивами ФДИ. Таким образом, можно констатировать, что из массивов ФДИ рудоносными являются те, в которых отмечается концентрирование олова и в меньшей степени вольфрама, а также бора — главного минерализатора в рудопроявлениях, связанных с интрузиями ФДИ. Подробнее вопрос оценки рудоносности гранитоидов рассмотрен в главе 4.

Остановимся также на отмеченном выше резком понижении в гранитах рассматриваемых тел ФДИ концентрации фтора, которая в редкометальных гранитах, как правило, повышена (Таусон и др., 1970). Предположение о понижении концентраций фтора в гранитах ФДИ благодаря их дегазации вследствие трещинной формы массивов и высокой проницаемости вмещающих гранитоидов главной фазы геологическими данными не подтверждается. Вокруг массивов ФДИ никогда не фиксируется фторных ореолов, но часто наблюдается турмалиновая минерализация в дайках аплитовидных гранитов и пегматоидных шлирах. Как отмечалось, часть массивов ФДИ отчетливо тяготеет к контактам гранитов главной фазы кыринского комплекса с песчано-сланцевыми толщами. Но и в тех участках массивов ФДИ, где их кровля образована песчано-сланцевыми породами (№ 5 табл. 8), никаких признаков концентрирования фтора не обнаружено. Таким образом, дифференциация интрузий кыринского комплекса, как правило, концентрированием фтора не сопровождается. Исключение, по данным В. М. Яновского (1975; Козлов, Шерemet, Яновский, 1974), представляют Больше-реченский и Чикойский (№ 11, 13, рис. 2) массивы из группы верхне-чикойских массивов, относимых им к харалгинскому комплексу. Умеренное повышение концентраций фтора и некоторых гранитофильных элементов в этих массивах В. М. Яновский связывает с их слабой эродированностью, вследствие чего здесь сохранились апикальные, наиболее обогащенные редкими элементами и летучими, зоны массивов. В целом геохимическая характеристика гранитов этих массивов соответствует характеристике тех рассмотренных выше массивов ФДИ Даурской подзоны, с которыми ассоциирует оруденение и от которых граниты массивов Зачикойской группы отличаются повышенными содержаниями фтора, лития. В связи с малым числом проб, отсутствием данных по таким важным элементам, как бериллий и бор, окончательные выводы о формационной принадлежности массивов этой группы преждевременны. Они могут представлять как интрузии ФДИ в Зачикойской подзоне, так и разновидности редкометальных гранитов рудоносного асакан-шумиловского комплекса (массив № 14, рис. 2) с весьма умеренным уровнем концентрации редких элементов.

Выше было показано, что часть массивов ФДИ является дифференцированными. Главные разновидности дифференцированных массивов представлены мелкозернистыми биотитовыми (обычно меланократовыми) порфиroidными гранитами внешней зоны и биотитовыми либо лейкократовыми мелко-среднезернистыми слабопорфиroidными гранитами внутреннего ядра. В дайкообразных интрузиях эти две разновидности нередко характеризуются фазовыми, интрузивными соотношениями (субфазы ФДИ). Кроме того, в ряде случаев внешнюю зону массивов ФДИ слагают биотитовые крупнозернистые слабопорфиroidные граниты, часто с явлениями интенсивного калиевого метасоматоза. Последние геохимически практически идентичны гранитам массивов ФДИ, которые они вмещают. Как и граниты ФДИ, они характеризуются (№ 1—3 табл. 8) пониженными концентрациями стронция и бария и обычно повышенными концентрациями рубидия. Содержание бора различны и могут быть повышенными в тех случаях, когда оно повышено в мелко-среднезернистых гранитах ФДИ (см. № 3 и 10 табл. 8). Таким образом, геохимические данные свидетельствуют о генетическом единстве массивов ФДИ и ассоциирующих с ними участков крупнозернистых, часто калишпатизированных гранитов лейкократового облика.

Из изученных массивов дифференцированным является Анацаканский (№ 19, рис. 2 и табл. 8). При переходе от мелагранитов внешней зоны к биотитовым гранитам внутренней (№ 6 и 7 табл. 8) в гранитах повышается содержание калия, свинца, понижаются содержания фто-

ра, цинка, в меньшей степени — стронция и бария. Таким образом, дифференциация массива не сопровождается концентрированием характерных гранитофильных элементов, а для фтора, как и для группы ФДИ в целом, наблюдается понижение концентраций в наиболее поздних и кислых дифференциатах.

Аналогичные выводы вытекают из данных для Оленгуйского, наиболее крупного среди образований ФДИ массива. Как указывалось, вопрос формационной принадлежности массива является спорным. Он выделялся в самостоятельный оленгуйский комплекс, включался в состав гыр-голунского, а затем в идентичный последнему харалгинский рудоносный комплекс (Кормилицын, 1973). Согласно последней схеме, он включен, как и большинство юрских интрузий Зачинойской подзоны, в асакан-шумиловский комплекс. Для авторов настоящей работы генетическая принадлежность массива к группе образований ФДИ неоспорима. На это указывают как состав гранитов массива, рассмотренный выше, так и полная идентичность массива по геохимической характеристике гранитоидов другим массивам ФДИ, что с очевидностью следует из сопоставления данных табл. 8 (№ 18 и 19). Для всех разновидностей гранитов Оленгуйского массива характерны все отмеченные выше геохимические особенности ФДИ: пониженные содержания фтора, несколько повышенные концентрации рубидия и отсутствие всяких признаков концентрирования типичных гранитофильных элементов, что резко отличается их от редкометальных интрузий харалгинского и асакан-шумиловского комплексов (см. ниже). К аналогичным выводам приводит анализ изменений геохимической характеристики гранитов Оленгуйского массива в процессе его дифференциации. Массив в целом имеет достаточно сложное строение. Основная его часть сложена крупнозернистыми биотитовыми слабопорфировидными гранитами, отчетливо более меланократовыми по периферии и лейкократовыми, с темным кварцем в его центральной части. Выступы и сателлиты массива вдоль зоны Оленгуйского (по долине Оленгуя) разлома сложены лейкократовыми крупнозернистыми гранитами с интенсивно проявленным калиевым метасоматозом. В центральном участке массива (№ 23, рис. 2) выделяется интрузивное тело мелко-среднезернистых биотитовых слабопорфировидных гранитов меланократового облика, прорывающих вмещающие крупнозернистые граниты. Конечные дифференциаты массива представлены дайкообразными телами и дайками мелкозернистых лейкократовых аплитовидных гранитов, часто с мелкими миароловыми пустотами, которые, очевидно, прорывают более ранние образования (крупнозернистые и мелкозернистые биотитовые граниты). Таким образом, судя по геологическим наблюдениям, массив формировался в три последовательные интрузивные фазы — крупнозернистые биотитовые граниты с явлениями их внутрикамерной дифференциации, мелкозернистые биотитовые граниты и аплитовидные лейкократовые граниты. Нетрудно заметить, что наиболее распространенные крупнозернистые граниты массива соответствуют по своему геологическому положению крупнозернистым, часто калишпатизированным гранитам, отмечаемым в ряде других участков развития интрузий ФДИ.

В Оленгуйском массиве также наблюдается понижение концентраций фтора от ранних к поздним образованиям (№ 15—17 табл. 8). Сколько-нибудь существенного накопления гранитофильных элементов при дифференциации массива не происходит. Более основной характер мелко-среднезернистых биотитовых гранитов второй интрузивной фазы массива (субфазы ФДИ) фиксируется повышением в них концентраций стронция и бария и понижением содержания калия по сравнению с крупнозернистыми гранитами главной фазы массива. Лейкократовый, отдифференцированный характер мелкозернистых аплитовидных гранитов подчеркивается резким снижением в них содержания стронция

и бария и некоторым повышением концентраций рубидия и бериллия при низких концентрациях лития. В отличие от гранитов рудоносных гранитов ФДИ в поздних образованиях Оленгуйского массива повышения концентраций рудных элементов (Sn, W) и бора не наблюдается.

Таким образом, геохимическая характеристика Оленгуйского массива в целом, а также геохимические особенности его дифференциации подтверждают принадлежность массива к группе выделяемых авторами массивов ФДИ кыринского (даурского?) комплекса. Главными геохимическими особенностями массивов группы являются кларковые уровни концентраций характерных гранитофильных элементов, несмотря на лейкократовый характер интрузий, понижение содержания фтора и бария со стронцием.

СОХОНДИНСКИЙ КОМПЛЕКС

Распространенность образований комплекса и вопросы их выделения

Субвулканические породы комплекса пранодиорит (дацит)-гранитного состава, выделяющиеся исключительно в пределах Даурской подзоны одноименной структурно-формационной зоны (Старченко, 1963, рис. 1), приурочены к линейным структурам глубинных разломов и являются типичными магматическими образованиями этапа мезозойской тектоно-магматической активизации Забайкалья. Название комплекса вошло в литературу после опубликования работы М. С. Нагибиной «Вулканогенный комплекс гольцов Сохондо» (1947).

Главными региональными структурами, определяющими развитие юрского субвулканического магматизма в рассматриваемом регионе, являются зоны Онон-Туринского глубинного разлома северо-восточного простирания, приуроченного к области сочленения Даурской и Агинской структурно-формационных зон, и более мелкие структуры (Старченко, 1963; Старченко, 1968; Богомолов и др. 1970). К последним относятся Алтано-Кыринская субширотная зона, оперяющая по отношению к Онон-Туринской зоне глубинного разлома, и Былыра-Оленгуйский разлом внутренней области Даурской структурно-формационной зоны, протягивающийся параллельно Онон-Туринской зоне разломов. К мезозойским депрессиям вдоль Онон-Туринской и Алтано-Кыринской зон (Старченко, и др., 1966) приурочены главные районы проявления юрского вулканизма. Развитые в пределах депрессий вулканы включают в состав трех юрских осадочно-вулканогенных свит — букукунской, джаргалантуйской и самой молодой — бырцинской. Согласно В. В. Старченко (1968), вулканогенные породы свит и интрузивно-субвулканические юрские образования региона принадлежат к двум вулкано-плутоническим формациям — более раннему сохондинскому и более позднему харалгинскому магматическим комплексам. Формационное расчленение юрских вулкаников представляет в регионе наиболее сложную задачу. В настоящей работе авторы ограничиваются рассмотрением интрузивно-субвулканических образований названных комплексов.

Наиболее крупные поля субвулканических пород сохондинского комплекса приурочены, по В. В. Старченко, к районам пересечения зон северо-восточных глубинных разломов северо-западными глубинными структурами: Черемхово-Ясытайской и Харалгинской. В частности, к узлу пересечения Алтано-Кыринской и Былыринской зон северо-западной Черемхово-Ясытайской приурочен крупный Сохондинский вулкано-плутон одноименного комплекса (около 400 км², № 24, рис. 2); к области пересечения северо-восточной зоны Былыра-Оленгуйского разлома поперечной Харалгинской зоной приурочено самое крупное поле (более

500 км²) развития субвулканических пород сохондинского комплекса — Былыра-Акшинский массив (№ 27, рис. 2). В области сочленения Онон-Туринской и Былыра-Оленгуйской зон с наиболее крупной структурой региона — Монголо-Охотским разломом — расположены Алханайский вулканоплутон сохондинского комплекса (№ 30, рис. 2) и крупное поле в верховьях р. Или.

Наиболее распространенные разновидности пород комплекса представлены субвулканическими дацитами (дацитовыми порфирами) и интрузивными гранодиорит-порфирами и резкопорфировидными гранодиоритами (а также плагиогранитами). Менее распространены эффузивно-субвулканические порфириты (обычно кислого, дацитового состава). Как правило, пространственное расчленение разновидностей пород комплекса в пределах отдельных массивов затруднительно. Большинство исследователей считает, что эти образования представляют несколько последовательных интрузивных и эффузивных фаз магматизма. Однако нередко фиксируются и постепенные переходы, свидетельствующие об отсутствии резких временных перерывов. В целом тесная пространственная ассоциация названных пород говорит о их несомненном генетическом единстве. Это позволило авторам объединить их в главную интрузивную фазу сохондинского комплекса. Выделяемые разновидности пород главной фазы соответствуют либо сближенным во времени субфазам (см. Обзор геологических понятий... , 1963, с. 88), либо фациям, возникновение которых обусловлено различиями температурного режима в период кристаллизации.

В. П. Краснов (1971) в составе Сохондинского вулканоплутона выделяет также аляскиты четвертой фазы, слагающие мощные протяженные дайкообразные тела и дайки. Проведенные авторами исследования показали, что аналогичные трещинные интрузивные тела (кварцевых порфиров, гранит-порфиров, резкопорфировидных гранитов), широко распространенные в районах развития пород главной фазы сохондинского комплекса, представляют по всем признакам (геологическим, петрологическим, геохимическим) образования, генетически связанные с породами главной фазы. Все они были выделены авторами в заключительную интрузивную фазу сохондинского комплекса. Ранее большинство этих интрузий на основе возрастных признаков и кислого состава слагающих их гранитов обычно включалось в харалгинский рудоносный комплекс, хотя единого мнения по этому вопросу не было. Так, М. С. Нагибина (1947) считала гранит-порфиры Сохондинского массива типичными представителями рудоносных интрузий, объединенных впоследствии в харалгинский комплекс, а в упомянутой работе В. П. Краснов относит их к генетической серии пород Сохондинского вулканоплутона.

Анализ возрастных соотношений также не дает однозначного ответа относительно их формационной принадлежности. Авторы провели специальное изучение абсолютного возраста (с помощью калий-аргонового метода) большинства рассмотренных в работе массивов юрских магматитов (табл. 9). Данные таблицы свидетельствуют об отсутствии резких возрастных различий между интрузивами заключительной фазы сохондинского комплекса и массивами, выделяемыми в харалгинский комплекс. Немногочисленные определения по гранитоидам главной фазы сохондинского комплекса дают возраст 175—163 млн. лет (средняя юра). Это хорошо согласуется с геологическими данными, согласно которым породы главной фазы сохондинского комплекса прорывают верхнепалеозойские, нижнетриасовые песчано-сланцевые толщи, а также, по данным В. П. Краснова и В. В. Старченко, фаунистически охарактеризованные нижнеюрские молассовые отложения так называемой «гольцовой юры» (внутренняя область Даурской зоны). Большинство определений возраста гранитов заключительной фазы попадает в ин-

Абсолютный возраст магматитов сохондинского и харалгинского комплексов

Комплекс, фаза	№ массива на карте (рис. 2)	Порода	№ обр.	Возраст, млн. лет	Литература
Сохондинский, главная фаза	Сохондинский, № 24	Биотит из дацитового порфира	150	175	Р. В. Лесняк, В. Н. Семенов (1963) В. П. Краснов (1965) СибГЕОХИ, данные авторов
		Плагиопорфир		165	
		Гранодиорит-порфир	ХГ-3615	160	
		»	ХГ-2204	162	
	Алханайский, № 30	Биотит из диоритового порфира	514	170 ± 8	И.Н.Томсон с соавт.(1963)
	Биотит из гранодиорита	784	162 ± 8	Там же	
Сохондинский, закл. фаза	Сохондинский, № 24	Гранит-порфир	ХГ-3614а	160	СибГЕОХИ, данные авторов
		Гранит порфировидный	ХГ-1630	164	
	Бырчинские штоки, № 25	Биотит из того же гранита	ХГ-1630	180 ± 10	
		Гранит порфировидный	ХГ-1638	168	
		»	ХГ-1667	163	
	Жипкошинский шток, № 28	» резкопорфировидный	ХГ-2073	158	
		»	ХГ-2081	157	
	Алханайский, № 30	» порфировидный	ХГ-2114	160	
		Биотит из того же гранита	ХГ-2114	159 ± 3	
Гранит порфировидный		ХГ-2514	146		
Харалгинский	Ингодинский, № 31	Гранит лейкократовый	ХГ-2062	167	Р. М. Константинов, И.Н.Томсон, О.П.Полякова (1971) СибГЕОХИ, данные авторов
		» порфировидный	ХГ-2063	146	
		Гранит-порфир	ХГ-2058	130	
	Хапчерангинский, №32	Гранит мелкозернистый	ХГ-3023	173	
		» порфировидный	ХГ-17	151 ± 2,6	
	Хапчерангинское месторождение	Мусковит из грейзена	469-2	170 ± 7	
		Калишпат из сульф.-касс. жилы	427-62	148 ± 5	
	Харалгинский, № 34	Гранит лейкократовый	ХГ-87	160 ± 1,3	
		» резкопорфировидный	ХГ-2148	166	
	Береинский, № 35	» крупнозернистый	ХГ-2516	154	
		»	ХГ-2150	151 ± 2	

тервал 165—158 млн. лет с некоторыми отклонениями. Определения по гранитам харалгинского комплекса фиксируют возраст от средней до нижней юры, при значительном разбросе цифр по разновидностям гранитов, принадлежащим отдельным массивам. Таким образом, в целом, по данным калий-аргоновой геохронометрии, возраст интрузий заключительной фазы сохондинского комплекса и массивов харалгинского комплекса средне-нижнеюрский.

Из сравнения данных табл. 4 и 9 следует, что в Даурской подзоне в целом не устанавливается существенных возрастных различий между массивами ФДИ, интрузиями заключительной фазы сохондинского комплекса и массивами харалгинского комплекса. Для массивов ФДИ фиксируется средне- или верхнеюрский возраст (табл. 4), а небольшая часть этих образований может быть отнесена к нижней юре. Учитывая отсутствие возрастных различий и сходный состав интрузий, выделяемых авторами настоящей работы в разные комплексы, следует признать, что для их объединения в единый средне-верхнеюрский харалгинский комплекс кислых и ультракислых интрузий имелись достаточные основания.

Краткая геолого-петрографическая характеристика комплекса

Породы главной фазы изучались авторами в пределах Сохондинского вулканоплутона, разных участков Былыра-Акшинского массива и в Алханайском вулканоплутоне. Согласно В. П. Краснову (1971), последовательность формирования Сохондинского массива представляется в следующем виде (рис. 12): 1 субфаза (фаза по В. П. Краснову) — гранодиорит-порфиры, кварцевые диоритовые порфиры, гранодиориты и плагииграниты эндоконтактовой зоны;

2 субфаза гранодиорит-порфиры и кварцевые диоритовые порфиры внешней порфировой зоны; 3 субфаза — субвулканические дацитовые порфиры («жерловая фация») и излившиеся дациты; 4 заключительная фаза сохондинского комплекса — аляскиты мощных протяженных даек.

Из приведенной схемы видно, что выделяемые субфазы представлены сходными по составу породами, различающимися по степени раскristализации и слагающими сложнопостроенные массивы и поля, в которых интрузивные габиссальные разновидности тесно ассоциируют с субвулканическими приповерхностными и в меньшей степени — с эффузивными. Неоднократно отмечаемые примеры переходов интрузивных аналогов в субвулканические однозначно свидетельствуют о сближенном времени формирования и генетическом единстве этих образований, что и послужило авторам основанием для

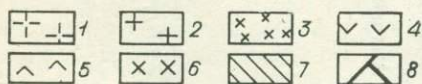
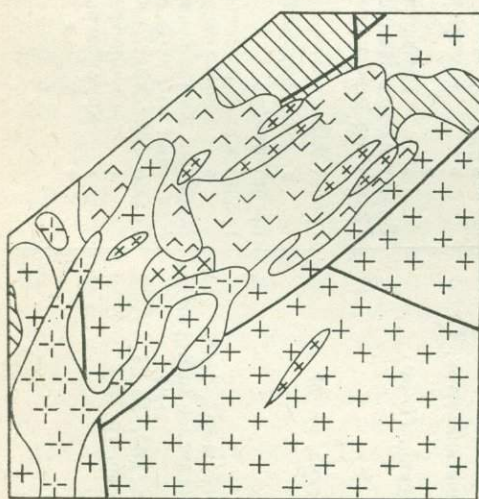


Рис. 12. Геологическая схема Сохондинского массива, по В. П. Краснову (1971).

1—2 — кыринский комплекс: 1 — граниты биотитовые ФДИ, 2 — граниты и гранодиориты главной фазы; 3—6 — сохондинский комплекс, заключительная фаза: 3 — гранит-порфиры, главная фаза, 4 — дациты и дацитовые порфиры, 5 — порфиры, 6 — гранодиориты резкопорфировидные; 7 — палеозойские песчано-сланцевые породы; 8 — главные разрывные нарушения.

объединения их в главную интрузивную фазу комплекса. Сохондинский массив, по В. П. Краснову (см. рис. 6), более чем на 90% сложен породами главной магматической фазы. Среди последних резко преобладают дацитовые порфиры и дациты центральной части массива. В меньшей степени распространены гранодиорит-порфиры, плагиограниты, андезитовые граниты, кварцевые андезитовые порфиры, слагающие его периферические части. Дайкообразные тела гранит-порфиров заключительной фазы комплекса имеют в Сохондинском массиве незначительное распространение и выходят за пределы распространения пород главной фазы комплекса во вмещающие граниты кыринского комплекса.

В целом Сохондинский массив по характеру слагающих его пород и их взаимоотношениям относится, очевидно, к группе субвулканических тел, определенно связанных с вулканическими аппаратами (Рудич, 1970). Подобные субвулканические интрузии, нередко кислого состава, характерны для этапа максимальной тектонической активности и обычно отличаются крупными размерами. О их формировании в поверхностных условиях свидетельствуют признаки частичного выхода расплавов на поверхность. Характерно также развитие в связи с такими массивами дайковых серий, которые либо тесно связаны с более глубинными гипабиссальными интрузивными образованиями, либо отвечают более позднему, самостоятельному этапу внедрения. В принятой авторами схеме магматизма эти особенности геологических соотношений дайкообразных интрузий и штоков с породами главной интрузивной фазы отражены — они выделены в самостоятельную заключительную фазу сохондинского комплекса.

Для разновидностей субвулканических пород Сохондинского массива характерны тесные взаимопереходы, указывающие на их одновременное формирование при разных условиях кристаллизации. В то же время между совершенно однородными породами могут фиксироваться активные контакты, что указывает на проявление сближенных во времени интрузивных импульсов (субфаз в понимании авторов).

В соответствии с субвулканическим характером Сохондинского массива слагающие его породы отличаются изменчивостью структуры. В участках, приближенных к поверхности, структуры пород близки к микрофельзитовой и сферолитовой. Более глубинные разновидности приобретают порфировую структуру с нераскристаллизованной основной массой. Для еще более глубинных частей массива свойственны порфировые, резкопорфировые и равномерно-зернистые полнокристаллические структуры пород.

Наиболее распространенные субвулканические дациты 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. Основная масса полнокристаллическая, гипидиоморфнозернистая гранитного состава. Местами приобретает туфовидный облик и микропойкилитовую структуру, содержит остроугольные обломки вкрапленников, что все вместе свидетельствует о неспокойных субвулканических условиях формирования породы. Периферические части массива в отдельных участках сложены дацитовыми порфиритами с микрофельзитовой основной массой. В западной и северо-западной частях массива развиты породы гипабиссальной фации — гранодиорит-порфиры, переходящие местами в относительно более глубинные резкопорфировидные гранодиориты. Гранодиорит-порфиры характеризуются аллитовой или гранитовой основной массой, вкрапленники представлены плагиоклазом (андезин № 30—40, 25% породы в среднем), биотитом (9—10%), кварцем, калиевым полевым шпатом и составляют в целом от 40 до 60% породы (табл. 10). Содержания вкрапленников калиевого полевого шпата и

Минеральный состав пород сохондинского комплекса

Фаза	Фацнальная разновидность пород	Массив, район*, № на рис. 2	Содержание минералов, об. %						Основная масса, об. %	Колич. образцов
			плагио- клаз	калишпат	кварц	биотит	амфибол	хлорит		
Главная	Гранит андезитовый (Краснов, 1971) Гранодиорит-порфиры	Букукупский*, № 24	40,7	34,9	12,4	11,1	0,7	—	44,8*	3
		Сохондинский, № 24	26,7	8,0	9,1	9,6	1,0	—		
Заклучительная	Граниты порфировидные	Бырцинский, № 25	28,4	34,8	26,4	9,8	0,4	—	—	4
		Алханайский, № 30	27,3	46,2	19,6	6,1	0,7	—	—	3
	Гранит-порфиры эндоконтакта с микрогранитовой основной массой	Жипкошинский, № 28	16,6	21,6	6,1	2,3	—	1,5	51,7*	2
		Алханайский, № 30	10,6	20,3	15,2	0,7	—	1,8	51,2	2
	Гранит-порфиры апикальные с микрогранофировой основной массой	Бырцинский, № 25	25,8	6,8	7,2	2,7	0,1	0,2	57,0*	3
		Сохондинский, № 24	21,4	10,9	11,2	2,4	0,05	—	54,0*	2
Риолитовые порфиры интрузивные	Улетуйский, № 26	11,0	2,4	1,1	2,2	Сл.	—	83,2*	3	

* Данные по содержанию минералов относятся к вкрапленникам.

кварца неостаточны и изменяются от 4 до 12—14%. В реликтах присутствует роговая обманка (до 1%), интенсивно замещаемая биотитом, а также нередко эпидотом. Выделяются также плагиогранитные разновидности этих пород, резко обогащенные плагиоклазом (до 60—70%) и практически не содержащие калиевого полевото шпата. Более кислые разновидности типабиссальной фации представлены андезитовыми гранитами (Краснов, 1971) с повышенным содержанием калишпата, асципирующего с плагиоклазом повышенной основности (андезит № 30—35) при пониженном содержании кварца (табл. 10). Эти породы по составу приближаются к адмеллитам.

Наибольшей основностью среди пород главной фазы в Сохондинском массиве отличаются кварцевые андезитовые порфиры его периферических частей, представляющие породы эффузивной фации. Структура их отчетливо порфировая благодаря удлиненным вкрапленникам плагиоклаза (0,5, иногда 1 см, до 30% породы). Основная масса состоит из микролитов измененного плагиоклаза, девитрифицированного стекла, хлорита и эпидота и имеет андезитовую до микропойкилитовой структуру. Вкрапленники представлены андезитом № 35—45, редкими биотитом и роговой обманкой, единичными округлыми зернами кварца.

Аналогичными разновидностями пород сложены и другие массивы главной фазы сохондинского комплекса. В Былыра-Акшинском массиве распространены гранодиорит-порфиры, резкопорфировидные гранодиориты, дацитовые порфиры и пор-

фириты. Алханайский массив сложен порфиритовыми эффузивными разновидностями пород, среди которых встречены наиболее основные разновидности главной фазы сохондинского комплекса, по составу соответствующие трахиандезитам.

Главное внимание при изучении сохондинского комплекса авторы уделили гранитам его заключительной фазы, которые обычно включались в состав рудоносного харалгинского комплекса. Из таких массивов были изучены (рис. 2, с юго-запада на северо-восток): 1) дайкообразные интрузии Сохондинского массива (№ 24), включая некоторые дайки в полях развития гранитов кыринского комплекса (участок № 2); 2) интрузии Бырчинской группы, включая Улетуйский шток (№ 25 и 26); 3) штоки Жипкошинской группы (№ 28); 4) Верхне-Акуинские трещинные дайкообразные интрузии (№ 29); 5) Алханайский шток (падь Ужбогоё, № 30).

Группа Сохондинских дайкообразных интрузий (рис. 6) представлена мощными (200—300 м) и протяженными (до 10 км) дайкообразными телами гранодиорит-порфириров и гранит-порфириров, реже кварцевых порфириров и фельзитов, прорывающих породы главной фазы сохондинского комплекса и кыринские граниты в пределах участка № 2 (рис. 2). Их абсолютный возраст (табл. 9) 160 млн. лет. Одним из первых исследователей, изучавших эти тела, была М. С. Нагибина (1947), считавшая граниты этих интрузий аналогами гранитов Верхне-Ингодинского массива харалгинского комплекса. Позднее Н. И. Тихомиров (1960) указывал на полную их тождественность по составу гранитам Хапчерангинского массива харалгинского комплекса. Это мнение и нашло отражение в геологических схемах магматизма региона недавнего времени. Как уже отмечалось, позднее В. П. Краснов (1971), отнеся эти интрузии к четвертой, последней, фазе Сохондинского массива (рис. 6), тем самым фактически включил их в состав сохондинского комплекса, который этот массив и представляет.

Рассматриваемые интрузии Сохондинского массива сложены гранит-порфирами с четкой порфировой структурой. Содержат вкрапленники двух генераций: более крупные, до 3—4 мм, плагиоклаза (олигоклаз № 20—30), калишпата и более мелкие (1,5—3 мм) тех же минералов и кварца. Количественные соотношения минералов см. в табл. 10. Основная масса состоит из радиально-лучистых и аксиолитовых образований, представляющих разросшиеся псевдосферолиты калиевого полевошпатового состава. Часты участки основной массы кварц-калишпатового состава микрогранитной и микрогранофировой структуры. Биотит в основной массе присутствует в виде тонких пластинок. Редко (во вкрапленниках) встречаются реликты роговой обманки, замещаемой биотитом.

Бырчинские массивы (№ 25, рис. 2). Ранее здесь выделялось несколько штоков, объединенных на последней схеме (рис. 2) в два массива, залегающих среди вулканитов (порфириты и их туфы) Бырчинской свиты (сохондинский вулканоплутонический комплекс?). Характер взаимоотношений с вмещающими вулканитами неясен. Наличие в пределах массивов выделяемых петрографически апикальной и внутренней зон свидетельствует о вероятном активном характере взаимоотношений интрузий с породами, в которых они залегают. Абсолютный возраст гранитов 186, 167 и 163 млн. лет (табл. 9), что согласуется с возрастом Сохондинских интрузий.

Главной разновидностью, слагающей Бырчинские массивы, являются резкопорфировидные граниты, в которых хорошо ограниченные таблитчатые вкрапленники (0,5—1 см) плагиоклаза (олигоклаз № 25—30) и калишпата цементируются мелкозернистой основной массой гранитного состава и структуры. В составе гранитов, представленных ме-

лазократовыми разновидностями, калишпат несколько преобладает над плагиоклазом (табл. 10). Важная особенность Бырцинского массива — наличие в его восточной части небольшого участка гранитов с микрогранофировой основной массой, слагающих наиболее выступающую в рельефе водораздельную часть массива, представляющую, несомненно, его апикальную зону. Гранит-порфиры с микрогранофировой основной массой связаны с резкопорфировидными гранитами остальной части массива постепенными переходами. Тождественность их гранит-порфирам Сохондинского массива несомненна и полностью подтверждается, если сопоставить минеральный состав (табл. 10) этих разновидностей гранитов заключительной фазы, слагающих разные тела в пространственно разобщенных районах.

Таким образом, геологические и петрографические данные позволяют сделать заключение, что гранит-порфиры с микрогранофировой (а также псевдосферолитовой) основной массой характеризуют участки гипабиссальных интрузий, наиболее приближенные к поверхности. Об этом же свидетельствуют некоторые литературные данные (Hughes, 1972). К сходным образованиям относится Улетуйский шток риолитовых порфиров, в составе которых преобладает тонкокристаллическая кварц-полевошпатовая основная масса, цементирующая вкрапленники редкого плагиоклаза и еще более редких калишпата, кварца, биотита (табл. 10).

Жипкошинские штоки (№ 28, рис. 2) прорывают и ороговиковывают вулканы кислого состава среднеюрской джаргалантуйской свиты. Сложены в основном гранит-порфирами с микрогранитной основной массой, иногда переходящими в резкопорфировидные граниты. Вкрапленники (табл. 10) представлены калишпатом, кислым плагиоклазом (альбит-олигоклаз № 15—25), кварцем, биотитом. Судя по структуре основной массы, гранит-порфиры представляют зону закалки гипабиссальной интрузии. Возраст гранитов (157 и 158 млн. лет) полностью коррелируется с возрастом массивов Сохондинской и Бырцинской групп.

Аналогичными гранит-порфирами сложены также массивы Верхне-Акуинской группы (№ 29, рис. 2), часть из которых прорывает породы главной фазы сохондинского комплекса.

Алханайский шток закартирован В. В. Старченко, прорывает и ороговиковывает эффузивы главной фазы сохондинского комплекса в центральной части Алханайского массива (№ 30, рис. 2). Шток вытянут в субмеридиональном направлении. Узкие эндоконтактные зоны его сложены гранит-порфирами, вся центральная часть — резкопорфировидными гранитами, с которыми гранит-порфиры связаны постепенными переходами. По составу резкопорфировидные граниты в целом идентичны этим же гранитам Бырцинской группы (табл. 10), от которых граниты Алханайского штока отличаются большим содержанием калишпата и меньшим — кварца. Из табл. 10 также видно соответствие минерального состава гранит-порфиров зоны закалки Алханайского и гранит-порфиров Жипкошинского штока. Возраст гранитов Алханайского массива (159, 160 и 146 млн. лет) коррелируется с возрастом других интрузий заключительной фазы, за исключением последней цифры.

Таким образом, в целом заключительная фаза сохондинского комплекса представлена трещинными дайкообразными (реже штокообразными гипабиссальными) телами, вытянутыми в северо-восточном направлении в соответствии с направлением главных разрывных структур региона. Более глубинные разновидности массивов представлены резкопорфировидными гранитами и гранит-порфирами зоны закалки. Гипабиссально-приповерхностные фации представлены гранит-порфирами с микрогранофировой основной массой и реже риолитами. Особенности

минерального состава: обычное преобладание во вкрапленниках плагиоклаза над калишпатом, хотя могут отмечаться и обратные соотношения; присутствие в составе темноцветных небольших количеств замещенной биотитом роговой обманки при резком преобладании биотита. Вероятный возраст интрузий — среднеюрский (165—160 млн. лет).

Петрохимия гранитоидов комплекса

Петрохимическая характеристика (табл. 11) получена по данным 90 квантометрических силикатных анализов. Породы главной и заключительной фаз Сохондинского массива образуют на диаграмме (рис. 13) практически единое и достаточно компактное поле точек, представляющее пересыщенные кремнекислотой породы, богатые и умеренно богатые щелочами. Количество свободной кремнекислоты (параметр Q) постоянно и варьирует в пределах 18—31. Породы умеренно меланократовые ($b=3,5-7,5$). Компактность поля подтверждает вероятную принадлежность разновидностей пород массива к единому ряду дифференциации, очевидно внутрикамерной. Характерно, что по меланократовости и щелочности гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры заключительной фазы не отличаются от гранодиоритов и дацитов главной фазы. Их относительно более высокая степень отдифференцированности по сравнению с породами главной фазы проявляется лишь в понижении

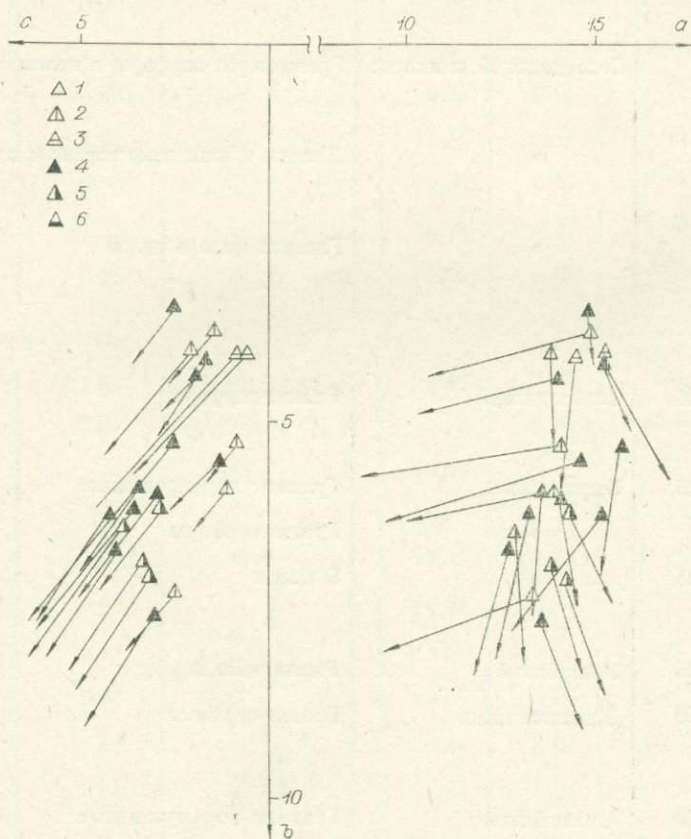


Рис. 13. Петрохимическая диаграмма по А. Н. Заварицкому пород сохондинского комплекса. Сохондинский массив (№ 24, рис. 2).

1—3 — граниты заключительной фазы: 1 — граниты биотитовые резко-порфиroidные, 2 — гранит-порфиры, 3 — кварцевые порфиры, риолиты; 4—6 — породы главной фазы: 4 — гранодиориты и гранодиорит-порфиры, 5 — дациты, 6 — порфириты.

Средний химический состав			
№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Порода

Гранитоиды

1	24	Сохондинский	Гранодиорит-порфиры
2	»	»	Дациты и дацитовые порфиры
3	27	Былыра-Акшинский, верховья р. Харалги	Дацитовые порфиры
4	27	Бассейн р. В. Акуя	Дациты и гранодиорит-порфиры
5	30	Алханайский	Диоритовые порфириты
6		Сохондинский комплекс	Гранодиорит-порфиры в целом
7	»	»	Дациты и дацитовые порфиры в целом
8	»	»	Главная фаза в целом

Граниты

9	24	Сохондинский	Гранит-порфиры
10	25	Бырцинские	Граниты порфировидные
11	»	»	Гранит-порфиры
12	25	»	В целом
13	26	Улетуйский	Риолитовые порфиры
14	28	Жипкошинский	Гранит-порфиры
15	30	Алханайский	Граниты порфировидные
16		Сохондинский комплекс	Заклучительная фаза в целом

гранитоидов сохондинского комплекса

SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃	
\bar{c} дов. инт.	S V	\bar{c} дов. инт.	S V	\bar{c} дов. инт.	S V	\bar{c} дов. инт.	S V

главной фазы

67,30	±1,52	0,50	±0,16	15,31	±0,82	0,46	±0,24
±0,83	0,02	±0,09	0,32	±0,44	0,05	±0,13	0,51
65,91	±0,76	0,60	±0,08	15,91	±0,88	0,34	±0,24
±0,44	0,01	±0,05	0,13	±0,51	0,06	±0,14	0,70
66,84		0,55		15,39		0,75	
67,35	±1,39	0,45	±0,12	14,81	±0,61	0,41	±0,31
±1,33	0,02	±0,11	0,26	±0,58	0,04	±0,29	0,75
62,93	±0,41	0,82		16,29	±0,63	1,80	±0,65
±0,34	0,06			±0,52	0,04	±0,53	0,36
66,84	±1,78	0,51	±0,15	15,41	±0,79	0,44	±0,24
±0,78	0,03	±0,06	0,29	±0,35	0,05	±0,11	0,56
66,46	±1,21	0,56	±0,12	15,54	±0,85	0,50	±0,36
±0,47	0,02	±0,05	0,22	±0,33	0,05	±0,14	0,73
66,63	±1,48	0,54	±0,14	15,48	±0,81	0,47	±0,31
±0,41	0,02	±0,04	0,25	±0,23	0,05	±0,09	0,66

заклучительной фазы

71,66	±1,55	0,24	±0,10	14,26	±1,00	0,31	±0,18
±0,90	0,02	±0,06	0,40	±0,58	0,07	±0,10	0,58
70,36		0,27		14,81		0,72	
69,65		0,25		16,06		0,67	
70,18	±1,66	0,26		15,20	±1,10	0,71	±0,29
±0,82	0,02			±0,54	0,07	±0,14	0,41
69,17		Н. о.		13,97		2,19	
72,39	±0,61	0,25		13,35	±0,59	0,53	±0,13
±0,45	0,01			±0,44	0,04	±0,09	0,25
70,00	±1,49	0,35		14,50	±0,80	0,48	±0,17
±0,86	0,02			±0,47	0,05	±0,10	0,35
70,88	±1,71	0,28		14,46	±1,11	0,52	±0,26
±0,45	0,02			±0,29	0,08	±0,07	0,49

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Порода	
<i>Гранитоиды</i>				
1	24	Сохондинский	Гранодиорит-порфиры	
2	»	»	Дациты и дацитовые порфиры	
3	27	Былыра-Акшинский, верховья р. Харалги	Дацитовые порфиры	
4	27	Бассейн р. В. Акуя	Дациты и гранодиорит-порфиры	
5	30	Алханайский	Диоритовые порфириты	
6		Сохондинский комплекс	Гранодиорит-порфиры в целом	
7	»	»	Дациты и дацитовые порфиры в целом	
8	»	»	Главная фаза в целом	
<i>Граниты заклю</i>				
9	24	Сохондинский	Гранит-порфиры	
10	25	Бырцинские	Граниты порфировидные	
11	»	»	Гранит-порфиры	
12	25	»	В целом	
13	26	Улугуйский	Риолитовые порфиры	
14	28	Жипкошинский	Гранит-порфиры	
15	30	Алханайский	Граниты порфировидные	
16		Сохондинский комплекс	Заключительная фаза в целом	

FeO		MnO		MgO		CaO	
\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V
<i>главной фазы</i>							
3,06	±0,89	0,07	±0,03	0,90	±0,42	2,53	±0,56
±0,49	0,29	±0,02	0,44	±0,23	0,46	±0,30	0,22
3,88	±0,25	0,09	±0,015	1,43	±0,32	3,42	±0,22
±0,15	0,06	±0,009	0,17	±0,19	0,22	±0,12	0,06
3,09		0,06		1,24		2,72	
2,92	±0,41	0,10	±0,02	0,83	±0,43	2,36	±0,40
±0,39	0,14	±0,02	0,20	±0,41	0,52	±0,38	0,17
3,57	±0,39	0,11	±0,01	1,54	±0,42	4,10	±0,47
±0,32	0,11	±0,008	0,10	±0,35	0,27	±0,38	0,11
3,25	±0,87	0,08	±0,03	1,17	±0,67	2,77	±0,80
±0,38	0,27	±0,015	0,42	±0,29	0,57	±0,35	0,29
3,46	±0,63	0,08	±0,02	1,26	±0,40	3,03	±0,51
±0,24	0,18	±0,007	0,24	±0,16	0,32	±0,20	0,17
3,36	±0,74	0,08	±0,03	1,22	±0,53	2,92	±0,66
±0,21	0,22	±0,007	0,33	±0,15	0,43	±0,18	0,22
<i>чительной фазы</i>							
2,16	±0,44	0,05	±0,016	0,74*	±1,42	1,36	±0,68
±0,25	0,20	±0,009	0,33	0—1,31	1,20	±0,40	0,50
2,18		0,06		0,41		1,54	
1,90		0,06		0,39		1,40	
2,10	±0,34	0,06	±0,01	0,41	±0,11	1,50	±0,20
±0,17	0,16	±0,006	0,19	±0,05	0,26	±0,10	0,13
1,30		0,04		0,82		1,79	
1,94	±0,23	0,05	±0,01	0,35	±0,13	0,99	±0,29
±0,17	0,12	±0,008	0,21	±0,09	0,36	±0,21	0,29
2,14	±0,21	0,06	±0,01	1,10	±0,44	1,95	±0,61
±0,12	0,10	±0,006	0,17	±0,20	0,40	±0,36	0,32
2,10	±0,32	0,06	±0,012	0,47*	±1,57	1,49	±0,57
±0,08	0,15	±0,003	0,23	0—0,72	1,71	±0,15	0,38

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Порода	
				<i>Гранитоиды</i>
1	24	Сохондинский	Гранодиорит-порфиры	
2	»	»	Дациты и дацитовые порфиры	
3	27	Былыра-Акшинский, верховья р. Харалги	Дацитовые порфиры	
4	27	Бассейн р. В. Акуя	Дациты и гранодиорит-порфиры	
5	30	Алханайский	Диоритовые порфириты	
6	»	Сохондинский комплекс	Гранодиорит-порфиры в целом	
7	»	»	Дациты и дацитовые порфиры в целом	
8	»	»	Главная фаза в целом	
				<i>Граниты</i>
9	24	Сохондинский	Гранит-порфиры	
10	25	Бырцинские	Граниты порфировидные	
11	25	»	Гранит-порфиры	
12	26	»	В целом	
13	28	Улегуйский	Риолитовые порфиры	
14	30	Жипкошинский	Гранит-порфиры	
15		Алханайский	Граниты порфировидные	
16		Сохондинский комплекс	Заключительная фаза в целом	

Na ₂ O		K ₂ O		P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма	Число проб
\bar{C} дов. инт.	$\frac{S}{V}$	\bar{C} дов. инт.	$\frac{S}{V}$				
<i>главной фазы</i>							
3,73	±0,25	4,10	±0,44	0,09	0,80	98,85	11
±0,14	0,07	±0,24	0,11				
3,90	±0,27	3,54	±0,28	0,09	0,68	99,79	10
±0,16	0,07	±0,17	0,08				
3,74		4,02		0,16	0,90	99,46	7
4,18	±0,21	4,14	±0,21	0,08	0,78	98,41	5
±0,20	0,05	±0,20	0,05				
3,91	±0,19	3,76	±0,44	0,26	1,12	100,21	6
±0,15	0,05	±0,36	0,12				
3,67	±0,34	3,87	±0,61	Н. д.	0,97	98,98	16
±0,15	0,09	±0,27	0,16				
3,91	±0,31	3,81	±0,45	Н. д.	1,01	99,62	20
±0,12	0,08	±0,18	0,12				
3,80	±0,34	3,84	±0,52	0,10	0,89	99,33	36
±0,09	0,09	±0,15	0,14				
<i>заключительной фазы</i>							
3,62	±0,19	4,69	±0,37	0,04	0,60	99,73	10
±0,11	0,05	±0,21	0,08				
4,19		4,54		0,06	0,47	99,61	9
3,95		4,72		0,05	0,58	99,68	4
4,12	±0,41	4,60	±0,28	Н. д.	0,53	99,67	13
±0,20	0,10	±0,14	0,06				
3,65		4,88		Н. д.	1,03	98,84	4
3,90	±0,14	5,07	±0,14	Н. д.	0,94	99,76	7
±0,11	0,04	±0,10	0,03				
3,82	±0,18	4,41	±0,65	0,12	0,64	99,57	10
±0,10	0,05	±0,38	0,15				
3,88	±0,33	4,66	±0,45	0,05	0,66	99,51	40
±0,09	0,08	±0,12	0,10				

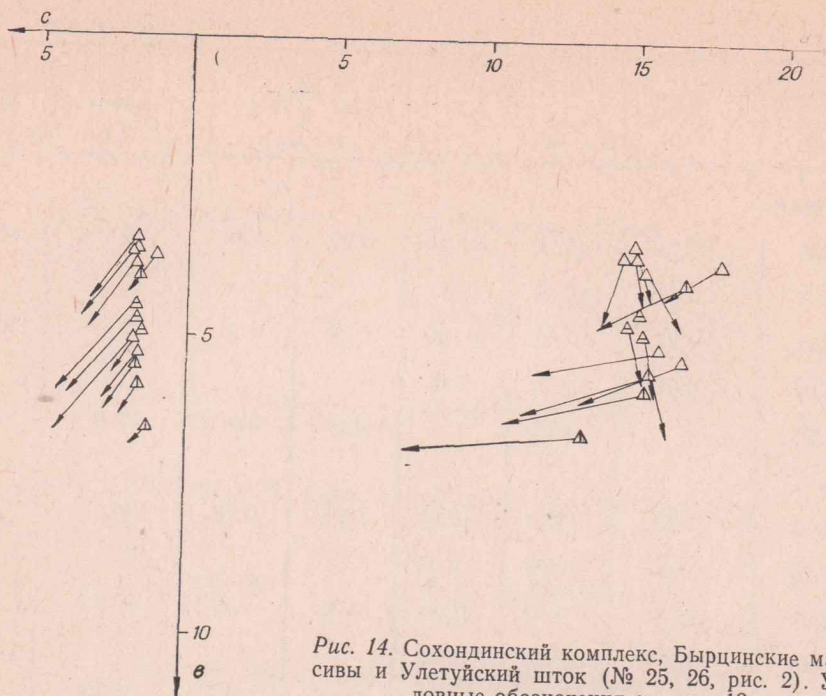


Рис. 14. Сохондинский комплекс, Бырцинские массивы и Улетуйский штук (№ 25, 26, рис. 2). Условные обозначения см. рис. 13.

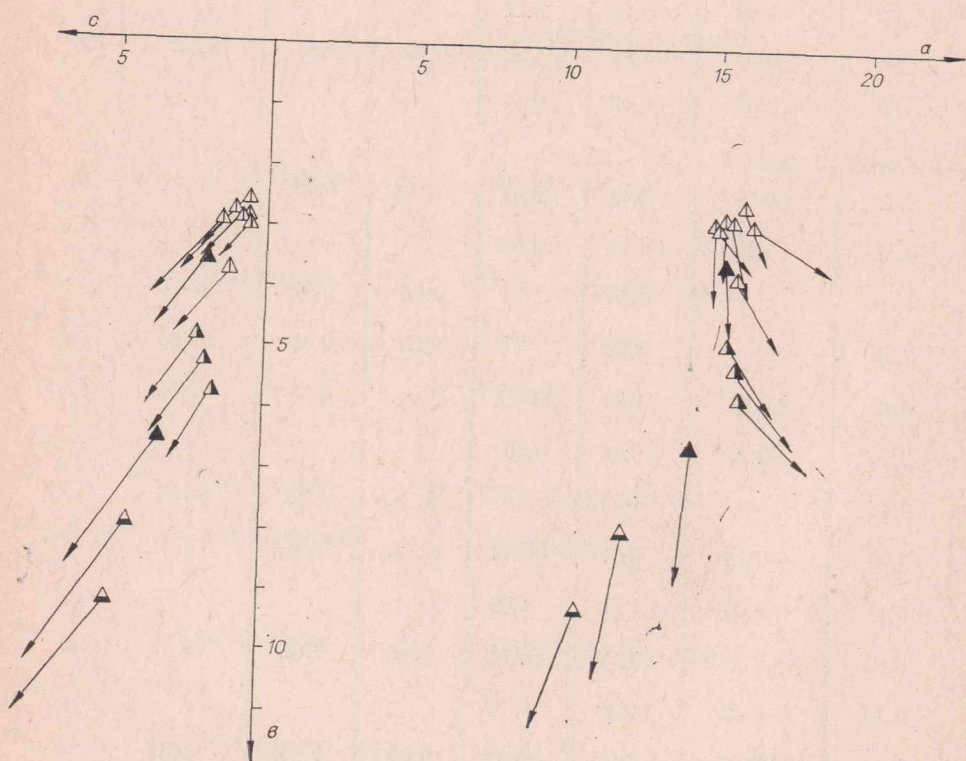


Рис. 15. Сохондинский комплекс, Былыра-Акшинский массив (№ 27, рис. 2), Жипкошинский штук гранит-порфиров (№ 28). Условные обозначения см. рис. 13.

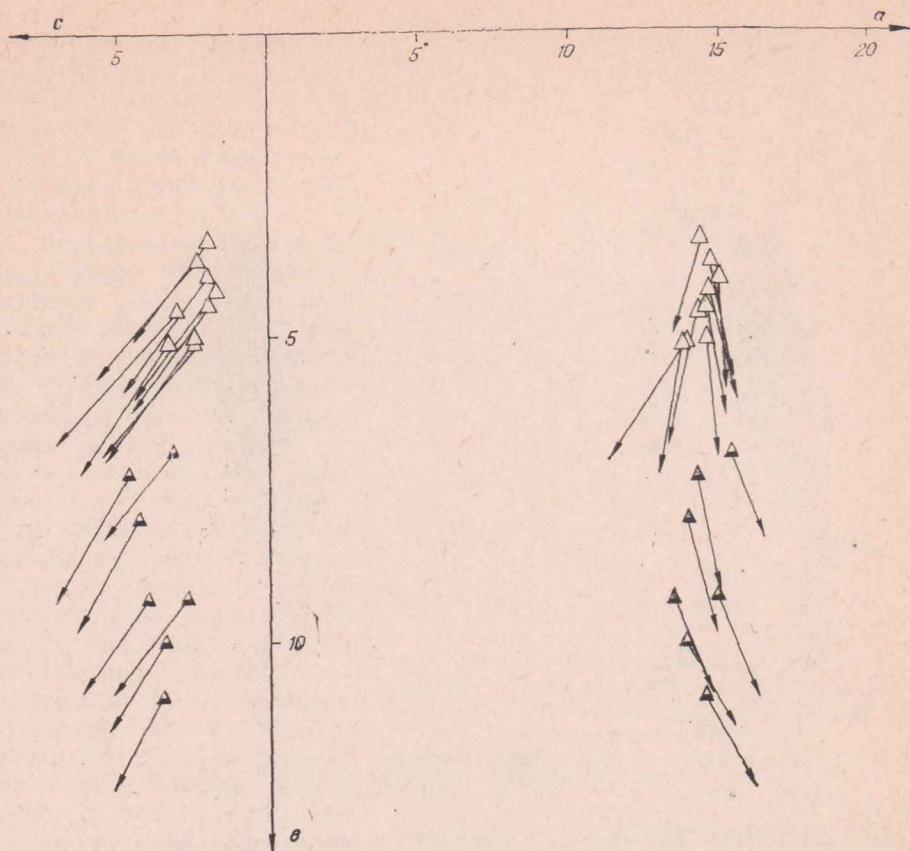


Рис. 16. Сохондинский комплекс, Алханайский массив (№ 30, рис. 2). Условные обозначения см. рис. 13.

значения параметра c (c 4—3 в породах главной фазы до 2—1 в породах заключительной), что отражает более кислый состав плагиоклазов.

По сравнению с породами Сохондинского массива граниты и риолиты заключительной фазы Бырчинской группы (рис. 14) менее меланократовые и отличаются исключительным постоянством, независимо от параметра b , количества плагиоклазовой извести ($c \approx 2$). В этом параметре наиболее четко проявляется сходство гранитов заключительной фазы Сохондинского и Бырчинского районов. Среди пород Былыра-Акшинского поля (рис. 15) наибольшей лейкократовостью выделяются гранит-порфиры заключительной фазы Жипкошинского массива, точки пород которого образуют очень компактное поле. Более кислый, лейкократовый состав их фиксируется снижением значения параметра c до 1,5—0,5 и b до 2,5.

Граниты Алханайского штока (рис. 16) по своим главным характеристикам соответствуют гранитам заключительной фазы Бырчинских и Сохондинских групп массивов. Порфириты главной фазы массива отличаются относительно повышенной меланократовостью.

В целом состав образований сохондинского комплекса в разных участках характеризуется значительным постоянством (рис. 17). Верхняя область полей сводной диаграммы соответствует преимущественно гранитам заключительной фазы, нижняя область — породам главной фазы. Среди последних повышенной основностью выделяются порфириты Алханайского массива. Характерной особенностью является отсутствие резких различий в основности плагиоклазов между гранитами заключительной фазы и большинством разновидностей пород главной

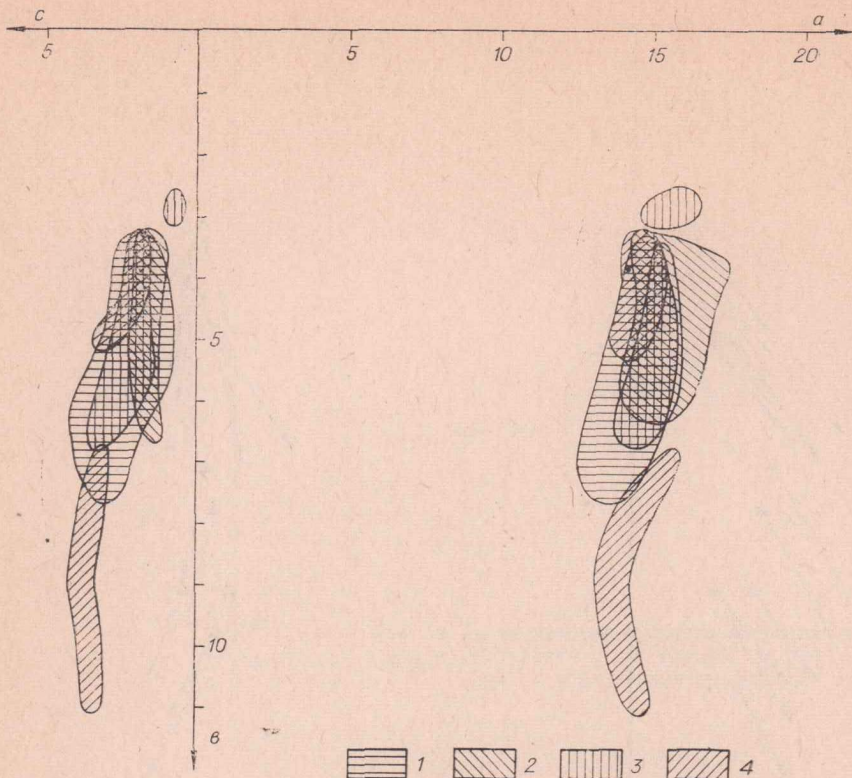


Рис. 17. Ареалы фигуративных точек отдельных массивов сохондинского комплекса на диаграмме А. Н. Заварицкого.

1 — Сохондинский (№ 24, рис. 2); 2 — Бырцянские (№ 25, 26); 3 — Былыра-Акшинский (№ 27, 28, 29); 4 — Алханайский (№ 30).

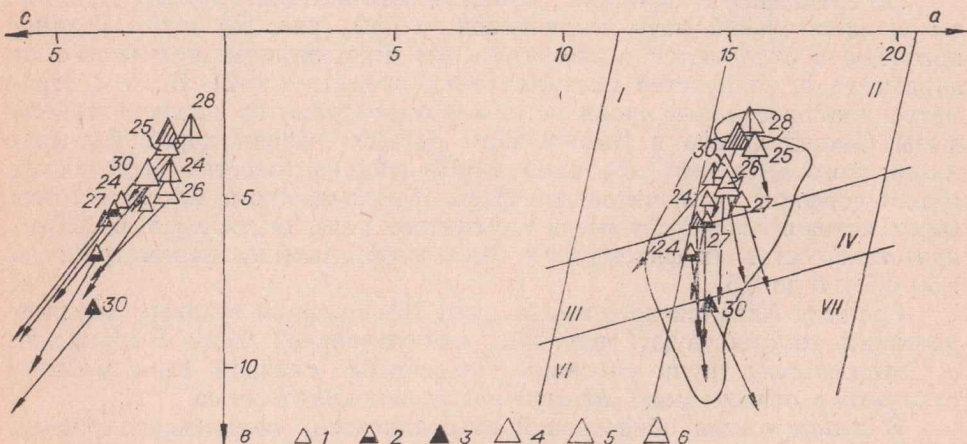


Рис. 18. Сводный ареал сохондинского комплекса и средние составы пород массивов (номера точек соответствуют номерам массивов на рис. 2).

1—3 — породы главной фазы: 1 — гранодиориты и гранодиорит-порфиры, 2 — дациты, 3 — порфири-ты; 4—6 — гранитоиды заключительной фазы: 4 — граниты резкопорфировидные, 5 — гранит-порфи-ры, 6 — риодиты. Заштрихованы точки средних составов гранитоидов главной и заключительной фаз комплекса. Римскими цифрами обозначены поля (Геологическая съемка... 1971): I — гранитов, II — щелочных гранитов, III — гранодиоритов (дацитов), IV — граносиенитов (трахидацитов), VI — диоритов (андезитов), VII — щелочноземельных сиенитов (трахиандезитов).

фазы (средние значения с изменяются в пределах 2,5—1,5). Исключение составляют граниты Жипкошинского штока, заметно выделяющиеся лейкократовостью и кислым составом.

Большинство пород сохондинского комплекса отличается отчетливо повышенной щелочностью (рис. 18) и представлено щелочными гранитами и трахидацитами (повышенные содержания калия). Наиболее основные разновидности комплекса по составу соответствуют трахидацитам. Гораздо меньше распространены подщелочные граниты и щелочноземельные дациты. Из диаграммы также видно, что по среднему составу все массивы заключительной фазы попадают в область подщелочных и щелочных гранитов, а породы главной фазы — в область субщелочных и щелочных гранитов, дацитов и трахидацитов. Эффузивные аналоги комплекса представлены в основном породами, соответствующими по составу трахиандезитам.

Более отчетливо различия пород главной и заключительной фаз комплекса проявляются на диаграмме $\text{SiO}_2 - \Sigma(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ (рис. 19). По уровню концентрации кремнекислоты все массивы заключительной фазы попадают в область субщелочных — щелочных гранитов, а все без исключения точки средних составов главной фазы — в область подщелочных гранодиоритов (дацитов) или граносиенитов (трахидацитов) и реже — в область щелочноземельного сиенита (трахиандезита).

В целом диаграммы свидетельствуют о вероятной принадлежности рассматриваемых пород к единой генетической серии, что согласуется с их объединением в сохондинский комплекс. При этом по петрохимическим данным отчетливо видно, что разнообразие пород главной фазы определяется не процессами дифференциации, а главным образом различиями в режиме кристаллизации сходных по составу расплавов.

Геохимические особенности гранитоидов и вопросы генезиса

Как было отмечено в предыдущем разделе, породы комплекса имеют подщелочный состав с повышенным содержанием калия. Характерными геохимическими особенностями пород комплекса (относительно кларковых значений) являются повышенные концентрации в них стронция, бария, олова, вольфрама и бора (табл. 12). Содержание другого летучего компонента, фтора, напротив, отчетливо понижено.

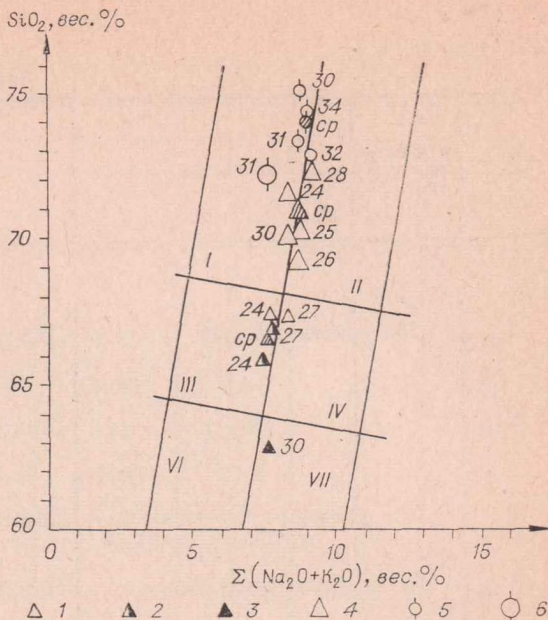


Рис. 19. Диаграмма соотношения $\text{SiO}_2 - \Sigma(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ в массивах сохондинского и харалгинского комплексов. Номера точек соответствуют номерам массивов на рис. 2.

Сохондинский комплекс: 1—3 — главная фаза (1 — гранодиориты и гранодиорит-порфиры, 2 — дациты, 3 — порфиры); 4 — заключительная фаза, граниты, гранит-порфиры, риолиты; харалгинский комплекс: 5 — граниты главной фазы, 6 — ультраредкометалльные кварцевые порфиры заключительной фазы. Заштрихованы средние составы.

Римскими цифрами обозначены поля гранитоидов (см. рис. 18).

Характеристика редкоэлементного состава

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Порода				
				<i>Гранитоиды</i>			
1	24	Сохондинский	Гранодиорит-порфиры				
2	»	»	Дациты и дацитовые порфиры				
3	27	Былыра-Акшинский, верховья р. Харалги	Дацитовые порфиры				
4	27	Верховья р. Беря	Гранодиорит-порфиры				
5	27	Верховья р. Акуя	»				
6		Там же	Дациты				
7	30	Алханайский	Диоритовые порфиры.				
8		Сохондинский комплекс	Гранодиорит-порфиры в целом				
9	»	»	Дациты и дацитовые порфиры в целом				
10	»	»	Главная фаза в целом				
				<i>Граниты</i>			
11	24	Сохондинский	Граниты порфировидные				
12	25	Бырцианские	»				
13	25	»	Гранит-порфиры				
14	26	Улетуйский	Риолитовые порфириты				
15	28	Жипкошинский	Гранит-порфиры				
16	30	Алханайский	Граниты порфировидные				
17	30	»	Гранит-порфиры				
18		Сохондинский комплекс	Заклучительная фаза в целом				

гранитоидов сохондинского комплекса

						г/т	
Na		K		F		Li	
\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V
<i>главной фазы</i>							
2,7	±0,3	3,2	±0,5	0,05	±0,02	54	±15
±0,1	0,10	±0,2	0,15	±0,007	0,34	±7	0,28
2,9	±0,2	±3,0	±0,3	0,05	±0,007	54	±10
±0,1	0,08	±0,1	0,09	±0,003	0,15	±4	0,19
2,7		3,1		0,04		60	
2,7	±0,3	2,6	±0,3	0,03	±0,005	46	±10
±0,2	0,09	±0,2	0,10	±0,003	0,15	±7	0,21
2,9		3,2		0,03		50	
3,2		3,7		0,04		33	
3,0	±0,2	3,5	±0,5	0,5	±0,01	35	±10
±0,1	0,07	±0,3	0,15	±0,006	0,27	±5	0,27
2,7	±0,3	3,0*	±0,5	0,04*	±0,01	49*	±14
±0,1	0,10	2,8—3,2	0,17	0,036—0,045	0,34	45—55	0,27
3,0	±0,24	3,1	±0,4	0,05	±0,01	51	±12
±0,08	0,08	±0,13	0,12	±0,004	0,21	±4	0,24
2,9	±0,3	3,2	±0,5	0,5	±0,13	48	±14
±0,06	0,1	±0,1	0,16	±0,003	0,28	±3	0,29
<i>заклучительной фазы</i>							
2,7	±0,2	3,6	±0,2	0,04	±0,02	60	
±0,1	0,06	±0,2	0,06	±0,02	0,59		
3,3	±0,4	3,7	±0,3	0,05	±0,01	58	±6
±0,2	0,11	±0,1	0,09	±0,004	0,21	±2	0,09
2,9		3,7		0,05		56	
2,7		3,9		0,07		52	
2,5	±0,9	3,7	±1,2	0,02	±0,02	30	±5
±0,5	0,34	±0,7	0,34	±0,008	0,72	±8	0,49
2,9	±0,2	3,7	±0,4	0,05	±0,02	48	±11
±0,08	0,05	±0,2	0,1	±0,01	0,42	±6	0,24
3,0		4,0		0,03		51	
3,0	±0,4	3,8	±0,3	0,04	±0,02	60	±74
±0,1	0,12	±0,08	0,09	±0,005	0,46	±17	1,2

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Порода	
<i>Гранитоиды</i>				
1	24	Сохондинский	Гранодиорит-порфиры	
2	»	»	Дациты и дацитовые порфиры	
3	27	Былыра-Акшинский, верховья р. Харалги	Дацитовые порфиры	
4	27	Верховья р. Бёрея	Гранодиорит-порфиры	
5	27	Верховья р. Акуя	»	
6	»	»	Дациты	
7	30	Алханайский	Диоритовые порфиры	
8		Сохондинский комплекс	Гранодиорит-порфиры в целом	
9	»	»	Дациты и дацитовые порфиры в целом	
10	»	»	Главная фаза в целом	
<i>Граниты</i>				
11	24	Сохондинский	Граниты порфировидные	
12	25	Бырцинские	»	
13	25	»	Гранит-порфиры	
14	26	Улетуйский	Риолитовые порфириты	
15	28	Жипкошинский	Гранит-порфиры	
16	30	Алханайский	Граниты порфировидные	
17	30	»	Гранит-порфиры	
18		Сохондинский комплекс	Заключительная фаза в целом	

г/т									
Rb		Be		Sr		Ba		B	
\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V
<i>главной фазы</i>									
160	±30	2	±0,7	180	±88	650	±200	31*	±260
±14	0,19	±0,3	0,37	±40	0,47	±92	0,31	17—56	2,4
130	±19	2*	±0,5	260	±140	780	±320	42	±30
±7	0,14	1,5—1,7	0,28	±54	0,54	±122	0,41	±12	0,71
170		2,2		200		600		30	
94	±15	2	±0,8	230	±49	730	±170	21	±5
±11	0,16	±0,6	0,36	±36	0,21	±125	0,23	±4	0,25
100		1,8		200		800		10	
120		2,6		200		800		10	
100	±18	2	±3,9	280	±100	880	±240	25	±13
±9	0,18	±1,9	0,18	±50	0,36	±120	0,28	±7	0,54
140	±42	1,8*	±0,7	200	±80	670	±190	27*	±215
±15	0,30	1,6—2,1	0,36	±30	0,40	±70	0,29	18—40	2,7
130	±18	1,8	±0,6	250	±130	760	±290	37	±29
±6	0,14	±0,2	0,33	±45	0,52	±100	0,38	±10	0,79
130	±32	1,9	±0,6	210*	±110	750	±250	26*	±132
±7	0,25	±0,1	0,32	190—240	0,46	±56	0,34	21—31	2,6
<i>заключительной фазы</i>									
170	±24	3	±1,2	130	±47	400	±160	21	±11
±16	0,14	±0,8	0,38	±31	0,36	±100	0,38	±8	0,55
150	±13	2*	±1,8	190	±47	880	±220	18	±7
±5	0,09	2,0—2,8	0,66	±18	0,24	±84	0,25	±3	0,37
159		3,1		220		750		15	
235		4,0		310		900		19	
150	±58	3	±0,9	170	±60	660	±280	22	±11
±31	0,39	±0,5	0,29	±33	0,35	±150	0,42	±6	0,52
145	±22	4	±1,1	270	±75	800	±240	23	±10
±12	0,15	±0,6	0,30	±41	0,28	±130	0,30	±5	0,41
142		3,3		150		900		50	
155	±24	3,1	±1,4	200	±67	760	±260	21	±9
±6	0,15	±0,3	0,45	±15	0,33	±61	0,35	±2	0,42

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Порода	
1	24	Сохондинский	Гранодиорит-порфиры	
2	»	»	Дациты и дацитовые порфиры	
3	27	Былыра-Акшинский, верховья р. Харалги	Дацитовые порфиры	
4	27	Верховья р. Берея	Гранодиорит-порфиры	
5	27	Верховья р. Акуя	»	
6		Там же	Дациты	
7	30	Алханайский	Диоритовые порфиры	
8		Сохондинский комплекс	Гранодиорит-порфиры в целом	
9	»	»	Дациты и дацитовые порфиры в целом	
10	»	»	Главная фаза в целом	
<i>Граниты</i>				
11	24	Сохондинский	Граниты порфиоровидные	
12	25	Бырцинские	»	
13	25	»	Гранит-порфиры	
14	26	Улегуйский	Риолитовые порфириты	
15	28	Жипкошинский	Гранит-порфиры	
16	30	Алханайский	Граниты порфиоровидные	
17	30	»	Гранит-порфиры	
18		Сохондинский комплекс	Заключительная фаза в целом	

г/т								Число проб
Sn		W		Zn		Pb		
\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	
<i>главной фазы</i>								
5,8	±1,7	3,4	±2,7	53*	±56	31*	±61	15
±0,8	0,29	±1,2	0,79	40—70	0,86	21—43	1,4	
5,5*	±1,6	3,7	±2,6	51*	±24	22*	±10	20
5,0—6,0	0,28	±1,0	0,7	45—59	0,43	19—26	0,42	
5,0		3,4		55		20		7
6,0	±2,3	1,4	±1,5	70	±23	26	±8	7
±1,7	0,39	±1,1	1,1	±17	0,33	±6	0,32	
5,5		0,5		55		26		2
7,2		0,5		60		16		4
5,8	±0,8	2,6	±0,9	60	±18	27	±9	13
±0,4	0,13	±0,5	0,37	±9	0,30	±4	0,34	
5,9	±1,9	1,7*	±2,6	57*	±48	27*	±51	22
±0,7	0,32	1,1—2,5	0,92	47—70	0,71	22—36	1,3	
5,9	±1,6	3,2	±2,7	53*	±22	22*	±9,4	24
±0,6	0,27	±0,9	0,83	47—59	0,39	19—24	0,41	
5,9	±1,6	2,9	±2,3	55*	±33	25*	±32	59
±0,3	0,26	±0,5	0,80	51—60	0,55	22—28	1,1	
<i>заключительной фазы</i>								
5,9	±1,6	7,6	±2,4	42	±19	36	±14	8
±1,1	0,27	±1,6	0,31	±13	0,46	±9	0,39	
4,9	±1,0	2,6	±1,9	58*	±26	19	±9	21
±0,4	0,20	±0,7	0,74	50—66	0,42	±3	0,46	
3,5		2,7		75		19		4
5,5		Сл.		52		23		5
5,0	±2,1	2,5	±1,9	63	±38	23	±9	11
±1,2	0,42	±1,1	0,76	±21	0,61	±5	0,40	
5,1	±1,4	2,4	±2,8	49	±16	26	±12	11
±0,8	0,28	±1,5	1,2	±9	0,33	±7	0,46	
4,7		4,2		37		34		4
5,0*	±1,4	3,3	±2,8	52*	±26	24	±11	51
4,7—5,3	0,27	±0,7	0,84	47—57	0,47	±3	0,46	

Концентрации рубидия и бериллия в целом соответствуют кларковым, сколько-нибудь существенного накопления этих гранитофильных элементов в гранитах заключительной фазы не наблюдается. Концентрации лития в большинстве случаев несколько повышены (в 1,5 раза выше кларка).

Из всех массивов заключительной фазы наиболее отдифференцированы гранит-порфиры Сохондинского массива. Об этом можно судить наряду с рассмотренными петрохимическими данными (рис. 9) по наиболее низким среди других интрузий заключительной фазы содержаниям в гранит-порфирах этого массива стронция и бария. Этим гранитам свойственны также аномально высокие содержания вольфрама и повышенные концентрации бора. Попутно следует заметить, что все эти геохимические особенности гранит-порфиров Сохондинской интрузии свидетельствуют о вероятных генетических связях с ними развитого в районе Сохондо касситерит-кварцевого с шеелитом оруденения. Более подробно этот вопрос рассматривается в главе 4.

По геохимической характеристике и кислому составу сохондинским гранит-порфирам наиболее близки гранит-порфиры Жипкошинского штока, которые, несмотря на кислый состав и лейкократовый характер, отличаются относительно повышенными содержаниями стронция и бария.

Отсутствие сколько-нибудь существенных геохимических различий между разновидностями гранитоидов главной фазы сохондинского комплекса полностью подтверждает сделанный ранее вывод о том, что их возникновение обусловлено в основном не процессами дифференциации, а различиями в температурном режиме кристаллизации магматических расплавов.

Представляется, что к наиболее важным геохимическим особенностям сохондинского комплекса относится отсутствие признаков существенного накопления типичных гранитофильных элементов (редкие щелочи, бериллий, олово), а также фтора в гранитоидах заключительной фазы. Это означает, что дифференциация интрузий комплекса не приводила к формированию типичных редкометальных гранитов. Близость геохимической характеристики пород главной и гранитов заключительной фаз говорит о том, что последние, по всей вероятности, являются продуктами камерной дифференциации интрузий комплекса в процессе их становления в верхнем структурном ярусе земной коры.

Калиевый характер пород комплекса в совокупности с повышенными концентрациями в них бария и стронция указывает на генетическую связь его со щелочными базальтоидами. Как установлено (Захаров, 1972; Таусон, Захаров, 1974), наиболее характерной геохимической особенностью последних являются резко повышенные концентрации стронция и бария (достигающие для бария 2000 г/т и более). Содержание этих элементов в породах сохондинского комплекса хотя и повышены, но значительно ниже того уровня концентраций, который характерен для щелочных базальтоидов. В отличие от последних в породах сохондинского комплекса не отмечается и повышения концентраций фтора. Все эти особенности находятся в хорошем соответствии с явно гибридным характером представляющих сохондинский комплекс пород, которые на петрохимических диаграммах занимают пограничные области между щелочноземельными и щелочными сериями. По-видимому, при формировании исходных расплавов комплекса существенное значение имели процессы гибридности в результате смешения щелочно-базальтоидных расплавов с палингенными гранитоидными, представлявшими магматические очаги кыринского комплекса. Вероятность этого предположения подтверждается пространственным совмещением массивов сохондинского комплекса с областями раз-

вития кыринских гранитоидов. Наименее гибридизированными являлись расплавы, из которых формировались эффузивные разности сохондинского комплекса. По-видимому, не случайно наиболее основные разновидности последних встречены в пределах Алханайского массива, расположенного вне площадей развития кыринских гранитоидов. В последние годы установлено, что в составе вулканогенных толщ обрамления депрессий Центрального Забайкалья присутствуют наряду с кислыми вулканитами типичные щелочные базальтоиды (латиды). Вполне естественно, что в пределах зон глубинных разломов, к которым приурочены депрессии, существовали лучшие условия для прорыва к поверхности щелочно-базальтоидных расплавов без явлений их гибридизма за счет усвоения гранитного материала по сравнению с районами, где формировались крупные очаги палингенных магм и где мощность гранитного слоя была увеличена.

ХАРАЛГИНСКИЙ КОМПЛЕКС

Вопросы выделения и распространенность гранитоидов комплекса

Согласно современным взглядам, комплекс включает образование завершающего периода тектоно-магматической активизации в Центральном Забайкалье. Интрузии комплекса выделяются исключительно в пределах Даурской зоны. Главные массивы комплекса приурочены к Онон-Туринской и Былыра-Оленгуйской северо-восточным зонам глубинных разломов, району их пересечения поперечной северо-западной Харалгинской глубинной структурой.

Со времени первоначального выделения (Интрузивные комплексы Забайкалья, 1964, с. 176) харалгинский комплекс рассматривался в качестве главной рудоносной магматической формации, определявшей основные черты металлогении Даурского региона. Вместе с тем определение конкретного круга представляющих комплекс интрузий до настоящего времени является вопросом остро дискуссионным. Большинство исследователей были склонны объединить в комплекс всю группу средне-верхнеюрских интрузий кислых гранитов Даурской зоны, представленную, согласно взглядам авторов настоящей работы, массивами ФДИ кыринского, интрузиями заключительной фазы сохондинского и массивами собственно харалгинского комплексов. Отражением этой точки зрения является геологическая схема, приведенная в работе И. Н. Фомина (1971, рис. 2, с. 10). В последнее время все интрузии кислых гранитов Зачикойской подзоны Даурской зоны, включающие большинство массивов схемы И. Н. Фомина, объединены в асакан-шумиловский ниже-среднеюрский комплекс. Интрузии ФДИ Даурской подзоны в соответствии с изложенными в настоящей работе взглядами отнесены к кыринскому комплексу, а в составе харалгинского оставлены все гранитные массивы, отнесенные авторами к заключительной фазе сохондинского комплекса. Имеются и другие представления о комплексе. Так, Ж. Н. Рудаковой (1973) в харалгинский комплекс выделены все массивы, в связи с которыми отмечается развитие разнотипной оловянной минерализации (оловоносные пегматиты, касситерит-кварцевое и касситерит-сульфидное оруденение). Благодаря такому подходу в состав харалгинского комплекса оказался включенным Халзанский массив (№ 54, рис. 2), всегда относившийся к борщевочному (цаган-олуевскому) комплексу.

Очевидно, что отмеченные существенные противоречия отражают недостаточность геологических критериев формационного анализа, осо-

бенно для областей полициклического гранитного магматизма, к которым относится Даурская зона, о чем более подробно говорилось в главе 1. Поэтому при определении круга интрузий, действительно представляющих харалгинский комплекс, авторы применили существенно иной подход (Свадковская, 1972; Свадковская, 1974), базирующийся в первую очередь на геохимических данных. В качестве важнейшего критерия, определяющего круг образований комплекса, в соответствии с давно признанной ведущей его ролью в формировании редкометалло-оловянного оруденения региона был принят признак реальной рудоносности представляющих комплекс интрузий. Как известно, этот признак является существенной составной частью формационного анализа интрузивных образований (Обзор геологических понятий..., 1963; Изох, 1971).

Проведенное авторами детальное геохимическое изучение гранитоидов типичных рудоносных интрузий, включаемых в состав комплекса всеми исследователями, позволило сделать вывод о том, что всем им свойственны совершенно определенные геохимические признаки (Свадковская, 1972), позволяющие отличать интрузии таких гранитов от сходных с ними по составу интрузивных тел, представляющих, по видимому, иные комплексы. Генетическое единство интрузий комплекса подтверждается в первую очередь тесным единством геохимической характеристики гранитоидов и элементного состава сопровождающего интрузии комплексного редкометалло-оловянного оруденения. Вместе с тем на всей громадной территории Даурской зоны массивы редкометалльных гранитов, уверенно представляющие харалгинский рудоносный комплекс, практически единичны и по своей ограниченной распространности не могут сравниваться ни с интрузиями заключительной фазы сохондинского, ни, тем более, с массивами ФДИ кыринского комплекса. Практически в Даурской подзоне к интрузиям харалгинского комплекса могут быть отнесены четыре главных массива: Верхне-Ингодинский (Ингодинский, № 31, рис. 2), Харалгинский (№ 34), Берейнский (№ 35), Хапчерангинский (№ 32) с Харатуйским нечком (№ 33). Эти массивы определяют местоположение в общем давно известных рудных районов и участка сгущения преимущественно оловянных и оловянно-сульфидных рудопроявлений. Помимо названных интрузий, локальные тела редкометалльных фельзитов и гранит-порфиров встречены авторами в пределах участка Букукунского рудопроявления и Нижне-Былыринского поля развития среднеюрских вулканитов. Этими участками и массивами и ограничивается, по существу, круг известных в Даурской подзоне гранитных интрузий, которые могут быть отнесены к харалгинскому комплексу.

В состав комплекса нередко включается также Асакан-Шумиловская группа массивов, расположенных в Зачикойской подзоне Даурской зоны (Бубнов, 1961). Другие исследователи относят их к самостоятельному, асакан-шумиловскому, комплексу. Гранитоиды массивов этой группы авторами подробно не изучались. Однако геохимические данные по гранитоидам рудоносного Ясытай-Шумиловского массива этой группы (№ 14, рис. 2) были получены на основе анализа образцов из коллекций В. В. Старченко и В. П. Краснова, М. Шеремета, С. А. Омеляненко и опубликованы в соответствующих работах (Шерemet и др., 1974; Козлов, Шерemet, Яновский, 1974; Омеляненко, Козлов, Шерemet, 1974). Ранее на основе первых геохимических материалов по гранитоидам массива было показано (Козлов, Старченко, 1972), что по своим геохимическим особенностям они сходны с гранитоидами ряда массивов кукульбейского комплекса. В связи с этим, а также ввиду ограниченности материалов по асаканшумиловским гранитам, они кратко рассмотрены ниже, в разделе, посвященном интрузиям кукульбейского комплекса.

Геолого-петрографическая характеристика интрузий комплекса

Наиболее крупными и эродированными массивами комплекса являются Харалгинский и Березинский. Ингодинский массив — небольшая по размеру, слабоэродированная интрузия, Хатчерангинский — купольный, слабоэродированный выступ более крупной, скрытой на глубине интрузии (Зорин, Бугров, 1964).

Харалгинский массив. Гранитоиды массива прорывают в отдельных участках кыринские граниты, вулканогенные толщи среднеюрской джаргалантуйской свиты, а также порфириты главной фазы сохондинского комплекса. Массив характеризуется многофациальностью. В. В. Старченко выделяет более раннюю, субвулканическую фазу, породы которой слагают значительные по площади периферические части массива (№ 34, рис. 2), и гранитоиды более поздней, интрузивной фазы. Среди последних также отчетливо выделяется несколько разновидностей (рис. 20). Внутреннее ядро массива (северо-западная часть в верховье р. Харалги) сложено среднезернистыми до крупнозернистыми лейкократовыми биотитсодержащими гранитами с темным округлым кварцем. Абсолютный возраст этих гранитов 160 млн. лет. Ниже по течению Харалги лейкократовые граниты сменяются порфиroidными и резкопорфиroidными биотитовыми гранитами, в которых порфиroidные выделения таблитчатого калиевого полевого шпата и округлые выделения кварца цементируются мелкозернистой основной массой. Среди порфиroidных гранитов, представляющих наиболее распространенную фацию интрузивной фазы, встречаются участки мелкозернистых гранитов, связанных с порфиroidными гранитами постепенными быстрой (в пределах 1—2 м) переходами. Переходная зона характеризуется уменьшением количества вкрапленников полевых шпатов и кварца, в результате чего порфиroidные граниты сменяются мелкозернистыми. Последние в генетическом отношении являются продуктами кристаллизации обедненных вкрапленниками и частично обособившихся остаточных расплавов, из которых кристаллизовалась основная масса порфиroidных гранитов. Геологически мелкозернистые граниты тяготеют, очевидно, к апикальным частям массива, о чем можно судить по приуроченности главного участка этих гранитов к провесу кровли, сложенной субвулканическими породами ранней фазы (субфазы) массива (см. рис. 20). В области восточного контакта пород интрузивной и субвулканических фаз наблюдается (в свалах глыб) постепенная смена резкопорфиroidных гранитов типичными гранит-порфирами с тонкокристаллической основной массой, относящимися уже к субвулканической фации. Последние

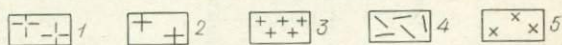
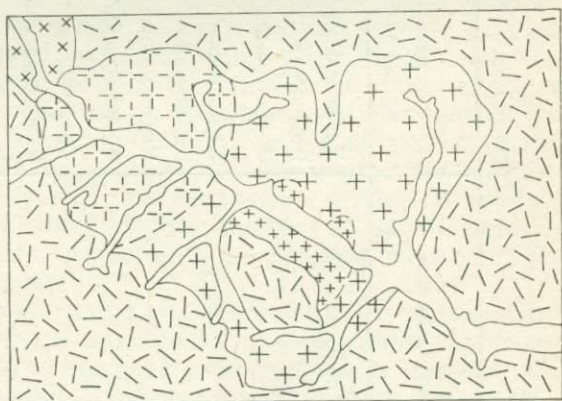


Рис. 20. Геологическая схема Харалгинского массива (по В. В. Старченко, В. Д. Козлову, Л. Н. Свядковской и А. И. Кулагашеву).

Харалгинский комплекс: 1 — граниты лейкократовые, 2 — граниты биотитовые порфиroidные, 3 — граниты биотитовые мелкозернистые, 4 — субвулканические гранит-порфиры и псевдотуфы кварцевых порфиров; 5 — гранитоиды кыринского комплекса.

Минеральный состав гранитоидов харалгинского комплекса

Фациальная разновидность пород	Массив	Содержание минералов, об. %								Основная масса, об. %	Число обр.
		плагиоклаз	калишпат	кварц	биотит	хлорит	мусковит	акцес- срные	гидро- окислы		
Лейкократовые граниты кр/з	Харалгинский	16,6	42,1	37,9	2,6	0,2	0,5	0,4	—	—	5
	Береинский	14,8	41,5	40,7	2,9					—	2
	В.-Ингодинский	13,2	51,0	34,0	0,3	0,3	1,2	0,2	0,2	—	4
Порфиroidные граниты	Харалгинский	20,5	35,1	38,7	3,3	0,3	0,2	0,3		—	6
	Береинский	12,6	47,4	37,4	1,7			0,5		—	5
	Хапчерангинский	26,4	39,0	27,8	3,0	0,6	2,1			—	2
	В.-Ингодинский	18,2	44,8	32,3	3,7	1,1				—	4
Граниты м/з	Харалгинский	20,4	36,9	38,3	3,5		0,6	0,4		—	6
	В.-Ингодинский	5,6	64,0	28,5	0,6			0,2		—	6
Гранит-порфиры	Харалгинский	8,3	33,1	7,8	1,7					49,5*	7
	Береинский	5,2	22,2	13,0	2,5					57,1*	3
	В.-Ингодинский	18,4	24,3	5,2	1,9			1,0		49,2*	8
Гранит-порфиры м/з	Харалгинский	1,6	22,6	11,6					0,8	63,7*	4
Кварцевые порфиры с полевошпатовой основной массой	Ингодинская	2,0	10,2	6,1	0,8			0,1		81,0*	7
Кварцевые порфиры с микрогранитовой основной массой	апофиза	5,1	12,8	7,9	0,9			0,1		73,4*	5
Фельзит-порфиры		3,5	11,6	6,4	0,1			0,1		78,1*	3
Псевдотуфы кварцевых порфиров	Харалгинский	3,6	7,8	12,3	1,7					74,5*	3
	Харатуйский	2,0	15,2	12,3	1,3					69,2*	4

* Данные по содержанию минералов относятся к вкрапленникам.

восточнее постепенно переходят в кварцевые порфиры. Таким образом, в области восточного контакта скорее существует постепенный переход между гранитами и субвулканическими породами массива. Однако геохимические данные свидетельствуют о достаточно резких различиях между гранитами и субвулканическими разновидностями, подтверждающих вероятную их принадлежность к разным фазам.

Данные по минеральному составу гранитов массива приводятся в табл. 13.

Лейкократовые граниты ядра массива имеют среднезернистую панидиоморфнозернистую и местами микрографическую структуру. Среди полевых шпатов преобладает микроклин-пертит (около 40%), плагиоклаза (альбит № 2—5) около 15%, кварца — около 40%. Биотит (2%), как правило, опацифицирован, местами слабо мусковитизирован, распределен неравномерно.

Порфировидные граниты главной фации обладают порфировой, гипидиоморфнозернистой структурой. Порфиробласты представлены микроклин-пертитом (около 35% породы), плагиоклаза около 20%, кварца — 40%, биотита — 3%. Последний обычно опацифицирован и хлоритизирован. В небольших количествах отмечается мусковит.

Мелкозернистые граниты имеют гипидиоморфнозернистую гранитовую, участками микрографическую структуру с характерным идиоморфизмом плагиоклаза. Содержат редкие вкрапленники микроклина и мелкого плагиоклаза (альбита). Количественные соотношения минералов близки к другим разновидностям (табл. 13).

Характерной особенностью минерального состава гранитов Харалгинского массива является присутствие в значительных количествах (0,2—0,3%) акцессорного флюорита. Как показывают петрографические наблюдения, флюорит занимает интерстициальное положение, образуя ксеноморфные выделения между зернами полевых шпатов и кварца, без всяких следов реакционного взаимодействия с последними. Это позволяет рассматривать флюорит как минерал позднемагматической стадии кристаллизации.

Среди пород субвулканической фазы Харалгинского массива также выделяется несколько разновидностей. Наиболее распространены гранит-порфиры. Они представлены двумя разновидностями — с относительно более крупнозернистой (0,06—1 мм) и более мелкозернистой (<0,03 мм) основной массой. Первые слагают внутренние участки пород субвулканической фазы, вторые — апикальные и внешние части массива. Разновидности гранит-порфиров различаются составом и количеством вкрапленников: в гранит-порфирах с более крупнозернистой основной массой их 35—50% при резком преобладании микроклин-пертита (33%) и кварца (11%) над плагиоклазом (<2%). В гранит-порфирах с мелкозернистой основной массой количество вкрапленников повышается до 60%, в их составе возрастает роль плагиоклаза (до 15%) и сокращается количество кварца.

Следует отметить, что гранит-порфиры представляют только апикальную зону массива. В области крутого западного контакта лейкократовых гранитов Харалгинского массива с вмещающими кыринскими гранодиоритами гранит-порфировые разности отсутствуют, отмечается лишь некоторое уменьшение зернистости лейкократовых гранитов.

Вблизи восточного контакта Харалгинского массива с кислыми вмещающими вулканитами джаргалантуйской свиты гранит-порфиры сменяются псевдотуфами кварцевых порфиров (Старченко, 1968), слагающими самые периферические части массива. Псевдотуфы представляют разновидность субвулканических пород с многочисленными изометрическими вкрапленниками, калишпата, мелкими обломками сланцев, фельзитов и вкрапленников кварца. Характеризуются порфировой структурой, часто сменяющейся обломочной, кристаллолитокластической.

Структура основной массы полнокристаллическая, микрофельзитовая, с участками микроаплитовой. Иногда заметна слабая флюидальность. Вкрапленников и их обломков около 25%. В составе вкрапленников преобладают кварц и калишпат, вкрапленники серицитизированного плагиоклаза составляют около 3% породы.

Как видно из изложенного, Харалгинский массив представляет гипабиссально-приповерхностную интрузию, расплавы которой в отдельных участках прорывались на дневную поверхность либо кристаллизовались вблизи поверхности.

Береинский массив расположен северо-восточнее Харалгинского и представляет, по-видимому, вместе с последним два крупных выступа единой интрузии. Площадь массива около 90 км². На западе он интрузирует гранодиорит-порфиры главной фазы сохондинского комплекса, на севере и востоке — палеозойские песчано-сланцевые породы, туфы и пирокласты джаргалантуйской свиты, которые на контакте с гранитами массива ороговикованы. Возраст гранитов, по трем определениям, 166—151 млн лет (табл. 9).

В Береинском массиве выделяется три разновидности гранитов: крупнозернистые биотитовые лейкократового облика, слагающие центральные и относительно глубинные части массива; крупнозернистые резкопорфировидные главной фации; гранит-порфиры, встреченные на водораздельных участках и слагающие, очевидно, апикальные эндоконтактовые зоны.

Крупнозернистые биотитовые граниты содержат редкие размером 0,5×1 см² вкрапленники калишпата и кварца (0,5—0,8 см). В их составе резко преобладают микроклин-пертит и кварц, плагиоклаза (альбит-олигоклаз № 4—8 до 15) около 15%. Биотита не более 2—3% (табл. 13).

Резкопорфировидные граниты характеризуются четкими очертаниями вкрапленников калишпата, кварца и реже плагиоклаза. Структура основной массы среднезернистая гипидиоморфнозернистая. По количественным соотношениям минералов подобны крупнозернистым гранитам и являются лейкократовыми (биотита не более 2%). Калишпат обычно пелитизирован, плагиоклаз серицитизирован, биотит опацитизирован и частично хлоритизирован.

Основная масса гранит-порфиров имеет микрогранитовую структуру, вкрапленников (микроклин, плагиоклаз в подчиненном количестве табл. 13) в среднем 20—30%. Биотита, образующего мелкие чешуйки, не более 3%.

Общей особенностью гранитов является, как и в Харалгинском массиве, присутствие в заметных количествах (0,2%) позднемагматического флюорита. В целом Береинский массив отличается от Харалгинского еще более лейкократовым характером слагающих его гранитов.

Хапчерангинский шток прорывает и интенсивно ороговиковывает вмещающие песчано-сланцевые толщи триаса. Сложен резкопорфировидными гранитами и маломощной зоной гранит-порфиров в апикальной части купола (зона закалки). Площадь штока около 2 км², возраст хапчерангинских гранитов 151 млн. лет (одно определение). По более ранним определениям калий-аргоновым методом возраст грейзенов 170 млн. лет и касситерит-сульфидного оруденения по мусковиту из жилы — 148 млн. лет (Константинов, Томсон, Полякова, 1971, табл. 9). Резкопорфировидные граниты имеют порфировую структуру благодаря вкрапленникам микроклинпертита (0,3×0,5 см²), кварца, в меньшей степени плагиоклаза. Структура основной массы панидиоморфнозернистая мелкозернистая. Как и в предыдущих массивах, в составе гранитов резко преобладают калишпат и кварц, плагиоклаза значительно меньше (альбит-олигоклаз № 5—15). Темноцветные представлены биотитом, опацитизированным, частично хлоритизированным и мусковити-

зированным. В заметных количествах постоянно отмечается флюорит. Количественные соотношения минералов в гранитах Хапчерангинского штока (табл. 13) в целом соответствуют таковым по другим массивам.

Гранит-порфиры обладают микроаплитовой структурой основной массы. Состав их соответствует порфировидным гранитам (калишпата, около 37%, кварца — 34%, плагиоклаза — не более 25%, хлоритизированный биотит с мусковитом — около 4%). Вкрапленники представлены главным образом калишпатам, в меньшей степени кварцем, и еще более редким плагиоклазом.

Харатуйский нект (№ 33, рис. 2) расположен вне контура скрытой интрузии (Зорин, Бугров, 1964), выступом которой является Хапчерангинский купол. Приурочен к Онон-Туринской зоне глубинных разломов в западном борту Ононской депрессии, прорывает песчано-сланцевые породы триаса и на востоке соприкасается с полосой эффузивов джаргалантуйской свиты, так что точные границы некта с этими вулканитами не установлены. Сложен в центральной части кристаллическими псевдотуфами гранит-порфиров и кварцевых порфиров, переходящими в восточной периферической части некта в литокристаллокластические псевдотуфы кварцевых порфиров. По минеральному составу аналогичны гранит-порфирам и псевдотуфам кварцевых порфиров Харалгинского массива, но сильно изменены, что выражается в интенсивной серицитизации плагиоклазов вплоть до полного замещения вкрапленников серицитом, серицитизации и хлоритизации основной массы, развитии гидроокислов. Изменения носят, несомненно, гидротермальный характер и связаны с приуроченностью к южной части некта полиметаллического (с касситеритом) месторождения, рудные жильные тела которого сопровождаются зонами интенсивной хлоритизации вмещающих псевдотуфов. В связи с наложенным характером изменений геохимия пород некта здесь не рассматривается.

Ингодинский массив (Верхне-Ингодинский) (№ 31, рис. 2) расположен на значительном удалении от главного, Хапчерангинско-Харалгинского района развития интрузий харалгинского комплекса. Массив детально изучен Э. В. Лешкевичем и Е. И. Доломановой и подробно охарактеризован в опубликованной позднее монографии (Доломанова, 1959). Геохимические особенности гранитоидов массива рассмотрены в работе Л. Н. Свядковской (1971). Граниты массива прорывают, с явлениями интенсивного ороговикования, песчано-сланцевые породы палеозоя, в которых они залегают. Площадь массива около 4 км². Согласно изложенному в монографии Е. И. Доломановой, массив приурочен к узлу пересечения меридионального и субширотного разломов в песчано-сланцевых породах палеозоя. Следует отметить, что эти тектонические нарушения не относятся к разряду региональных и на картах главнейших тектонических структур региона отсутствуют (рис. 2).

Среди слагающих массив гранитоидов выделяется несколько фациальных и фазовых разновидностей (рис. 21).

Главная часть площади массива сложена порфировидными и резкопорфировидными гранитами (гранит-порфирами, по Е. И. Доломановой) с мелкозернистой основной массой. Собственно гранит-порфиры с тонкокристаллической, неразличимой невооруженным глазом структурой основной массы образуют прерывистую эндоконтактовую оторочку массива, которая исчезает в участках, где эрозионный срез относительно глубже (западная часть массива, вдоль контакта со сланцами в правом борту русла Ингоды). Восточный выступ массива сложен мелкозернистыми гранитами. В районе южного контакта массива среди порфировидных биотитовых гранитов встречены небольшие участки крупнозернистых лейкократовых гранитов.

Из области южного контакта массива отходит южная апофиза — удлиненное субмеридиональное тело протяженностью до 2,5 км и мощ-

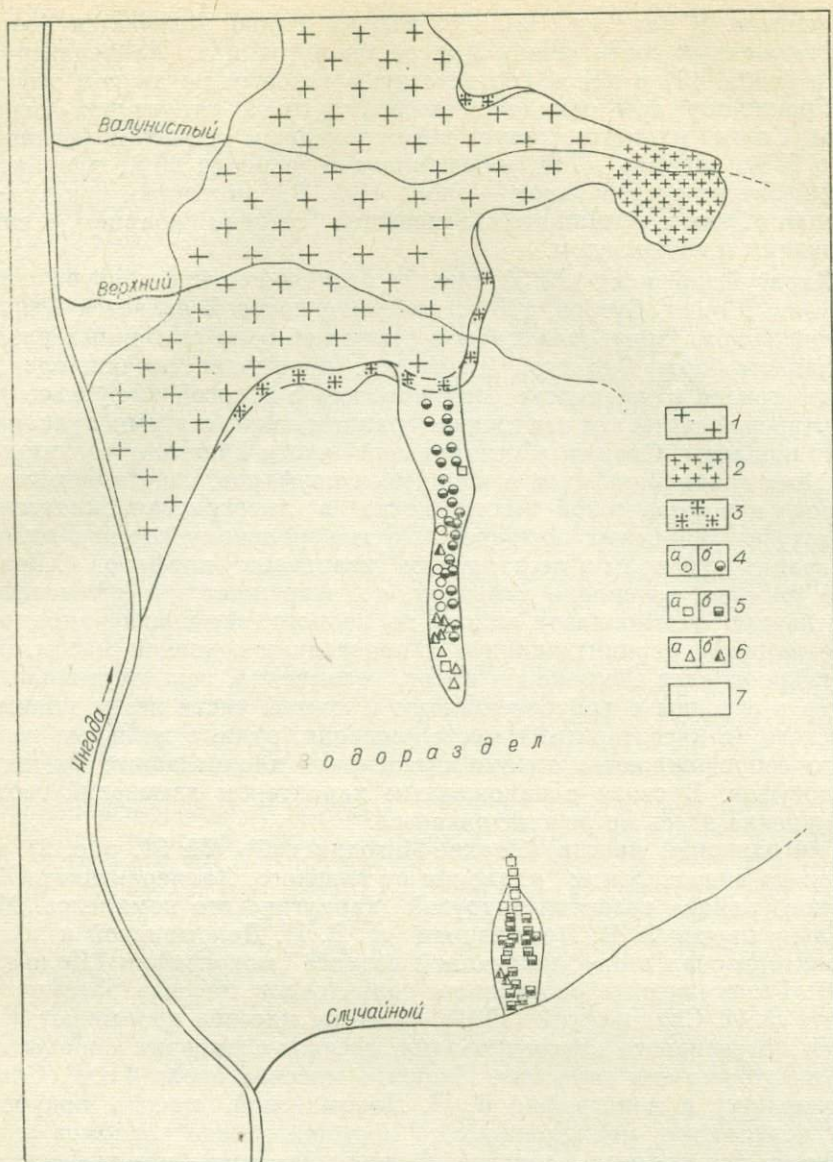


Рис. 21. Геологическая схема Ингодинского массива по Е. И. Долмановой с дополнениями авторов.

1 — граниты порфировидные; 2 — граниты мелкозернистые; 3 — гранит-порфиры; 4—6 — породы Ингодинской апофизы: 4 — гранит-порфиры с микрогранитной основной массой, 5 — гранит-порфиры с полевошпатовой основной массой, 6 — фельзиты (4, 5, 6: а — малоизмененные и неизмененные, б — интенсивно измененные); 7 — ороговикованные песчано-сланцевые породы палеозоя.

ностью до 200 м, сложенное кварцевыми порфирами, среди которых петрографически выделено три разновидности. Авторами откартировано южное, изолированное продолжение апофизы на левобережье кл. Случайного. В водораздельной части ключей Верхнего и Случайного породы апофизы перекрываются вмещающими сланцами, что свидетельствует о ее слабой эродированности и субгоризонтальном залегании кровли.

Порфировидные и резкопорфировидные граниты главной фации обладают полнокристаллической порфировой гипидиоморфнозернистой структурой. Структура основной массы изменяется от гранитовой, уча-

стками микропегматитовой до микрогранулитовой, что указывает на гипабиссально-приповерхностный характер интрузии. Порфиновые выделения представлены (в порядке распространенности) калишпатом (неясно-решетчатый микроклин), кварцем, плагиоклазом (альбит-олигоклазом), биотитом. Обычно наблюдается пелитизация калишпата, серицитизация плагиоклаза и нередко хлоритизация биотита. Количественная характеристика минерального состава гранитов приводится в табл. 13.

Крупнозернистые лейкограниты представляют, по всей вероятности, автометасоматически измененные, калишпатизированные разности; содержание микроклин-пертита достигает 50%, количество кислого плагиоклаза, реакционно замещаемого микроклином, сокращается до 13%. Кроме биотита, обычно хлоритизированного, граниты содержат около 1% мусковита.

Гранит-порфиры, представляющие породы закалки в апикальной или близкой к апикальной зонах, характеризуются полнокристаллической микрогранитовой или микроаплитовой структурой основной массы и связаны с порфировидными гранитами главной фации постепенными переходами. Вкрапленники представлены двумя генерациями, содержание их очень неравномерное (микроклин-пертит — 7—46%, плагиоклаз № 5-15—8—26%, кварц — 1—10%).

Мелкозернистые граниты содержат редкие порфиновые выделения кислого плагиоклаза; структура основной массы микроаплитовая и микропегматитовая. Содержание калишпата устойчиво (около 65%), плагиоклаза — сокращено до 6%, кварца — 28%. Биотит (около 1%) хлоритизирован.

Характерной особенностью акцессорного состава всех разновидностей гранитов Ингодинского массива, как и гранитов других массивов харалгинского комплекса, является присутствие в заметных количествах (0,1—0,2%) флюорита.

В эндоконтактных зонах Ингодинского массива в районе его восточного, сложенного мелкозернистыми гранитами, выступа распространены грейзенизированные разности биотитовых гранитов главной фации. Они представляют в целом в разной степени автометасоматически измененные породы, характеризующиеся реликтовой лепидогранобластовой структурой, с четко проявленным кварцевым метасоматозом. Кварц образует неравномерно-зернистый агрегат, замещающий первичные минералы породы. Серицит и мусковит образуют скопления на месте замещенных зерен плагиоклазов и, кроме того, равномерно распределяются по породе, развиваясь по плагиоклазу основной массы и кварцу. Прогрессивное развитие процесса приводит к формированию крупно- и мелкозернистых мусковит-кварцевых грейзенов, в которых не сохраняется следов первичной структуры породы. Крупнозернистые грейзены представляют, очевидно, разности, возникающие в результате дальнейшей метасоматической перекристаллизации мелкозернистых грейзенов. Среднее содержание кварца в крупнозернистом грейзене около 87%, мусковита — 10—11%, флюорита до 1,1%, рудных минералов — менее 1%.

Среди кварцевых порфиров южной апофизы выделено несколько разновидностей. Особенно интересен вопрос о взаимоотношении кварцевых порфиров с гранитами массива. В обнажениях соотношений наблюдать не удается — и массив и апофиза представлены главным образом свалами крупных и мелких (кварцевые порфиры) глыб. В участке сочленения апофизы с массивом (рис. 21) в свалах продолжают гранит-порфиры, слагающие эндоконтактную зону вдоль южного контакта массива. Обломки эндоконтактных гранит-порфиров резко сменяются обломками кварцевых порфиров. Это свидетельствует о вероятной принадлежности апофизы к самостоятельной интрузивной фазе.

Решающее значение для такого вывода имели геохимические данные, показавшие чрезвычайно резкие геохимические отличия пород апофизы от всех разновидностей гранитов массива и их принадлежность к поздним дифференциатам.

Выделено три разновидности слагающих апофизу кварцевых порфиров (рис. 21).

Изолированный южный выход апофизы по правому борту кл. Случайного сложен кварцевыми порфирами с микрополевошпатовой основной массой. Северная часть апофизы, примыкающая к Ингодинскому массиву, сложена кварцевыми порфирами с микрогранитовой основной массой. Самые апикальные ее части в зоне выклинивания в сланцах на участке водораздела кл. Верхнего и Случайного сложены фельзит-порфирами.

Среди вкрапленников размером 2—4 мм в кварцевых порфирах всех трех разновидностей преобладают калишпат и кварц, плагиоклаз (альбит) присутствует в подчиненном количестве. Биотит образует как редкие крупные чешуи, так и очень мелкие, равномерно распределенные выделения.

Главное различие разновидностей пород апофизы заключается в строении основной массы. Основная масса полевошпатового состава соответствующей разновидности кварцевых порфиров состоит из криптокристаллического неиндивидуализированного полевошпатового вещества (зерна кварца в ней крайне редки) с четко пятнистым угасанием в скрещенных николях. Другая разновидность кварцевых порфиров характеризуется микрогранитной, более раскристаллизованной структурой основной массы. В ее составе отмечаются значительные количества микролитов топаза (удлиненно-призматические, частично неправильной формы). Микролиты концентрируются вокруг отдельных вкрапленников плагиоклаза и во внешней зоне самих вкрапленников.

Кварцевые порфиры с микрофельзитовой основной массой (фельзиты) — наиболее закаленные разновидности пород апофизы. Постепенными переходами связаны с кварцевыми порфирами с микрогранитовой основной массой. Макроскопически их структура афанитовая, микроскопически — микрофельзитовая. По данным рентгеноструктурного анализа, в ее составе содержится около 50% кварца и 50% полевых шпатов с приблизительно равными соотношениями между альбитом и калишпатом. В составе вкрапленников преобладает калишпат.

Количественная характеристика минерального состава разновидностей кварцевых порфиров приведена в табл. 13.

Следует подчеркнуть, что в целом породы апофизы подвержены интенсивным аутометасоматическим изменениям, выражающимся в прогрессивной серицитизации. Среди ста отобранных по апофизе проб образцов, представляющих неизменные разности, значительно меньше. Неизменные и слабоизмененные кварцевые порфиры с микрогранитовой основной массой отчетливо тяготеют к западному контакту апофизы (рис. 21), а образцы малоизмененных фельзитов и кварцевых порфиров с микрополевошпатовой основной массой представляют участки апикального выклинивания, где ее мощность резко сокращается и время кристаллизации было наиболее кратким. Судя по преимущественному расположению неизменных образцов в области западного эндоконтакта, оно, вероятно, соответствует лежащему боку тела апофизы. Исходя из этого можно предполагать, что оно имеет восточное падение.

Серицитизация апофизы носит явно аутометасоматический характер. Она не охватывает ороговикованные вмещающие породы и не приводит, как свидетельствуют результаты геохимического изучения, к существенному изменению концентраций большинства рудных редких элементов и фтора. На начальной стадии изменений наблюдается преимущественное замещение серицитом вкрапленников плагиоклаза с па-

Таблица 14

Количественные соотношения силикатных минералов в составе вкрапленников в гранитоидах приповерхностных фаций сохондинского и харалгинского комплексов

Комплекс	Порода	Массив	Колич. вкрапленников, %		
			Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Кварц
Сохондинский	Гранодиорит-порфиры	Букукунский	61	18	21
	Гранит-порфиры приповерхностные	Бырцинский	64	18	18
		Сохондинский	50	25	25
	Риолитовые порфиры	Улетуйский	76	16	8
Харалгинский	Гранит-порфиры приповерхностные	Харалгинский	5	63	32
		Ингодинская апофиза	19	50	31
	Кварцевые порфиры	Харалгинский	17	33	50
		Харатуйский	7	52	41

раллельным развитием в их пределах участков метасоматического флюорита за счет разрушающихся микролитов топаза. В наиболее интенсивно измененных разностях плагиоклазы полностью замещены агрегатом серицита и интенсивно серицитизирована основная масса породы.

В целом Ингодинская апофиза является редким геологическим примером камерной дифференциации насыщенных летучими расплавов в приповерхностных условиях. Насыщенность летучими явилась причиной интенсивных автометасоматических преобразований пород апофизы в постмагматическую стадию.

Следует подчеркнуть, что кварцевые порфиры апофизы не содержат кластических обломков и представляют по всем признакам приповерхностную интрузивную фацию в отличие от аналогичных по составу пород Харалгинского массива и Харатуйского нека, относящихся явно к близповерхностным субвулканическим образованиям, о чем свидетельствует в первую очередь присутствие в них заметных количеств кластического материала.

С разновидностью кварцевых порфиров с полевошпатовой основной массой сходны фельзиты Букукунского рудного поля.

Подводя итог характеристике минерального состава пород массивов харалгинского комплекса, можно отметить следующие особенности, отличающие их от гранитов, выделенных авторами в заключительную фазу сохондинского комплекса.

1. Полное отсутствие в харалгинских гранитах роговой обманки.
2. Лейкократовый состав харалгинских гранитов, в которых количество биотита обычно не превышает 3% против 8% в гранитах заключительной фазы сохондинского комплекса.
3. Очевидное преобладание в порфировых разностях харалгинского комплекса в составе вкрапленников калишпата и кварца при резко подчиненных количествах вкрапленников плагиоклаза. В гранитах сохондинского комплекса вкрапленники плагиоклаза обычно преобладают (табл. 14).
4. Присутствие в харалгинских гранитах (кроме их экструзивных фаций) значительных количеств флюорита. К числу характерных особенностей интрузий харалгинского комплекса относится также мно-

жественность фациальных и фазовых разновидностей слагающих их гранитов, особенно заметная вследствие ограниченных размеров массивов.

Петрохимическая характеристика гранитоидов комплекса

Средние данные по петрохимии гранитоидов харалгинского комплекса приведены в табл. 15, в основу которой положены результаты 103 квантометрических силикатных анализов.

Большинство массивов сложено гранитами ультракислого ($\text{SiO}_2 > 74\%$; Серых, 1972) или приближающегося к ультракислому состава. Содержания главных петрогенных компонентов гранитов (SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O) высокостабильны, что выражается в узких значениях доверительных интервалов и низких значениях коэффициентов вариации (0,02—0,05—0,10). Благодаря очень низким концентрациям в гранитах окисей магния и кальция точность их определения в пробах была ниже, что отражено в повышенных значениях коэффициента вариации (до 1,2 для MgO , 0,3—0,7 для CaO). Однако на общие результаты анализа состава гранитоидов эти колебания не могли оказать сколько-нибудь существенного влияния, так как суммарные количества этих компонентов составляют не более 1%.

Отдельные массивы комплекса характеризуются исключительной стабильностью состава слагающих их гранитоидов. При этом выделяемые петрографические фациальные и фазовые разновидности таких многофациальных массивов, как Харалгинский (рис. 22) и Ингодинский (рис. 25) по составу неразличимы. Следовательно, их образование было обусловлено главным образом различиями в температурном режиме кристаллизации разных частей массивов. Примеры резкого увеличения значения параметра v в отдельных пробах гранитоидов Ингодинского массива при пологом удлинении вектора влево объясняются принадлежностью этих образцов к автометасоматически измененным (серицитизированным) разновидностям, что находит отражение в увеличении в них доли глинозема в составе слюд. Другой особенностью харалгинских гранитов является стабильно низкое значение параметра c ($\sim 0,5$), свидетельствующее о преобладании в составе плагиоклазов альбита низких номеров. Эта закономерность несколько нарушается в гранитах

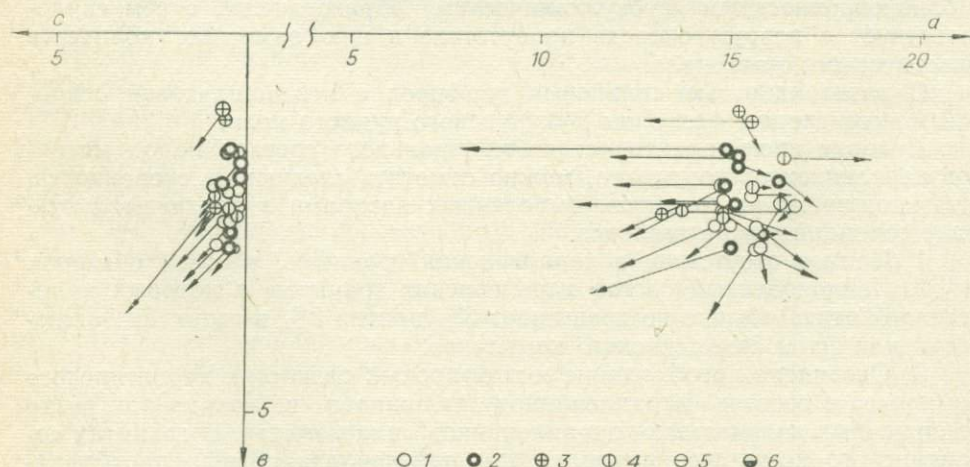


Рис. 22. Петрохимическая диаграмма гранитов харалгинского комплекса. Харалгинский массив (№ 34, рис. 2).

1 — граниты резкопорфировидные; 2 — граниты лейкократовые; 3 — граниты мелкозернистые; 4 — гранит-порфиры; 5 — кварцевые порфиры и их псевдотуфы; 6 — фельзиты.

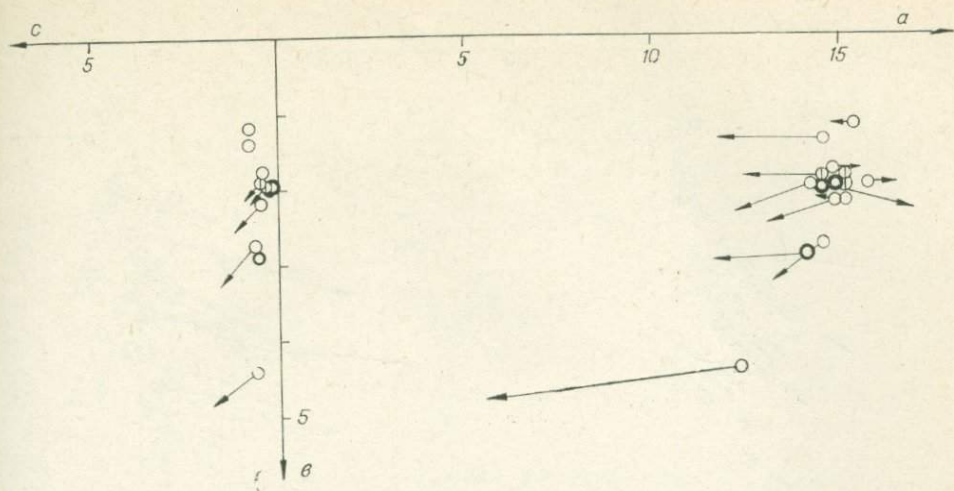


Рис. 23. Харалгинский комплекс, Беринский массив (№ 35, рис. 2). Условные обозначения см. рис. 22.

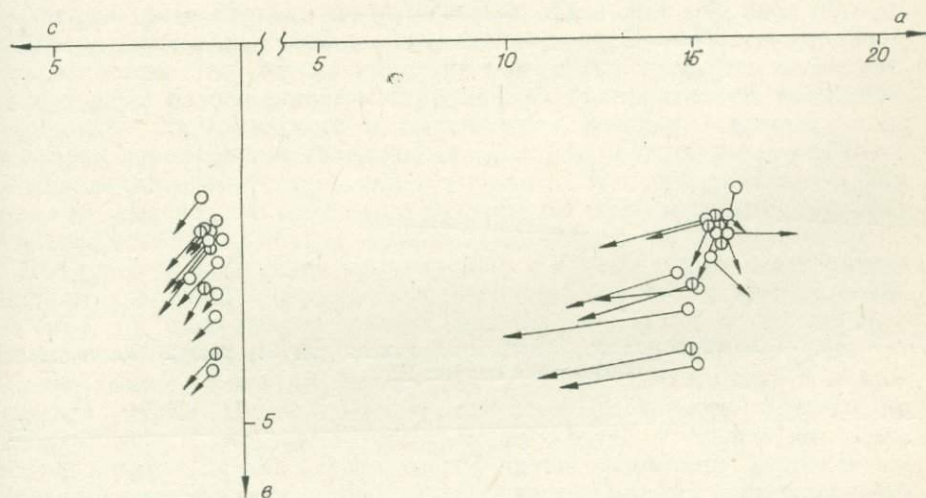


Рис. 24. Харалгинский комплекс, Хаткхерагинский массив (№ 32, рис. 2). Условные обозначения см. рис. 22.

Ингодинского массива, основность плагиоклазов которых в среднем заметно выше (альбит-олигоклаз). При этом отсутствует какая-либо зависимость параметра c от количества темноцветных, что говорит о высокой в целом отдифференцированности расплавов интрузий комплекса. На это же указывают высокие содержания в гранитах комплекса свободной кремнекислоты (параметр $Q=25-35$). Благодаря низким концентрациям в гранитах феррических компонентов (магния, железа) и анхизвтектическому, приближающемуся к точке тройного минимума (Tatth, Bowen, 1958), составу харалгинских гранитов значения вспомогательных параметров, определяющих направление вектора в правой части диаграммы, непостоянны и, по-видимому, нередко зависят от случайных колебаний содержания магния и железа. Небольшая длина векторов отражает преобладание железа в составе темноцветных.

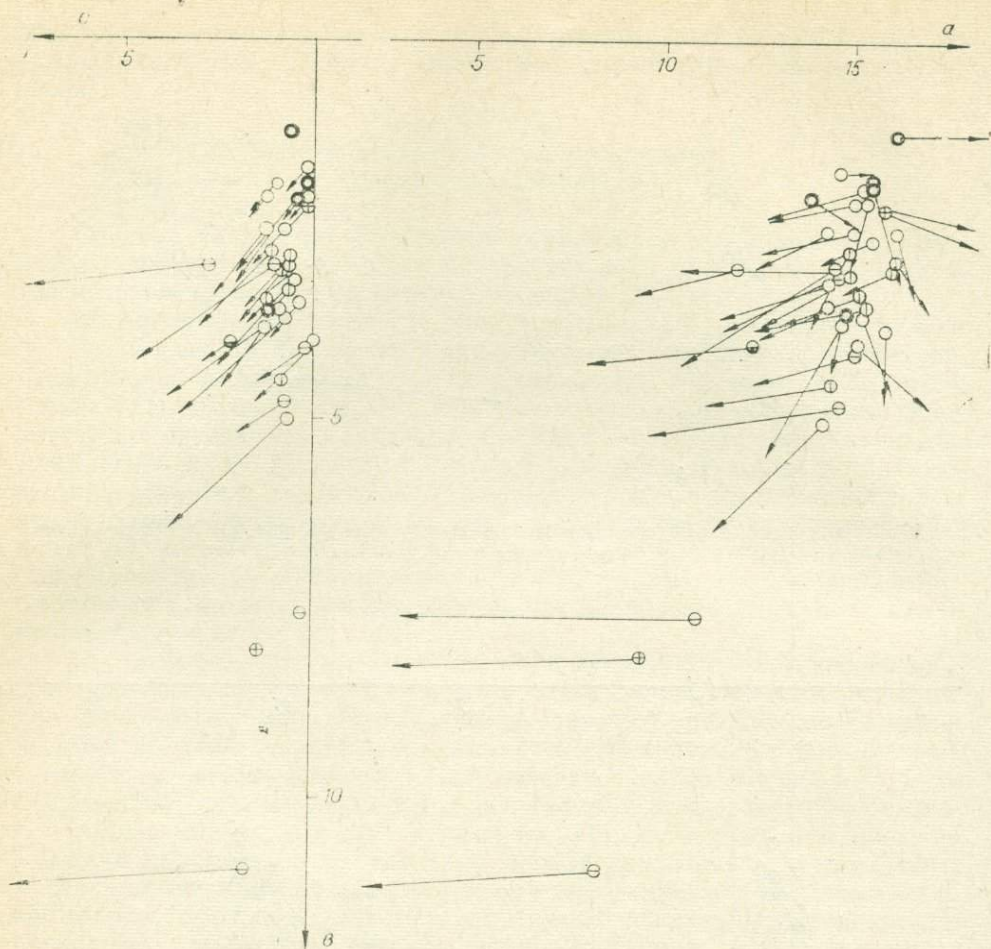


Рис. 25. Харалгинский комплекс, Ингодинский массив (№ 31, рис. 2). Условные обозначения см. рис. 22.

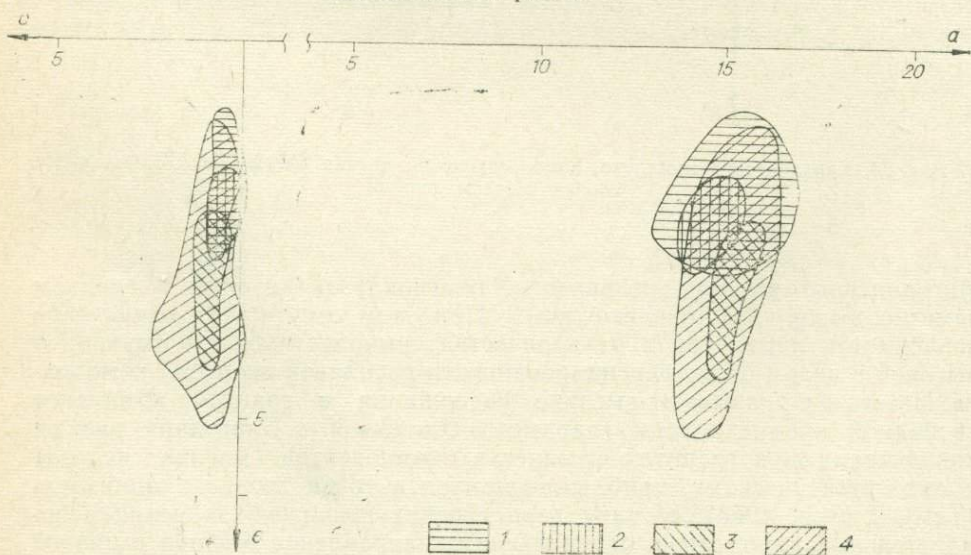


Рис. 26. Ареалы фигуративных точек отдельных массивов харалгинского комплекса на петрохимической диаграмме.

1 — Харалгинский; 2 — Беренский; 3 — Хапчерангинский; 4 — Ингодинский.

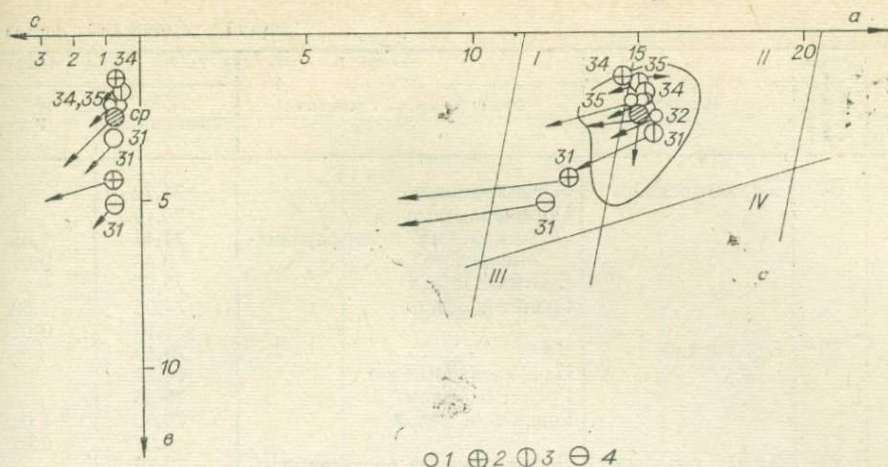


Рис. 27. Сводный ареал комплекса и средние составы гранитов массивов (номера точек соответствуют номерам массивов на рис. 2).

Условные обозначения см. рис. 22. Римскими цифрами обозначены поля: I — гранитов, II — щелочных гранитов, III — гранодиоритов, IV — граносиенитов.

Ареалы точек средних составов пород отдельных массивов обнаруживают исключительно хорошее совпадение (рис. 26—27), что отражает высокое постоянство состава интрузий комплекса, несмотря на их пространственную разобщенность. Наибольшая лейкократовость свойственна гранитам Харалгинского и Берейнского массивов, которые, как отмечалось, вероятно представляют два выступа крупной интрузии. Большая меланократовость характеризует граниты Хапчерангинского и Ингодинского массивов. В последнем возрастании меланократовости сопровождается некоторым общим увеличением основности.

Все граниты комплекса принадлежат к пресыщенным кремнеземом лейкократовым разновидностям с повышенной за счет калия щелочностью (рис. 27). Большинство разновидностей относится к ультракислым, субщелочным, лейкократовым гранитам (поле II диаграммы), что согласуется также со значительным сходством среднего состава гранитов комплекса (табл. 15) со средним составом щелочного гранита по С. Ноккольдсу (Соловьев, 1970; Nockolds, 1954). В целом же точки гранитов комплекса, как и гранитоидов других формаций Даурской зоны, располагаются в пограничной области между полями лейкократового (ультракислого) гранита и щелочного лейкогранита.

По сравнению с гранитами заключительной фазы сохондинского комплекса харалгинские характеризуются более высоким содержанием кремнекислоты при устойчивом субщелочном характере гранитов обоих комплексов (рис. 19). Из всех разновидностей харалгинских гранитов только в кварцевых порфирах Ингодинской апофизы содержание кремнекислоты понижается до уровня концентраций в гранитах сохондинского комплекса при некотором снижении щелочности, связанном с уменьшением в кварцевых порфирах количества натрия.

Средний состав харалгинских гранитов соответствует ультракислому граниту (SiO_2 74% и выше; Серых, 1972).

Геохимические особенности гранитоидов комплекса

Граниты комплекса резко выделяются среди рассмотренных гранитоидов рядом геохимических особенностей (табл. 16; Сवादковская, 1974), обусловленных интенсивным концентрированием в них летучих и группы гранитофильных элементов.

Средний химический состав

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Разновидность гранитов	SiO ₂	
				\bar{C} дов. инт.	S V
1	34	Харалгинский	Лейкократовые	74,72	
2			Порфиоровидные	74,19	
3			Лейкократовые и порфиоровидные вместе	74,44	±1,08
4			Биотитовые м/з	±0,43	0,01
5			Гранит-порфиры	75,98	
6	35	Береинский	Гранит-порфиры	74,06	±1,50
7			к/з	±1,10	0,02
8			Порфиоровидные к/з	75,19	
9			Гранит-порфиры	74,77	
10	32	Хапчерангинский	Гранит-порфиры	75,36	
11			Граниты в целом	75,02	±1,00
12			Порфиоровидные биотитовые	±0,37	0,01
13	31	Ингодинский	Гранит-порфиры	72,79	
14			Граниты в целом	72,96	
15			Граниты в целом	72,86	±0,47
16			Лейкократовые	±0,21	0,06
17			Порфиоровидные	73,02	
18	31	Ингодинский	Биотитовые м/з	73,72	
19			Гранит-порфиры	74,31	
20			Граниты в целом	71,50	
			Граниты в целом	73,27	±1,52
			±0,57	0,02	
			72,12	±1,15	
			±0,60	0,02	
			73,96	±1,26	
			±0,28	0,02	
			74,02	±1,42	
			±0,26	0,02	

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Разновидность гранитов	FeO	
				\bar{C} дов. инт.	S V
1	34	Харалгинский	Лейкократовые	1,21	
2			Порфиоровидные	1,72	
3			Лейкократовые и порфиоровидные вместе	1,48	±0,61
4			Биотитовые м/з	±0,24	0,41
5			Гранит-порфиры	0,97	
6	35	Береинский	Гранит-порфиры	1,52	±0,22
7			к/з	±0,16	0,14
8			Порфиоровидные к/з	1,40	
9			Гранит-порфиры	1,20	
10	32	Хапчерангинский	Граниты в целом	1,30	
11			Граниты в целом	1,29	±0,44
12			Порфиоровидные биотитовые	±0,16	0,34
13	31	Ингодинский	Граниты в целом	1,96	
14			Граниты в целом	1,98	
15			Граниты в целом	1,83	±0,53
16			Лейкократовые	±0,23	0,29
17			Порфиоровидные	1,17	
18	31	Ингодинский	Биотитовые м/з	1,59	
19			Гранит-порфиры	1,28	
20			Граниты в целом	1,99	
			Граниты в целом	1,58	±0,53
			±0,20	0,33	
			2,34	±0,81	
			±0,42	0,34	
			1,60	±0,54	
			±0,12	0,34	
			1,65	±0,58	
			±0,22	0,35	

гранитоидов харалгинского комплекса

TiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃	
\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V
0,11		12,93		0,64	
0,14		12,92		0,46	
0,07	±0,08	12,93	±0,52	0,55	±0,26
±0,03	1,10	±0,21	0,04	±0,10	0,47
0,07		12,38		0,58	
0,10	±0,10	12,91	±0,62	0,58	±0,22
±0,10	1,00	±0,46	0,05	±0,16	0,38
0,09		12,63		0,51	
0,09		12,57		0,63	
0,09		12,37		0,56	
0,09	±0,05	12,56	±0,36	0,58	±0,30
±0,02	0,55	±0,13	0,03	±0,11	0,51
0,17		13,54		0,33	
0,18		13,72		0,35	
0,18*	±0,02	13,74	±0,35	0,27	±0,14
0—0,19	0,10	±0,15	0,03	±0,06	0,53
0,28		12,70		0,73	
0,26		12,91		0,50	
н/д		13,17		0,92	
0,38		13,66		0,37	
0,16	±0,17	13,09	±0,81	0,49*	±0,52
±0,06	1,03	±0,30	0,06	0—0,64	0,83
0,27	±0,10	13,79	±0,34	0,39	±0,37
±0,05	0,35	±0,18	0,02	±0,19	0,95
0,12	±0,11	13,05	±0,68	0,44	±0,27
±0,024	±0,90	±0,15	0,05	±0,06	0,60
0,11	±0,11	13,02	±0,69	0,41*	±0,36
±0,02	1,01	±0,13	0,05	0—0,48	0,69

Продолжение табл. 15

MnO		MgO		CaO	
\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V
0,03		0,06		0,44	
0,03		0,09		0,54	
0,03*	±0,11	0,07	±0,07	0,54*	±0,48
0—0,04	2,0	±0,03	0,94	0—0,64	0,78
0,03		0,03		0,83	
±0,01	±0,01	0,05	±0,035	0,61	±0,22
0,03	0,38	±0,025	0,70	±0,16	0,36
±0,007		0,05		0,59	
0,03		0,10		0,47	
0,03		0,02		0,39	
0,03*	±0,02	0,04	±0,06	0,48*	±0,15
0—0,033	0,65	±0,02	1,33	0—0,53	0,29
0,04		0,12		0,79	
0,03		0,16		0,81	
±0,01	±0,01	0,15	±0,07	0,81	±0,09
0,04	0,28	±0,03	0,45	±0,04	0,11
±0,05		0,16		0,68	
0,03		0,28		0,71	
0,05		0,14		0,84	
0,04		0,20		0,81	
0,04	±0,013	0,18*	±0,24	0,73	±0,23
±0,005	0,33	0—0,24	0,96	±0,09	0,32
0,12	±0,06	0,19	±0,13	0,84	±0,71
±0,03	0,52	±0,07	0,67	±0,37	0,84
0,03*	±0,06	0,04*	±0,17	0,64*	±0,31
0—0,04	1,49	0—0,08	1,21	0—0,69	0,45
0,03*	±0,05	0,03*	±0,15	0,61*	±0,30
0—0,04	1,33	0—0,05	1,23	0—0,66	0,46

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Разновидность гранитов	Na ₂ O	
				\bar{C} дов. инт.	S V
1	34	Харалгинский	Лейкократовые	3,97	
2			Порфиroidные	3,94	
3			Лейкократовые и порфиroidные вместе	3,96	±0,17
4			Биотитовые м/з	±0,07	0,04
5			Гранит-порфиры	3,95	
6	35	Береинский	Гранит-порфиры	3,89	±0,33
7			к/з	±0,24	0,08
8			Порфиroidные к/з	3,77	
9			Гранит-порфиры	3,65	
10	32	Хапчерангинский	Граниты в целом	3,90	
11			Порфиroidные биотитовые	3,72	±0,35
12			Гранит-порфиры	±0,13	0,09
13	31	Ингодинский	Граниты в целом	3,96	
14			Лейкократовые	3,90	±0,19
15			Порфиroidные	3,90	±0,08
16			Биотитовые м/з	3,61	0,05
17			Гранит-порфиры	3,73	
18	31	Ингодинский	Граниты в целом	3,28	
19			Кварцевые порфиры	3,78	
20			Граниты в целом	3,68	±0,38
	Харалгинский комплекс	Харалгинский комплекс	Граниты в целом	±0,14	0,10
			Порфиroidные биотитовые	1,42	±1,42
			граниты в целом	±0,73	1,00
			Граниты в целом	3,80	±0,28
			Граниты в целом	±0,06	0,07
			Граниты в целом	3,81	±0,31
			Граниты в целом	±0,06	0,08

Прежде всего гранитам комплекса свойственны резко повышенные содержания фтора, в 3—5 раз превышающие кларковые, высокие концентрации редких щелочных элементов, особенно рубидия, бериллия, олова и вольфрама, повышенные концентрации свинца. Благодаря обогащенности рубидием в харалгинских гранитах значение K/Rb отношения понижено и составляет в большинстве разновидностей 100—120 (исключая субвулканические разновидности). Характерной особенностью гранитов комплекса являются также пониженные содержания стронция и бария, которые для разных массивов заметно различаются в соответствии с отмеченными выше различиями в основности гранитов.

Еще более высокие концентрации фтора и гранитофильных элементов наблюдаются в конечных дифференциатах комплекса — интрузивных кварцевых порфирах и фельзитах.

Более детальные сопоставления позволяют выявить особенности изменения геохимической характеристики гранитов харалгинского комплекса в зависимости от существовавших условий кристаллизации.

В Харалгинском массиве фации лейкократовых и порфиroidных гранитов геохимически полностью идентичны: в них одинаково высокие концентрации фтора, редких щелочей, бериллия, олова, вольфрама, низкие содержания стронция и бария. Из этого следует, что формирование фаций определялось не процессами дифференциации, а разным температурным режимом кристаллизации внутренней и внешней частей массива. В мелкозернистых гранитах наблюдается повышение концент-

	K ₂ O		P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма	Число проб
	\bar{C} дов. инт.	S V				
	4,80		0,03	0,69	99,63	9
	4,99		Н. о.	0,74	99,76	10
	4,90	±0,24		0,73	99,70	19
	±0,10	0,05				
	4,47			0,55	99,84	3
	5,13	±0,34		0,80	99,68	7
	±0,25	0,07				
	4,81		Не опр.	0,60	99,67	7
	4,90		»	0,73	99,14	10
	4,91		»	0,67	99,50	4
	4,87	±0,30		0,70	99,38	21
	±0,11	0,06				
	5,16		0,05	0,62	99,39	9
	5,03		0,03	0,62	99,83	8
	5,07	±0,34				
	±0,15	0,07		0,66	99,51	16
	5,14		0,05	0,96	98,53	5
	5,02		0,03	0,77	99,55	14
	4,15		Н/д	1,40	99,54	2
	5,00		0,13	1,23	99,09	6
	4,94	±0,51				
	±0,19	0,10		0,99	99,15	22
	6,21	±1,09		1,10	98,79	12
	±0,57	0,17				
	4,99	±0,31		0,73	99,40	56
	±0,07	0,06				
	4,93	±0,50				
	±0,07	0,07		0,77	99,39	81

раций фтора и редких щелочных элементов, что согласуется с представлениями о кристаллизации этой разновидности из остаточных расплавов, обособлявшихся в результате частичной внутрикамерной дифференциации.

Геохимическая характеристика гранитов массива, объединяемых в раннюю субвулканическую фазу (гранит-порфиры и псевдотуфы), заметно отличается от таковой гранитов интрузивной фазы. Породы этой группы отчетливо дегазированы, что выражается в резком падении в них концентраций фтора (до 0,12—0,03%). Одновременно снижаются концентрации редких щелочных элементов, бериллия, в меньшей степени олова и вольфрама. Особенно резко дегазация проявлена в гранит-порфирах с более мелкозернистой основной массой, слагающих периферические и апикальные части массива. Сравнив данные табл. 12 и 16, можно видеть, что в случае дегазации геохимические различия гранитоидов харалгинского и заключительной фазы сохондинского комплексов становятся в отношении большинства элементов неопределенными, за исключением различий в концентрациях бария и стронция, которые во всех разновидностях харалгинских гранитов резко понижены.

По сравнению с Харалгинским Береинский массив характеризуется некоторой дегазацией (с понижением концентраций ряда элементов) фаций порфиroidных гранитов и гранит-порфиров по сравнению с крупнозернистыми гранитами внутренней части массива (табл. 16).

Характеристика редкоэлементного состава

гранитоидов харалгинского комплекса

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Разновидность гранитов	Na		%				г/т	
				\bar{C}	S	K		F		Li	
				дов. инт.	V	\bar{C}	S	\bar{C}	S	\bar{C}	S
1	34	Харалгинский	Лейкократовые	2,9	±0,1	4,0	±0,2	0,29	±0,08	91	±32
				±0,06	0,05	±0,07	0,04	±0,04	0,26	±15	0,35
2	34		Биотитовые порфиroidные	3,1	±0,3	4,1	±0,2	0,28	±0,05	84	±48
				±0,2	0,11	±0,1	0,06	±0,02	0,17	±22	0,57
3	34		Биотитовые м/з	3,2		3,8		0,32		190	
4	34		Гранит-порфиры	2,9	±0,2	4,1	±0,3	0,12	±0,03	20	±5
				±0,08	0,06	±0,15	0,06	±0,015	0,24	±3	0,27
5	34		Гранит-порфиры апик.	2,6		4,0		0,06		30	
6	34		Псевдотуфы	2,3		4,1		0,06			
7	35	Береинский	Лейкократовые	2,9	±0,3	4,1	±0,2	0,36	±0,14	96	±52
				±0,2	0,10	±0,15	0,05	±0,10	0,39	±38	0,54
8	35		Биотитовые порфиroidные	2,7	±0,3	4,0	±0,3	0,24	±0,06	80	±27
				±0,2	0,11	±0,2	0,07	±0,04	0,26	±16	0,33
9	35		Гранит-порфиры	2,8		4,0		0,25		70	
10	32	Хапчерангинский	Биотитовые порфиroidные	2,9	±0,1	4,2	±0,2	0,37	±0,14	86	±35
				±0,04	0,04	±0,06	0,04	±0,05	0,37	±12	0,40
11	32		Гранит-порфиры	2,9	±0,2	4,2	±0,4	0,27	±0,06	69	±27
				±0,1	0,06	±0,2	0,08	±0,04	0,24	±16	0,40
12	31	Ингодинский	Лейкократовые	2,2		3,4		0,02		34	
13	31		Биотитовые порфиroidные	2,8	±0,25	4,2	±0,3	0,29	±0,08	56	±17
				±0,1	0,09	±0,1	0,06	±0,03	0,27	±7	0,30
14	31		Мелкозернистые	2,8		4,1		0,23		43	
15	31		Гранит-порфиры	2,8	±0,2	4,1	±0,3	0,29	±0,06	88	±52
				±0,1	0,07	±0,2	0,07	±0,04	0,22	±30	0,58
16	31		Кварцевые порфиры с полево-шпатовой основной массой	1,6	±0,27	4,8	±0,71	0,84	±0,30	376	±88,9
				±0,18	0,16	±0,47	0,14	±0,20	0,36	±59	0,24
17	31		Кварцевые порфиры с микрогранитной основной массой	1,8		4,6		1,46		650	
18	31		Кварцевые порфиры с фельзит. основной массой	2,1	±0,4	4,9	±0,6	0,9	±0,3	490	±190
				±0,3	0,22	±0,4	0,12	±0,2	0,32	±140	0,39
19		Харалгинский комплекс	Биотитовые порфиroidные в целом	2,8*	±0,3	4,1	±0,2	0,30*	±0,11	70*	±37
				2,8—2,9	0,09	±0,05	0,06	0,28—0,31	0,35	63—77	0,47
20		»	В целом	2,8	±0,4	4,1	±0,4	0,28	±0,11	72	±40
				±0,5	0,12	±0,06	0,11	±0,02	0,39	±6	0,55

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Разновидность гранитов	Rb	
				\bar{C}	S
				дов. инт.	V
1	34	Харалгинский	Лейкократовые	370	±46
2	34		Биотитовые порфировидные	±22	0,12
3	34		Биотитовые м/з	380	±50
4	34		Гранит-порфиры	±23	0,13
5	34		Гранит-порфиры апик.	480	±58
6	34		Псевдотуфы	240	0,24
7	35		Береинский	Лейкократовые	±30
8	35	Биотитовые порфировидные		190	±80
9	35	Гранит-порфиры		±58	0,20
10	32	Халчерангинский	Биотитовые порфировидные	380	±74
11	32		Гранит-порфиры	±46	0,20
12	31		Лейкократовые	350	±92
13	31	Ингодинский	Биотитовые порфировидные	390*	±92
14	31		Мелкозернистые	368—422	0,23
15	31		Гранит-порфиры	±32	0,16
16	31	Харалгинский комплекс	Кварцевые порфиры с полево-шпатовой основной массой	235	±96
17	31		Кварцевые порфиры с микрогранитной основной массой	370	±138
18	31		Кварцевые порфиры с фельзит. основной массой	±80	0,37
19	31	Харалгинский комплекс	Биотитовые порфировидные в целом	552	±58
20	31		В целом	±39	0,11
20	31		В целом	450	±112
20	31	В целом	480	±82	0,23
20	31	В целом	380*	±82	0,23
20	31	В целом	363—393	0,21	0,23
20	31	В целом	360	±95	0,26
20	31	В целом	±14	0,26	0,26

г/т							
Be		Sr		Ba		B	
\bar{C}	S	\bar{C}	S	\bar{C}	S	\bar{C}	S
дов. инт.	V	дов. инт.	V	дов. инт.	V	дов. инт.	V
10	±6	60	±26	90	±34	14	±4
±3	0,62	±12	0,44	±16	0,36	±2	0,29
13	±8	80	±33	130	±77	12	±4
±4	0,65	±15	0,40	±35	0,59	±2	0,31
9,3		39		50		16	
5	±2,1	60	±26	140	±86	9	±3
±1,1	0,47	±14	0,42	±45	0,61	±1	0,32
1,7		36		125		11	
		23		105		20	
10	±4	40	±34	80	±36	14	±6
±3	0,44	±25	0,80	±26	0,44	±4	0,42
14	±12	60	±35	120	±33	18	±8
±7	0,80	±22	0,56	±21	0,28	±5	0,45
9,3		27		77		7	
12	±6	100	±26	300	±61	14*	±7
±2	0,46	±9	0,24	±22	0,21	12—15	0,51
12	±4	110	±21	320	±120	14	±6
±2	0,36	±12	0,19	±70	0,37	±3	0,41
5,3		87		230		18	
8,9	±3,3	90*	±56	430	±145	28*	±18
±1,3	0,37	76—110	0,55	±58	0,34	23—33	0,60
8,8		96		300		36	
7,2	±2	150	±48	640	±126	30	±8
±1,1	0,27	±28	0,32	±73	0,20	±4	0,26
14,0	±13,0	132	±56	425	±218	105	±83
±8,7	0,92	±37	0,43	±146	0,51	±56	0,79
0,7		300		750		15	
2,6	±1,2	170	±75	480	±157	18	±6,9
±0,8	0,45	±55	0,44	±115	0,32	±5,0	0,37
10*	±7	90*	±44	260	±160	16*	±13
9,2—11,1	0,59	±8	0,49	±31	0,62	14—18	0,70
8,5*	±6,2	90*	±46	260	±190	17	±12
8—9,3	0,61	±7	0,52	±27	0,73	±2	0,67

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Разновидность гранитов	Sn		г/т						Число проб
				Sn		W		Zn		Pb		
				\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	
1	34	Харалгинский	Лейкократовые	-12	±8	6,3	±2,9	42	±15	26	±6	14
2	34		Биотитовые порфиоровидные	±4	0,7	±1,4	0,46	±7	0,36	±3	0,23	
3	34		Биотитовые м/з	7,3	±2,5	4,8*	±5,7	56	±39	29	±11	15
4	34		Гранит-порфиры	±1,2	0,35	3,1—7,2	0,85	±18	0,69	±5	0,38	
5	34		Гранит-порфиры апик.	6,0		9,1		60		30		6
6	34		Псевдотуфы	10	±8	3,3*	±4,6	69	±23	34	±16	
7	35	Береинский	Лейкократовые	±4	0,74	1,8—5,8	0,90	±12	0,33	±8	0,45	12
8	35		Биотитовые порфиоровидные	6,2		5,1		56		35		
9	35		Гранит-порфиры	5,0		4,4		56		33		6
10	32	Хапчерангинский	Биотитовые порфиоровидные	6,5	±3,3	7,0	±5,6	36	±38	42	±11	
11	32		Гранит-порфиры	±2,4	0,51	±4,1	0,8	±3	1,1	±8	0,25	
12	31	Ингодинский	Лейкократовые	6,0	±1,7	6,6	±4,1	38	±6	38	±11	9
13	31		Биотитовые порфиоровидные	±1,0	0,28	±2,5	0,6	±4	0,16	±7	0,30	
14	31		Мелкозернистые	8,7		3,5		50		40		4
15	31		Гранит-порфиры	9,7*	±14	2,6	±1,8	56*	±72	27	±6	
16	31		Кварцевые порфиры с полево-шпатовой основной массой	7,6—12,3	1,1	±0,7	0,7	44—70	0,99	±2	0,24	23
17	31		Кварцевые порфиры с микрогранитной основной массой	9,1	±4,5	6	±6,7	42	±11	30	±6	
18	31		Кварцевые порфиры с фельзит. основной массой	±2,6	0,50	±3,9	1,1	±6	0,26	±3	0,20	10
19	31		Биотитовые порфиоровидные в целом	6,5		3,5		12		18		
20	31	Харалгинский комплекс	Биотитовые порфиоровидные в целом	11	±5	6	±5,6	31	±11	28*	±24	19
21	31		В целом	±2	0,44	±2	0,94	±5	0,36	23—35	0,72	
22	31		Лейкократовые	115		8,0		25		30		10
23	31		Биотитовые порфиоровидные	11	±4	5,5	±3	41	±22	32	±14	
24	31		Гранит-порфиры	±2	0,38	±1,7	0,5	±13	0,54	±8	0,45	8
25	31		Кварцевые порфиры с полево-шпатовой основной массой	11	±3,8	6,6	±1,3	116	±88	120	±80	
26	31		Кварцевые порфиры с микрогранитной основной массой	±2,6	0,34	±0,8	0,19	±59	0,76	±54	0,66	7
27	31		Кварцевые порфиры с фельзит. основной массой	17		6,5		200		20		
28	31		Биотитовые порфиоровидные в целом	11	±4,3	4,5	±2,3	300	±380	60	±40	73
29	31		В целом	±3,1	0,38	±1,6	0,50	±280	1,2	±30	0,67	
30	31		Лейкократовые	8,0*	±8	3,3*	±4,8	41*	±47	32*	±15	7
31	31		Биотитовые порфиоровидные в целом	7,2—9,0	0,87	2,7—4,1	0,92	37—46	0,93	±3	0,47	
32	31		В целом	9,7	±7	3,7*	±4,8	40*	±38	31*	±14	7
33	31		Лейкократовые	±1,1	0,77	3,2—4,2	0,88	37—44	0,79	±2	0,44	
34	31		Биотитовые порфиоровидные									128

В последних концентрации фтора и всей группы гранитофильных элементов полностью соответствуют их концентрациям в лейкократовых и порфировидных гранитах Харалгинского массива.

Отчетливая дегазация с аналогичными явлениями снижения концентраций ряда элементов фиксируется также в гранит-порфирах апикальной зоны эндоконтакта Хапчерангинского купола. Порфировидные граниты купола, при сходстве их геохимической характеристики с аналогичными гранитами других массивов, характеризуются наиболее высокими концентрациями фтора и олова, что, по-видимому, и находит отражение в наибольшей интенсивности связанного с куполом оловяного оруденения.

В Ингодинском массиве несколько понижены концентрации фтора и редких щелочей в лейкократовых калишпатизированных гранитах и мелкозернистых гранитах (табл. 16). При этом заметного снижения концентраций олова и вольфрама не происходит. Порфировидные граниты массива при столь же высоких концентрациях фтора, как и в гранитах этой фации других массивов комплекса, характеризуются относительно пониженными концентрациями лития (превышающими кларковые в 1,5 раза). Дегазации фации гранит-порфиров закалки в массиве не наблюдается. По-видимому, это связано с тем, что фация представляет флангово-приповерхностные зоны закалки массива, а вся апикальная часть его, где дегазация наиболее вероятно, уничтожена эрозией. Отличительной особенностью Ингодинского массива по сравнению с остальными массивами комплекса являются отчетливо повышенные содержания в гранитах бора.

Наиболее интересны геохимические данные по кварцевым порфирам южной апофизы массива (№ 16, 17, 18, табл. 16). Концентрации фтора и редких элементов в кварцевых порфирах возрастают настолько, что это исключает всякую вероятность формирования апофизы в результате простого инъецирования в протяженную трещину того же расплава, из которого сформировался Ингодинский массив. Кварцевые порфиры — это, несомненно, продукты кристаллизации остаточных расплавов — дифференциатов интрузии, резко обогащенных летучими и редкими элементами. Такие расплавы могли формироваться во внутренних частях магматической камеры интрузии или, что также не исключено, в более глубокой области первоначального зарождения исходных расплавов гипабиссальных харалгинских интрузий.

Содержание фтора в кварцевых порфирах (табл. 16) повышается до 1% и сопровождается интенсивным концентрированием в них редких щелочных элементов, а также бария. Накопление других редких и рудных элементов менее значительно, хотя содержания свинца и цинка по сравнению с гранитами повышается в 3—4 раза.

Можно также полагать, что формирование апофизы сопровождалось дифференциацией внедрявшихся расплавов. Наименьшая концентрация фтора и редких щелочных элементов наблюдается в кварцевых порфирах с полевошпатовой основной массой, слагающих наиболее удаленный участок. Эта разновидность кварцевых порфиров выделяется также наиболее высокими концентрациями бериллия и свинца, а из летучих — высокими концентрациями бора. В кварцевых порфирах с микрогранитной основной массой (а также в закаленной их разновидности — фельзитах) концентрации фтора, редких щелочей и олова еще более повышаются, а содержания бериллия и бора резко падают. Последняя особенность, по-видимому, объясняется переходом этих элементов во флюидную фазу, отщепляющуюся от расплава вследствие его пересыщения летучими в процессе убыстренной кристаллизации тела апофизы.

Приведенные данные свидетельствуют о резких геохимических отличиях гранитов харалгинского комплекса от всех рассмотренных

гранитоидов. В соответствии с высокими концентрациями группы гранитофильных элементов (редкие щелочи, олово, вольфрам, а также тантал и ниобий) такие граниты названы авторами редкометальными (Козлов, Сवादковская, 1972, с. 61). Интрузии редкометальных гранитов практически всегда сопровождаются редкометально-оловянной эндогенной минерализацией разной интенсивности.

В отличие от редкометальных гранитов, как отмечалось выше, в гранитах некоторых массивов ФДИ кыринского комплекса может наблюдаться накопление части рудных редких элементов (олово, вольфрам, в меньшей степени рубидий). В соответствии с неполной ассоциацией концентрирующихся в них гранитофильных элементов такие граниты могут быть названы субредкометальными. Их интрузии, сопровождаемые бедной кварц-касситеритовой минерализацией, редко имеющей промышленное значение, были отнесены авторами к разряду ограниченно рудоносных (Козлов, Сवादковская, 1972). Наконец, гранитные образования, подобные Ингодинской апофизе гранит-порфиров, с необычно высокими концентрациями фтора и редких щелочей, а также высокой концентрацией других гранитофильных элементов могут быть названы по аналогии с приведенными выше разновидностями гранитов ультраредкометальными.

В предложенной Л. В. Таусоном (1974) геохимической классификации гранитоидов редкометальные граниты образуют группу плюмазитовых редкометальных лейкогранитов, а субредкометальные граниты являются лейкократовой ветвью геохимического типа палингенных гранитоидов щелочноземельного ряда (Козлов, Шеремет, Яновский, 1974). В классификации В. И. Коваленко и М. И. Кузьмина (Коваленко и др., 1971; Кузьмин, 1972) ультраредкометальные граниты соответствуют литий-фтористому геохимическому типу. Что же касается субредкометальных и редкометальных гранитов, генетические различия между которыми, по мнению авторов настоящей работы, очевидны, то все они в классификации названных авторов объединены в единый геохимический тип «стандартных гранитов».

Предлагая приведенную, основанную на геохимических признаках терминологию (граниты субредкометальные, редкометальные и ультраредкометальные), авторы не преследовали специальных классификационных целей, а стремились лишь предложить краткие, отражающие геохимическую сущность терминологические различия для гранитов, массивы которых реально различаются интенсивностью сопровождающего редкометально-вольфрам-оловянного и оловянно-сульфидного оруденения.

ГРАНИТОИДЫ АГИНСКОЙ ЗОНЫ

ШАХТАМИНСКИЙ КОМПЛЕКС

Распространенность и геологическая характеристика массивов комплекса

Территория Агинской структурно-формационной зоны сложена в основном песчано-сланцевыми толщами палеозойского (восточная половина территории) и триасового (западная половина) возраста (Кормилицин, 1973, рис. 1, с. 28). Осадочные породы в отдельных участках прорваны гранитоидными интрузиями гипабиссального облика, представляющими главным образом два среднеюрских комплекса Центрального и Восточного Забайкалья — шахтаминский и рудоносный кукульбейский. Количество интрузий обоих комплексов на территории Агинской зоны приблизительно одинаково. По мнению большинства исследователей, их размещение контролируется зонами глубинных разломов. Однако практически трактовка разными авторами этих зон и конкретных разрывных дислокаций, определяющих размещение отдельных интрузий, весьма противоречива, и во многих случаях остается неясным, какие именно разломы определяли положение того или иного массива. Это объясняется прежде всего крайне плохой обнаженностью площадей, сложенных песчано-сланцевыми толщами. Обнаженность гранитных массивов несравненно лучше, хотя в их пределах по площади распространения преобладают крупноглыбовые свалы.

Шахтаминский средне-верхнеюрский комплекс получил название (Ю. А. Билибин) по одноименному массиву Газимурской мезозойской структурно-формационной зоны Восточного Забайкалья. В зоне известны ряд крупных массивов комплекса — Шахтаминский, Курунзулайский, Аленгуевский, Антийский (Сидоренко, 1961; Кириллов, Меньшиков, 1967). Геология и петрология Шахтаминского массива детально рассмотрены в монографии В. В. Сидоренко. Позднее гранитоиды массива были подробно изучены геохимически (Кузьмин и др., 1964). Более полная геохимическая характеристика большинства интрузий комплекса Восточно-Забайкальского региона была получена в результате исследований, проведенных М. И. Кузьминым (Кузьмин, 1966; Кузьмин, Антипин, 1972).

Вместе с тем интрузии шахтаминского комплекса Агинской зоны фактически выпали из поля зрения исследователей, и петролого-геохимические данные по ним в литературе практически отсутствуют. Хотя в настоящее время круг массивов шахтаминского комплекса Агинской зоны определен достаточно подробно в результате геологосъемочных работ ЧТГУ (А. М. Гребенников, А. Ф. Мушников, А. И. Самусин, О. В. Сосницкий, М. И. Тулухонов, А. И. Ширшов и др.), тем не менее для некоторых конкретных районов развития магматитов Агинской зоны до сих пор отсутствуют четкие представления о критериях, позволяющих различить образования шахтаминского и кукульбейского (редкометального) комплексов (Дурулгуевский, Седловский массивы).

Авторами петрологически и геохимически было изучено большинство массивов шахтаминского комплекса в Агинской зоне (см. рис. 2, № 36—47, а также № 48, 49 Газимурской зоны Восточного Забайкалья).

Общий возраст интрузий шахтаминского комплекса определяется как средне-верхнеюрский. По имеющимся очень ограниченным (опубликованным) геохронологическим данным, относящимся к интрузиям Газимурской зоны Восточного Забайкалья, возраст комплекса — от средней до верхней юры (табл. 17). Геохронологические данные по массивам Агинской зоны в литературе практически отсутствовали. Определениями авторов для большинства массивов зоны был зафиксирован нижнеюрский возраст, а для части массивов — среднеюрский до верхнеюрского (Шивандинский, Бугунтуевский). Полученные цифры возраста для ряда массивов полностью соответствуют опубликованным ранее данным других лабораторий (табл. 17, Тургинский массив, а также Дурулгуевский, Хангилайский массивы кукульбейского комплекса).

Таким образом, геохронологические определения фиксируют более древний возраст большинства интрузий шахтаминского комплекса Агинской зоны по сравнению с интрузиями комплекса Газимурской зоны Восточного Забайкалья.

Изучение массивов комплекса в значительной мере облегчалось наличием достаточно полных геологических и петролого-геохимических сведений по эталонному, Шахтаминскому, массиву Газимурской зоны.

Гранитоиды Шахтаминского массива прорывают верхнепалеозойские граниты ундинского комплекса и песчано-сланцевые отложения верхней юры с ороговикованием последних (Сидоренко, 1961). Массив вытянут в субширотном направлении, площадь его 250 км². Среди слагающих массив гранитоидов выделяются породы главной и заключительной (фаза дополнительных интрузий) фаз (Кузьмин и др., 1964). Главная фаза подразделяется на две интрузивные субфазы. Ранняя субфаза представлена группой диоритовых пород (кварц-пироксеновые диориты, кварцевые диориты, кварцевые монзонито-диориты по В. В. Сидоренко). Они слагают небольшие тела среди гранитоидов главной субфазы в области западного эндоконтакта Шахтаминского массива. Более поздняя, главная субфаза представлена связанными постепенными переходами порфиоровидными биотит-роговообманковыми гранитами, гранодиоритами и граносенитами. ФДИ Шахтаминского массива образует небольшое пластовое тело лейкократовых среднезернистых гранитов в зоне южного эндоконтакта массива. Между породами ранней и главной субфаз чаще наблюдаются интрузивные взаимоотношения, реже быстрые постепенные переходы. Согласно М. И. Кузьмину, это свидетельствует о генетической близости пород главной фазы (ранней и главной субфаз).

Количественный минеральный состав гранитоидов Шахтаминского массива, по М. И. Кузьмину и др. (1964), непостоянен (табл. 19). Наибольшие количественные колебания характерны для микроклина, образующего в породах главной субфазы порфиоровидные выделения. В диоритовых породах ранней субфазы темноцветные представлены переменными количествами пироксена, амфибола и биотита; в гранитоидах главной субфазы в составе темноцветных биотит количественно преобладает над роговой обманкой, а пироксен присутствует лишь в реликтах. Следует также подчеркнуть, что Шахтаминский массив практически единственный из интрузий комплекса, в котором уверенно выделяются биотитовые граниты фазы дополнительных интрузий, представляющие, очевидно, поздние внутрикамерные дифференциаты.

Среди массивов шахтаминского комплекса Агинской зоны можно по аналогии с составом гранитоидов Шахтаминского массива выделить две группы интрузий. Массивы первой группы, в которую авторы объединяют массивы и штоки пестрого состава, сложены ассоциацией пород, подобных породам главной интрузивной фазы Шахтаминского массива (ранней и главной субфаз). Вторая группа представлена мас-

Абсолютный возраст гранитоидов шахтаминского и кукульбейского комплексов

№ п/п	Комплекс	Массив, его № на карте (рис. 2)	Минерал, порода	№ обр.	Возраст, млн. лет	Автор	
1	Шахтаминский	Шахтаминский	Гранодиорит		167	В. Г. Круглова; И. Н. Томсон с соавт. (1963)	
2		Букукинские, № 49	Биотит из гранодиорита		150	П. В. Комаров, Н. Г. Демидова (1966)	
3			»		142±5		
4		Тургинский, № 48	Диорит	с-277	152	Г. М. Лобанова; И. Н. Томсон с соавт. 1963	
5			»	хг-4589	277±1,4		
6		Загатайский, № 36	Биотит из диорита	хг-260	181±1	То же	
7			Гранодиорит	хг-1473	185±11		
8		Будуланский, № 40	Диорит	хг-4331	176±1,4	»	
9			Гранодиорит	хг-2333	151±6		
10		Кукульбейский	Шивандинский, № 47	Гранит	хг-4747	160±12	»
11				Мусковит из пегматита		148±8	
12		Саханайский, № 58	» из гранита		150	П. В. Комаров, Н. Г. Демидова (1966)	
13			» из окол. грейзена	3-63	144±5		
14		Дурулгуевский, № 61	Гранит мусковитовый пегматитоносный	Мусковит из пегматита	хг-4121	126	СибГЕОХИ, данные авторов
15	»			159	126±5		
16	Участок Ималка, № 61 а	»	» из грейзена	173	126±5	П. В. Комаров, Н. Г. Демидова (1966)	
17			Гранит	105	128±5		
18	Хангилайский, № 62	Биотит из гранита	Мусковит из грейзена	хг-4146	136±1,3	СибГЕОХИ, данные авторов	
19			» из околорудного грейзена	хг-4146	149±5		
20			Мусковит из грейзена		147±5	То же	
21			» из околорудного грейзена		134±5		
22		Кулиндинская группа, № 64	Гранодиорит	хг-4341	158±1	СибГЕОХИ, авторы	
23			Гранит биотитовый	хг-4730	145±1,5		
24			» мусковитовый пегматитоносный	хг-4155	136±3	»	
25			Мусковит из околорудного грейзена	125-52	140±5		
26	Ононское месторождение, № 64	Седловский № 63	Гранит	хг-4255	131±3	Р. М. Константинов; И. Н. Томсон с соавт. (1963)	
27			Биотит из гранита	хг-4255	148±7		
28			Гранит биотитовый	хг-4768	132±1,6	СибГЕОХИ, данные авторов	

8*

29	Кангинский, № 65	»	»	хг-4756	146±7	»
30			Мусковит из грейзена	64-К-64	164±8	
31	Белухинский, № 71	»	» из рудных жил	2-Б	131±1	Р. М. Константинов с соавт. (1971)
32			Биотит из гранита		146	
33	Олдандинский, № 70	»	Мусковит из грейзена	23-61	136±5	П. В. Комаров, Н. Г. Демидова (1966)
34			» из околорудного грейзена	129-87	126±5	
35	Соктуйский, № 69	»	Лепидомелан из грейзена	35-ск-66	150±6	То же
36			Мусковит из грейзена	55-шг-66	147±6	
37	Шерловогорский, № 68	Тургинский, № 72	Биотит из гранита	30	135±3	Ю. П. Дежин; Р. М. Константинов с соавт. (1971)
38			Гранит амазонитовый	хг-4389	137±6	
39	Этыкинский	»	Амазонит из гранита		149±5	О. П. Полякова; там же
40			Циннвальдит из грейзена	э-37	157±7	
41			» из кварц-амазонитовой жилы	015-ц	130±5	

сивами гранодиоритового состава, которые в преобладающей части сложены порфировидными гранодиоритами, аналогичными гранитоидам главной субфазы Шахтаминского массива (табл. 18).

В группу интрузив пестрого состава входят такие крупные массивы, как Загатайский, Чалотский, Харанашский (рис. 2, № 36, 41, 44), ганашский (рис. 2, № 36, 41, 44), а также ряд мелких штоков (№ 37, 42, 43, 44).

К интрузивам гранит-гранодиоритового состава относятся массивы центральной части Агинской зоны (Гашуновский, Бугунтуевский, Будуланский, Ималкинский — № 39—41, 61а), а также массивы Приилкин-ской и Газимурской зоны (Шивандинские, Тургинский, Букукинские — № 47—49).

Среди пород, составляющих массивы пестрого состава, преобладают диоритовые и габбро-диоритовые разновидности. Судя по результатам более подробного изучения одного из таких массивов, Загатайского, выделяемые разновидности пранитоидов, как правило, характеризуются сложными взаимоотношениями. В эндоконтактовой зоне массива наблюдается чередование связанных постепенными, но быстрыми переходами разновидностей пород преимущественно габбро-диоритового состава: от мелко- и тонкозернистых габбро-диоритов до средне-крупнозернистых диоритов. Встречаются также разновидности мелкозернистых габбро и мелкозернистых гранитов. Вся центральная часть массива сложена монотонными среднезернистыми диоритами и гранодиоритами, номенклатурные различия которых определяются количеством темнопетлистых — в основном биотита и роговой обманки, в диоритовых разновидностях в заметных количествах присутствует пироксен.

Подобными же среднезернистыми роговообманково-биотитовыми диоритами сложен Харанашский массив (рис. 2, № 44), в центральной части которого выделяется участок крупнозернистых роговообманково-биотитовых мегакристаллов, связанных по всем признакам с диоритами постепенными переходами и

Минеральный состав гранитоидов Шахтаминского массива (по М. И. Кузьмину и др., 1964)

Фаза	Субфаза	Разновидность гранитоидов	Содержание минералов, об. %						
			Плагиоклазы	Микроклин	Кварц	Пироксен	Роговая обманка	Биотит	Акцессорные
Главная	Ранняя	Диориты, кварцевые монцодиориты	38—62 (№ 40—45, в краевых зонах № 25—30)	5—25 (микроклин)	1—10	4—20 (гиперстен-авгит)	3—12	3—10	0,8—2,3 (апатит, сфен, циркон, ильменит, магнетит)
	Главная	Гранодиориты, граносиениты и граниты порфировидные	21—52 (№ 36—40, в краевых зонах № 20—25)	18—45	14—30	0,5 (реликты)	3—13	4—18	0,5—2,0 (апатит, сфен, циркон, ортит, магнетит)
ФДИ	—	Граниты биотитовые и лейкократовые	18—22 (№ 25—28)	40—47	30—37	—	0,5	2—4	0,5—1 (апатит, сфен, циркон, ортит, флюорит)

представляющих более кислую фацию дифференциации. Более основными разновидностями сложен Чагольский массив. В его составе преобладают среднезернистые пироксен-роговообманковые габбро и габбро-сиениты. В них существенную роль играют темноцветных играет пироксен.

Большой интерес представляют входящие в группу интрузий пестрого состава мелкие штоки. В их пространственном размещении отчетливо проявляется тяготение к участкам разветвия интрузий биотитовых и лейкократовых гранитов кукльбейского рудоносного комплекса. При этом мелкие штоки, относящиеся, без сомнения, к шахтаминскому комплексу, занимают нередко по отношению к крупным гранитным массивам кукльбейского комплекса отчетливо сателлитовое положение, располагаясь в периферийной области кукльбейских интрузий. Впервые на эту особенность на примере одного из массивов обратил внимание В. В. Потальев (1971, рис. 1, с. 8). Сателлитовое размещение таких массивов нередко было причиной ошибочных выводов относительно их состава и формационной принадлежности. Так, еще со времени опубликования работы О. Д. Левинского (1939), в кукльбейский комплекс неизменно включался известный Куранжинский шток (рис. 2, № 37), расположенный в дальнем ареале Дургулевецкого массива, состав которого почему-то также считался гранитным. Между тем шток нацело сложен мелко- и среднезернистыми породами габбро-диоритового состава, в большинстве своем интенсивно метасоматически измененными. Как известно, к области восточного эндо- и экзоконтакта штока приурочено кварц-вольфрамитовое рудопроявление. Петрографические данные свидетельствуют о том, что измене-

ния пород связаны с воздействием рудоносных, по-видимому, достаточно высокотемпературных флюидов. Они выражаются в интенсивной серицитизации, в первую очередь плагиоклазов, разрушении и хлоритизации темноцветных (роговой обманки, пироксенов), каолинизации полевых шпатов. Участками отмечается калишпатизация — метасоматические новообразования чистого прозрачного калишпата (микроклин). Химически изменения выражаются в первую очередь в привносе калия и выносе натрия, интенсивно проявленных в серицитизированных и калишпатизированных разностях.

Габброидными мелкозернистыми породами сложен также Хингинский (рис. 2, № 42) шток, представляющий группу сателлитовых мелких массивов дальнего ареала Хангилайского массива в центральной части Агинской зоны. К таким же образованиям диоритового состава относится и Седловский шток (№ 43) в ареале Седловского массива кукульбейского комплекса.

Строение массивов гранодиорит-гранитного состава шахтаминского комплекса более простое. Самый крупный из них, Бугунтуевский (рис. 2, № 39) по периферии сложен среднезернистыми слабопорфировидными меланократовыми роговообманково-биотитовыми гранодиоритами, постепенно переходящими в центре массива в порфировидные, среднекрупнозернистые более лейкократовые гранодиориты и граниты, в составе темноцветных которых постоянно присутствует в заметных количествах роговая обманка. Подобными же порфировидными гранодиоритами более лейкократового облика сложен Будуланский массив (№ 40), а в составе Гашуновского массива (№ 38) этой группы интрузий преобладают граниты. Последние два массива представляют, по-видимому, апикальные, слабозернированные зоны гранодиоритовых массивов, подобных Бугунтуевскому.

Порфировидными биотитовыми гранитами сложен также очень слабо эродированный Шивандинский массив, являющийся, вероятно, одним из купольных выступов интрузии гранодиоритового состава, представленных в Пришилкинской зоне рядом сближенных массивов по правобережью р. Ингоды.

Как следует из изложенного, массивы шахтаминского комплекса обычно пространственно разобщены с интрузиями рудоносного кукульбейского комплекса, что прямо указывает на генетическую автономность комплексов. Вместе с тем имеются, в общем немногочисленные, примеры пространственного совмещения интрузий комплексов в пределах одного гранитоидного, очевидно в этом случае гетерогенного, массива. В Агинской зоне к подобным массивам относятся Дурулгуевский и Седловский. В Дурулгуевском массиве (рис. 2, № 61) его восточная часть сложена порфировидными гранодиоритами Ималкинского участка, аналогичными меланократовым гранодиоритам Бугунтуевского массива.

Наиболее частое пространственное совмещение интрузий шахтаминского и кукульбейского комплексов характерно для известного Кукульбейского района, относящегося к западной части Газимурской зоны, в приграничной с Агинской зоной области Центрального Забайкалья. Здесь интрузии шахтаминского и кукульбейского комплексов располагаются в относительной пространственной близости и совмещены в Соктуйском (рис. 2, № 69) и Тургинском (№ 48) массивах. Следствием этого является отсутствие до настоящего времени единой точки зрения относительно формационной принадлежности части размещенных здесь гранитных интрузий. Так, на последней геологической карте Белухинский (№ 71), большая часть Олдандинского массива (№ 70), относимые ранее к кукульбейскому комплексу (Дружинин, Колесниченко, 1964), включены в состав шахтаминского комплекса, что, как будет показано ниже, вряд ли является верным. Особенный интерес представляет Тургинский массив, в котором гранодиоритовые породы шахтамин-

ского комплекса (№ 48) интродуцированы штоками биотитовых амазонитовых гранитов (№ 72) — по всем признакам поздних дифференциатов кукульбейского комплекса.

Петрохимия гранитоидов комплекса

Петрохимическая характеристика комплекса получена по данным около 70 квантометрических силикатных анализов (рис. 28—33).

В диаграмме (рис. 28) использованы данные химических силикатных анализов пород Шахтаминского массива, приведенных в работе В. В. Сидоренко (1961). Выделяемые в массиве диоритовые и гранодиоритовые разновидности ранней и главной субфаз отчетливо разделяются по составу, группируясь в двух разобщенных полях диаграммы, различающихся меланократовостью (параметр b) и щелочностью (параметр a). Различия в содержаниях плагиоклазовой извести незначительны. Диаграмме рис. 28 практически полностью подобна диаграмма рис. 29 пород Загатайского массива, расположенного в самой западной части Агинской зоны и удаленного от Шахтаминского массива более чем на 300 км. Выделяющиеся на диаграммах поля соответствуют субщелочным породам гранодиорит-диоритового ($b=7-10$, $a \approx 15$) и габбро-диоритового ($b=17-20$, $a=8-11$) состава.

Среди разновидностей, слагающих массивы пестрого состава центральной части Агинской зоны (рис. 30), помимо пород, соответствующих по составу двум названным группам, встречаются более кислые, гранодиорит-гранитные субщелочные разновидности ($b=6-3$, $a \approx 15$). Кроме того, более редко встречаются породы группы габбро ($b \approx 30$). Подобная

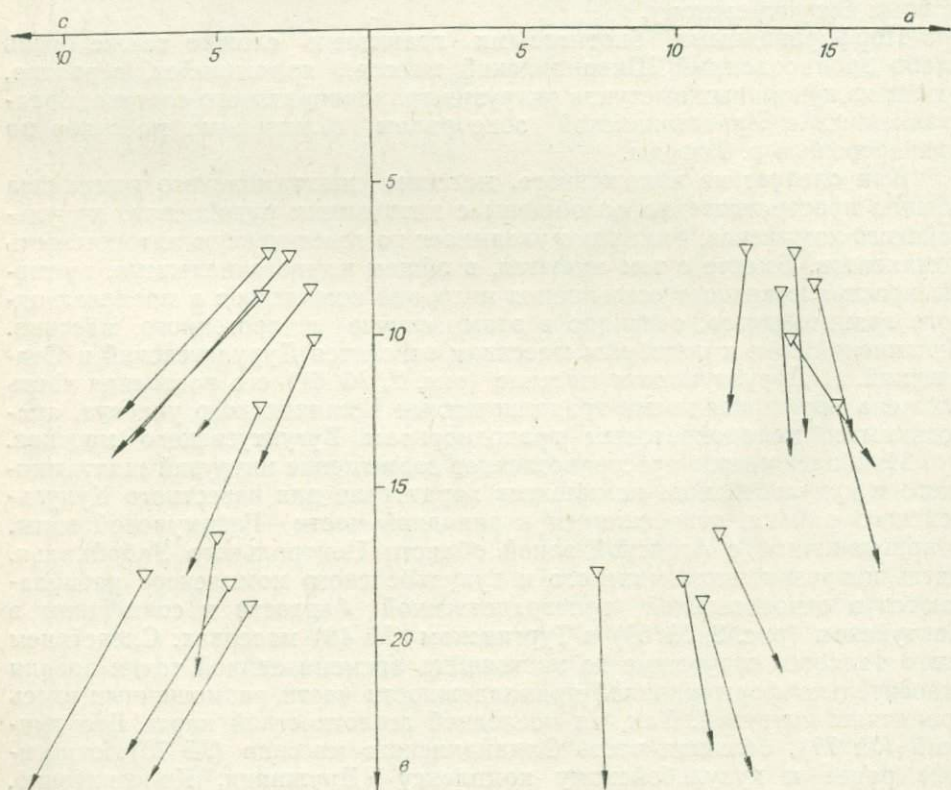


Рис. 28. Петрохимическая диаграмма гранитоидов шахтаминского комплекса. Шахтаминский массив.

разновидность обнаружена также в составе Загатайского массива (рис. 29). В соответствии с повышенной основностью пород они характеризуются в целом повышенным содержанием плагиоклазовой извести ($c = 5-7$).

Рассматриваемым диаграммам близки диаграммы пород Куранжинского штока (рис. 2, № 37) и диорит-гранодиоритов Дурулгуевского массива (рис. 31). Вместе они образуют единый ряд, характеризующийся повышенной щелочностью и относительно низким содержанием полевошпатовой извести. Помимо тех же двух групп, соответствующих по составу ранней и главной субфазам Шахтаминского массива, в породах Ималкинского участка Дурулгуевского массива (№ 61а) выделяется группа меланократовых субщелочных пород промежуточного состава ($b = 15$, $a = 13-15$).

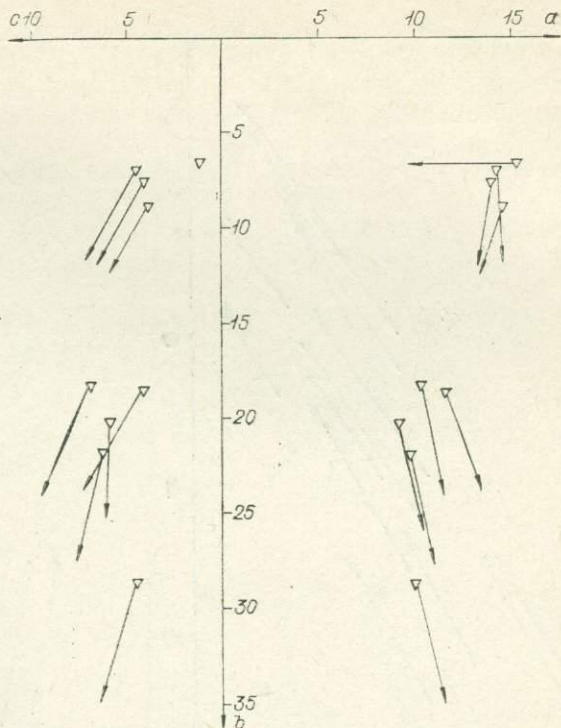


Рис. 29. Шахтаминский комплекс, Загатайский массив (№ 36, рис. 2).

Массивы гранодиоритового состава центральной части Агинской зоны (№ 38—40, рис. 32) занимают то же поле, что и породы главной субфазы Шахтаминского массива, но имеют в среднем более кислый дифференцированный состав, от гранодиоритов до субщелочных гранитов. Наиболее кислые разновидности гранитоидов в этой группе представлены гранит-порфирами мощных даек, являющихся, очевидно, конечными продуктами внутрикамерной дифференциации.

От рассмотренных в предыдущих диаграммах пород гранодиориты Тургинского и мелких Букукинских массивов (резкопорфировидные гранодиориты и гранодиорит-порфиры) заметно отличаются пониженной щелочностью (рис. 33).

В целом породы комплекса характеризуются повышенной ролью в составе темноцветных магния и кальция, что соответствует преобладанию в минеральном составе пироксена и амфибола над биотитом (удлиненные векторы при правом их наклоне в правой части диаграммы).

Гранитоиды комплекса отчетливо подразделяются на две группы (табл. 19, рис. 34), соответствующие составу пород главной субфазы Шахтаминского массива (поле диорит-гранодиоритов) и ранней субфазы (поле габбро-диоритов, габбро-монзонитов). Совершенно очевидно, что повторяемость состава пород пространственно разобщенных массивов комплекса одно из наиболее объективных свидетельств его генетического единства, следствием которого стало формирование интрузий комплекса по единой схеме.

Несмотря на наблюдающееся в пределах каждого массива непостоянство состава пород, следствием которого является значительный разброс точек (рис. 34), средние составы выделяемых в массивах разновидностей характеризуются заметным постоянством (рис. 35). Точки

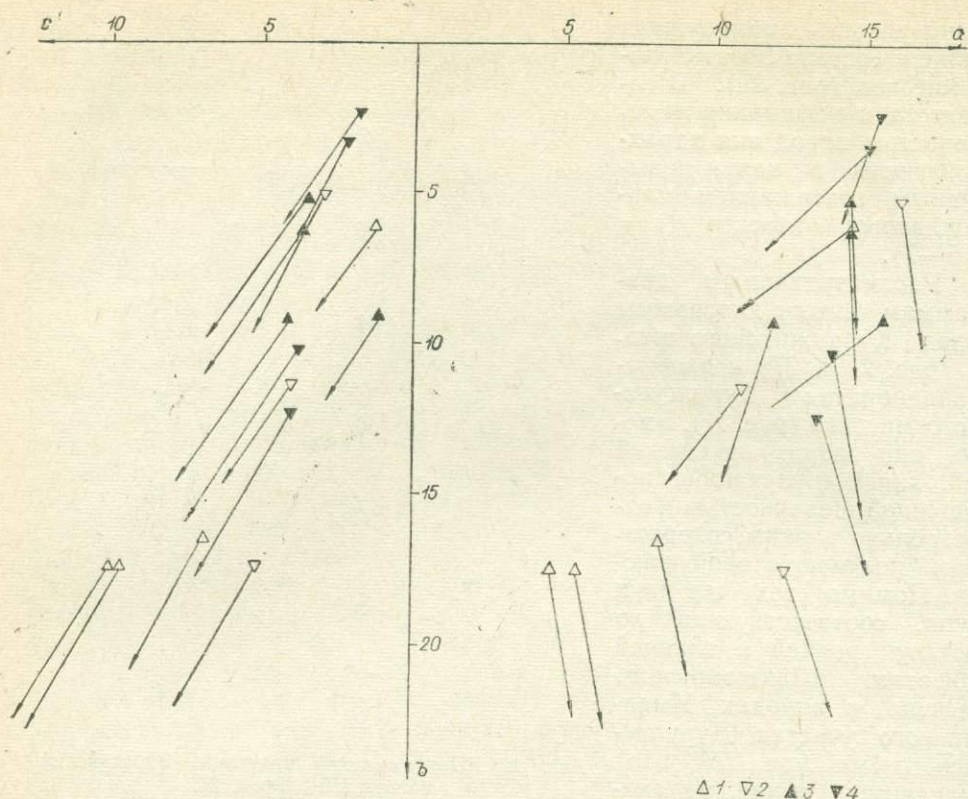


Рис. 30. Шахтаминский комплекс, массивы пестрого состава.
 1 — Хара-Шибирский (№ 46, рис. 2); 2 — Чалотский (№ 41); 3 — Седловский (№ 43) и Хингинский (№ 42); 4 — Хараганашский (№ 44).

среднего состава пород, соответствующих ранней субфазе шахтаминского комплекса, размещаются в пограничной области, переходной от субщелочных габбро-диоритов к габбро-монцонитам. Средний состав Куранжинского штока (№ 37, рис. 2) соответствует габбро-монцонитам. Очевидно, это не является следствием наложенных процессов, так как существенно щелочной состав типичен и для более кислых разновидностей пород шахтаминского комплекса, принадлежащих вместе с Куранжинским штоком к ареалу Дурулгуевского массива (рис. 35, точки № 61а ималкинских диоритов). Фактически только Хара-Шибирский массив (№ 46), относимый к шахтаминскому комплексу, по составу резко отличается от всех пород комплекса необычно низкими концентрациями щелочей. Поэтому его принадлежность к комплексу проблематична. Интересно также отметить, что среди немногочисленных габброидов, представляющих наиболее основные разности комплекса, встречено щелочное габбро-эссекит (Загатайский массив).

Наиболее многочисленная группа среди пород комплекса — диориты и гранодиориты, соответствующие по составу главной интрузивной субфазе Шахтаминского массива. Средние составы всех массивов в этой группе соответствуют щелочноземельному сиениту и граносиениту (рис. 35). В эту же область попадает точка гранодиоритов Антйского массива шахтаминского комплекса, средний состав которого рассчитан Н. С. Вартаковой и др. (1972, табл. 60, с. 203). Исключением является лишь Тургинский (№ 48, рис. 35) массив, сложенный диоритами. Важно также отметить, что камерная дифференциация массивов шахтаминского комплекса приводит к формированию щелочных гранитов (№ 38, 39, рис. 35); точки № 39 в поле щелочных гранитов на диаграмме представ-

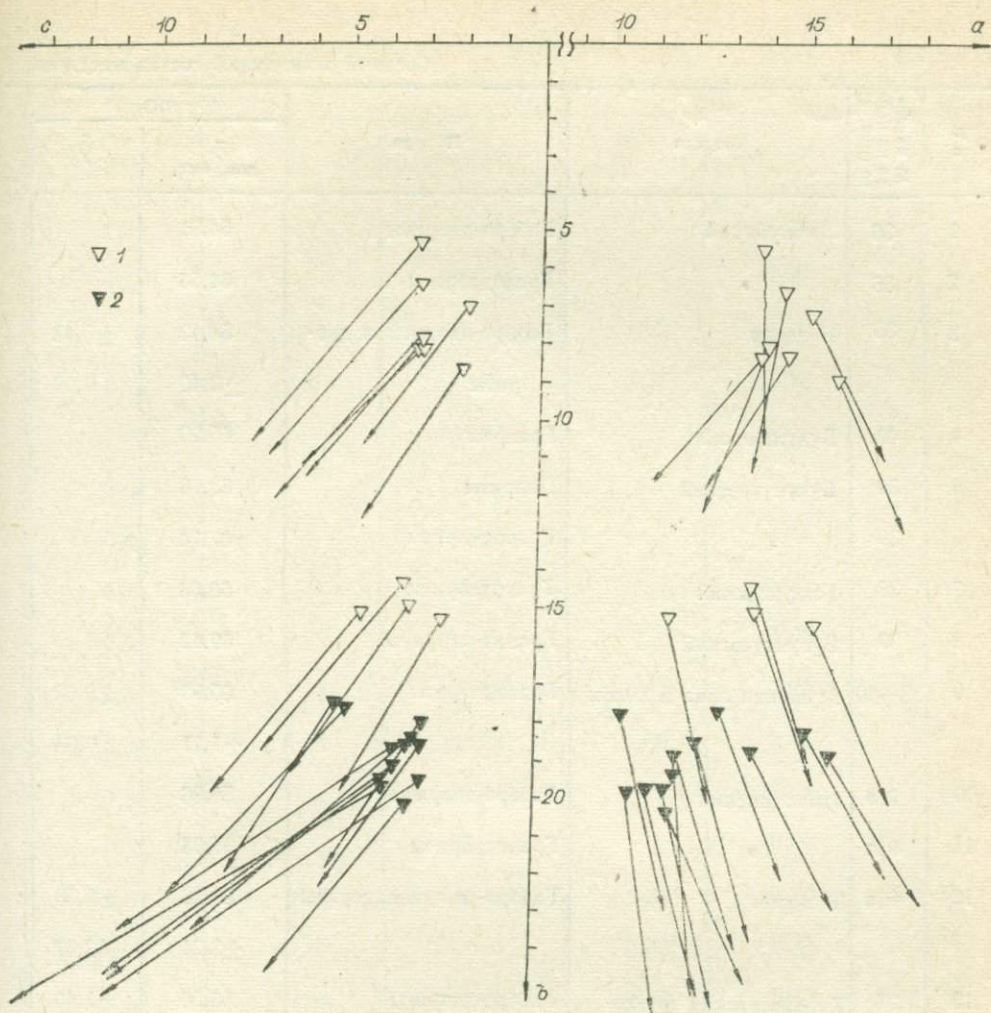


Рис. 31. Шахтаминский комплекс.

Массивы: 1 — Иналкинский (№ 61а, рис. 2); 2 — Куранжинский шток (№ 37).

ляют соответственно граниты главной фазы центральной части Бугунтуевского массива и гранит-порфиры его заключительной фазы.

Удлиненные векторы с правым наклоном в правой части диаграммы свидетельствуют о значительной роли среди темноцветных пироксена и роговой обманки. Точки левой части диаграммы показывают умеренное понижение доли плагиоклазовой извести от основных к более кислым разновидностям комплекса ($c=6-3$, до 2 в гранитах).

Диаграммы (рис. 34, 35) позволяют предполагать, что породы комплекса формировались при непосредственном участии щелочно-базальтоидных магм, определивших его субщелочной характер. Существование в комплексе двух петрохимически отчетливо различающихся групп пород, представляющих в Шахтаминском массиве разные интрузивные субфазы, говорит о том, что породы комплекса вряд ли могут быть продуктом дифференционной эволюции единого (для каждой интрузии или группы сближенных интрузий) магматического очага. В данном случае более правомерно предположение о последовательном формировании по крайней мере двух очагов гибридизированных щелочно-базальтоидных магм: одного раннего и более глубинного и второго, в большей степени гибридизированного гранитным веществом, подобно тому, как

Средний химический состав массивов

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Порода	SiO ₂	
				\bar{C} дов. инт.	S V
1	36	Загагайский	Габбро-диориты	54,91	
2	36	*	Гранодиориты	64,56	
3	36	В целом	Габбро-диориты и диориты	58,13	$\pm 5,48$
4	40	Будуланский	Гранодиориты	$\pm 3,40$	0,09
5	39	Бугунтуевский	Диориты	65,29	
6	39	»	Диориты	63,18	
7	38	Гашуновский	Гранодиориты	67,74	
8	39	Бугунтуевский	Гранодиориты	68,63	
9	38—40	Агинская зона в целом	Гранит-порфиры	69,42	
			Гранодиориты	65,89	$\pm 2,62$
				$\pm 1,11$	0,04
10	61a	Ималкинский	Габбро-диориты	58,86	
11	61a	»	Гранодиориты	65,62	
12	61a	В целом	Габбро- и гранодиориты	63,18	$\pm 3,56$
				$\pm 2,21$	12,67
13	37	Куранжинский шток	Габбро-диориты	56,56	$\pm 1,40$
				$\pm 0,87$	0,02
14	46	Хара-Шибирский	»	54,65	
15	43	Седловский	Диориты	64,36	
16	44	Хараганашский	»	61,64	
17	41	Чалотский	Габбро-диориты	57,21	
18	49	Букукинские	Гранодиорит-порфиры	64,38	
19	48	Тургинский	Диориты	64,10	
20	53	Шахтаминский	Габбро-диориты	58,7	
21	53	»	Гранодиориты	67,57	
22		Комплекс в целом	Габбро-диориты, диориты, гранодиориты	62,20	$\pm 5,44$
				$\pm 1,18$	0,09

шахтаминского комплекса

TiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃	
\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V
1,24		15,69		1,30	
0,81		17,34		0,90	
1,10	$\pm 0,24$	16,24	$\pm 1,16$	1,17	$\pm 0,67$
$\pm 0,15$	0,21	$\pm 0,72$	0,07	$\pm 0,42$	0,57
0,47		16,44		0,75	
0,66		15,70		1,25	
0,43		14,95		0,58	
0,43		15,74		0,62	
0,28		15,76		0,62	
0,51	$\pm 0,13$	15,79	$\pm 0,80$	0,73	$\pm 0,49$
$\pm 0,05$	0,25	$\pm 0,34$	0,05	$\pm 0,21$	0,67
0,82		15,38		1,07	
0,45		15,80		0,52	
0,59	$\pm 0,18$	15,61	$\pm 0,80$	0,73	$\pm 0,38$
$\pm 0,11$	0,30	$\pm 0,50$	0,05	$\pm 0,23$	0,52
1,00	$\pm 0,09$	14,94	$\pm 1,05$	0,84	$\pm 0,42$
$\pm 0,05$	0,09	$\pm 0,65$	0,07	$\pm 0,26$	0,50
1,68		16,67		2,34	
1,02		15,73		1,68	
0,75		15,97		1,15	
1,09		16,22		0,86	
0,50		14,60		0,82	
0,57		15,11		0,59	
0,53		15,79		2,08	
0,48		14,64		1,29	
0,74	$\pm 0,33$	15,74	$\pm 0,88$	0,89	$\pm 0,49$
$\pm 0,07$	0,44	$\pm 0,19$	0,06	$\pm 0,11$	0,55

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Порода	FeO	
				\bar{C}	S
				дов. инт.	V
1	36	Загагайский	Габбро-диориты	5,87	
2	36	»	Гранодиориты	3,83	
3	36	В целом	Габбро-диориты и диориты	5,19 $\pm 0,81$	$\pm 1,30$ 0,25
4	40	Будуланский	Гранодиориты	2,76	
5	39	Бугунтуевский	Диориты	3,20	
6	39	»	Гранодиориты	2,40	
7	38	Гашуновский	Гранодиориты	2,23	
8	39	Бугунтуевский	Гранит-порфиры	1,39	
9	38—40	Агинская зона в целом	Гранодиориты	2,70 $\pm 0,25$	$\pm 0,59$ 0,22
10	61a	Ималкинский	Габбро-диориты	5,15	
11	61a	»	Гранодиориты	2,84	
12	61a	В целом	Габбро и гранодиориты	3,68 $\pm 0,73$	$\pm 1,18$ 0,32
13	37	Куранжинский шток	Габбро-диориты	5,86 $\pm 0,48$	$\pm 0,77$ 0,13
14	46	Хара-Шибирский	»	6,01	
15	43	Седловский	Диориты	2,16	
16	44	Хараганашский	»	3,14	
17	41	Чалотский	Габбро-диориты	5,58	
18	49	Букукинские	Гранодиорит-порфиры	3,09	
19	48	Тургинский	Диориты	3,21	
20	53	Шахтаминский	Габбро-диориты	4,13	
21	53	»	Гранодиориты	2,52	
22		Комплекс в целом	Габбро-диориты, диориты, гранодиориты	3,80 $\pm 0,35$	$\pm 1,61$ 0,43

MnO		MgO		CaO	
\bar{C}	S	\bar{C}	S	\bar{C}	S
дов. инт.	V	дов. инт.	V	дов. инт.	V
0,13		6,78		6,68	
0,08		1,84		3,16	
0,11	$\pm 0,03$	5,17	$\pm 2,95$	5,62	$\pm 1,71$
$\pm 0,02$	0,28	$\pm 1,83$	0,57	$\pm 1,06$	0,30
0,06		1,67		2,74	
0,07		2,61		3,45	
0,05		1,40		2,51	
0,04		0,94		1,60	
0,04		0,68		1,86	
0,06	$\pm 0,02$	1,79	$\pm 3,59$	2,64	$\pm 0,88$
$\pm 0,008$	0,34	1,30—2,45	1,39	$\pm 0,37$	0,33
0,13		4,11		4,84	
0,08		1,75		2,64	
0,10	$\pm 0,02$	2,59	$\pm 1,17$	3,43	$\pm 1,09$
$\pm 0,02$	0,26	$\pm 0,72$	0,45	$\pm 0,67$	0,32
0,19	$\pm 0,09$	5,33	$\pm 1,10$	5,62	$\pm 0,93$
$\pm 0,05$	0,48	$\pm 0,68$	0,21	$\pm 0,57$	0,16
0,22		4,71		8,10	
0,02		1,58		2,27	
0,07		3,72		4,37	
0,12		4,87		6,37	
0,07		4,63		3,90	
0,06		4,45		3,99	
0,08		5,76		5,90	
0,05		2,76		2,96	
0,09	$\pm 0,04$	2,90	$\pm 2,82$	3,62	$\pm 2,06$
$\pm 0,01$	0,51	2,47—3,4	0,76	3,22—4,1	0,50

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Порода	Na ₂ O	
				\bar{C} дов. инт.	S V
1	36	Загатайский	Габбро-диориты	3,71	
2	36	»	Гранодиориты	4,31	
3	36	В целом	Габбро-диориты и диориты	3,86 $\pm 0,23$	$\pm 0,38$ 0,10
4	40	Будуланский	Гранодиориты	4,21	
5	39	Бугунтуевский	Диориты	4,13	
6	39	»	Гранодиориты	4,23	
7	38	Гашуновский	Гранодиориты	4,03	
8	39	Бугунтуевский	Гранит-порфиры	4,59	
9	38—40	Агинская зона в целом	Гранодиориты	4,15 $\pm 0,09$	$\pm 0,21$ 0,05
10	61a	Ималкинский	Габбро-диориты	3,84	
11	61a	»	Гранодиориты	3,54	
12	61a	В целом	Габбро- и гранодиориты	3,72 $\pm 0,36$	$\pm 0,58$ 0,16
13	37	Куранжинский шток	Габбро-диориты	3,31 $\pm 0,74$	$\pm 1,19$ 0,36
14	46	Хара-Шибирский	»	1,65	
15	43	Седловский	Диориты	4,04	
16	44	Хараганашский	»	4,00	
17	41	Чалотский	Габбро-диориты	3,63	
18	49	Букукинские	Гранодиорит-порфиры	3,96	
19	48	Тургинский	Диориты	3,31	
20	53	Шахтаминский	Габбро-диориты	3,48	
21	53	»	Гранодиориты	3,61	
22		Комплекс в целом	Габбро-диориты, диориты, гранодиориты	3,83 $\pm 0,11$	$\pm 0,52$ 0,14

	K ₂ O		P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма	Число проб
	\bar{C} дов. инт.	S V				
	2,09		0,42	1,00	99,82	6
	3,46		0,13	0,61	101,03	3
	2,36	$\pm 1,20$	0,31	0,75	100,01	9
	$\pm 0,74$	0,51				
	4,13		0,20	0,78	99,50	5
	3,97		0,17	0,70	99,09	5
	3,98		0,11	0,59	98,97	3
	4,56		0,07	0,61	99,50	4
	3,96		0,06	0,95	99,61	3
	4,16	$\pm 0,35$	0,12	0,71	99,25	17
	$\pm 0,15$	0,08				
	3,75		0,23	0,65	98,83	3
	4,46		0,14	0,47	98,31	5
	4,19	$\pm 0,39$	0,19	0,54	98,55	9
	$\pm 0,24$	0,15				
	4,16	$\pm 0,62$	0,35	1,55	99,71	9
	$\pm 0,39$	0,15				
	1,37		0,21	1,75	99,36	3
	3,87		0,36	2,38	99,47	3
	3,35		0,19	0,52	98,77	2
	2,60		0,52	0,45	99,52	5
	3,18		0,11	0,62	99,86	2
	3,34		0,15	0,69	99,57	5
	2,30		0,24		99,03	5
	4,10		0,10	0,68	100,76	5
	3,51	$\pm 0,97$	0,20	0,66	98,18	59
	$\pm 0,21$	0,28				

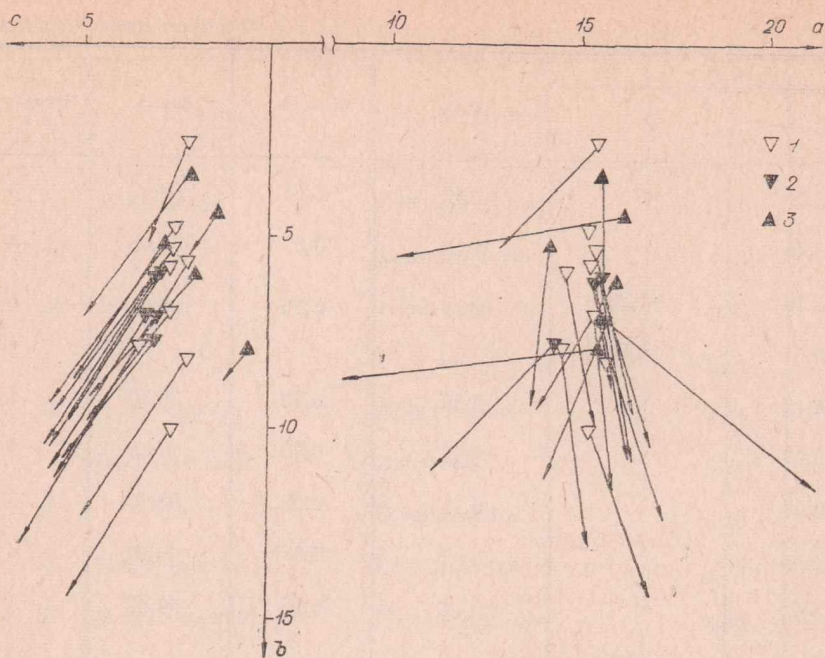


Рис. 32. Шахтаминский комплекс, массивы гранодиоритового состава.
 1 — Бугунтуевский (№ 39, рис. 2); 2 — Будуланский (№ 40); 3 — Гашуновский (№ 38).

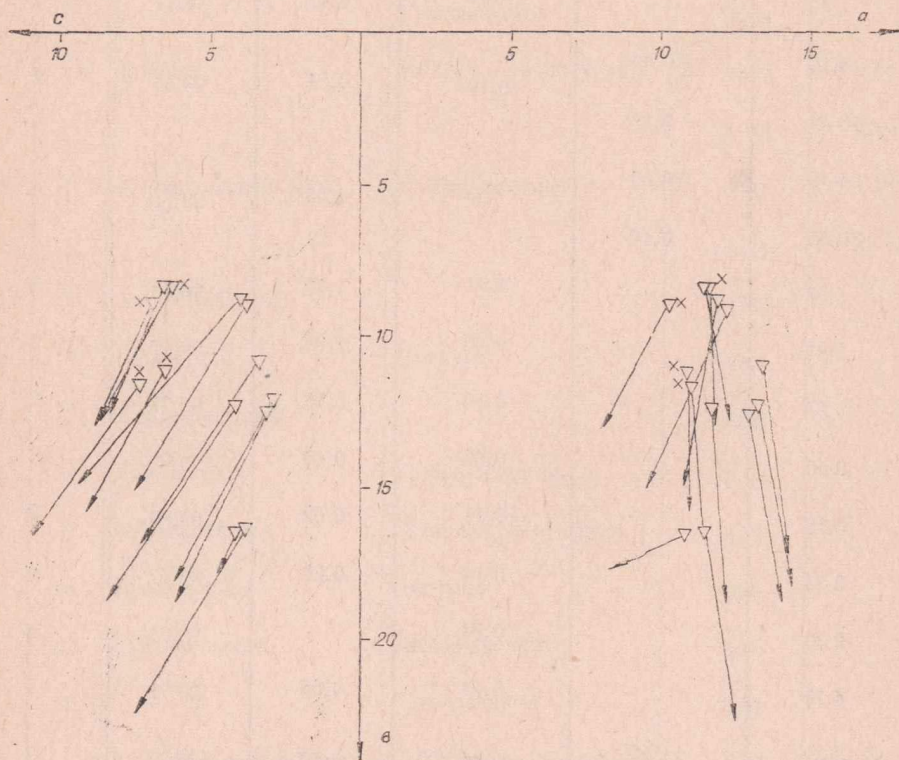


Рис. 33. Шахтаминский комплекс, Тургинский (№ 48, рис. 2) и Букукинские (№ 49) массивы. X — данные химических силикатных анализов (по литературным источникам).

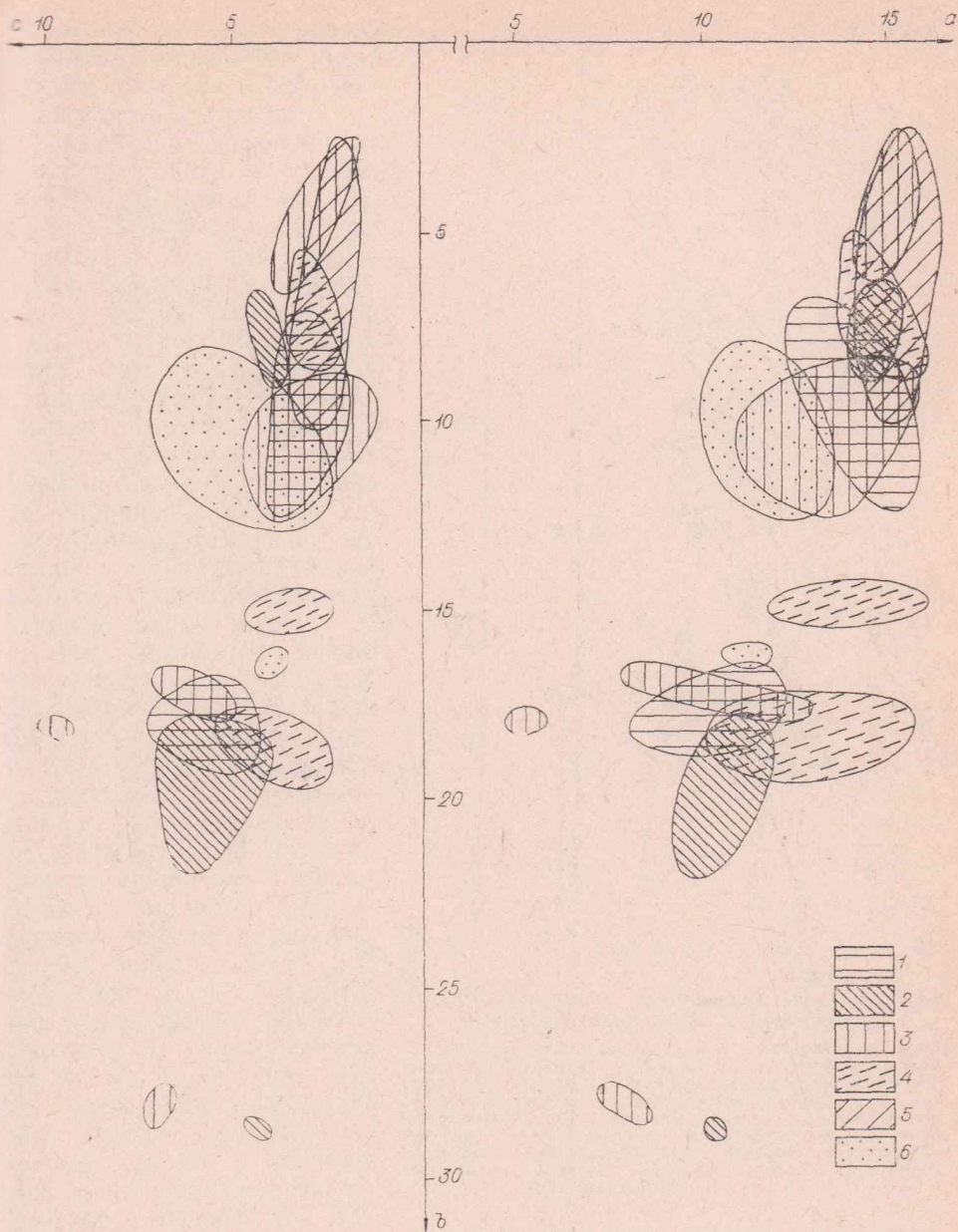


Рис. 34. Ареалы фигуративных точек массивов и их групп шахматинского комплекса на петрохимической диаграмме.

1 — Шахматинский; 2 — Загатайский; 3 — массивы пестрого состава; 4 — Куранжинский шток и Иналкинский массив; 5 — массивы гранодиоритового состава центральной части Агинской зоны; 6 — Тургинский и Букукинские массивы.

это изложено, например, в работе В. М. Даценко (1972). Применима в данном случае также гипотеза Ю. А. Кузнецова (Kuznetsov, 1964) и Э. П. Изоха (1971) о медленной вертикальной миграции магматических очагов, возникавших в период тектоно-магматической активизации в участках внедрения по зонам разломов щелочно-базальтоидных магм и изменявших свой состав за счет усвоения материала гранитного слоя в процессе эволюционного развития и подъема к поверхности. Тесное переплетение в пределах даже небольших штоков пород более основно-

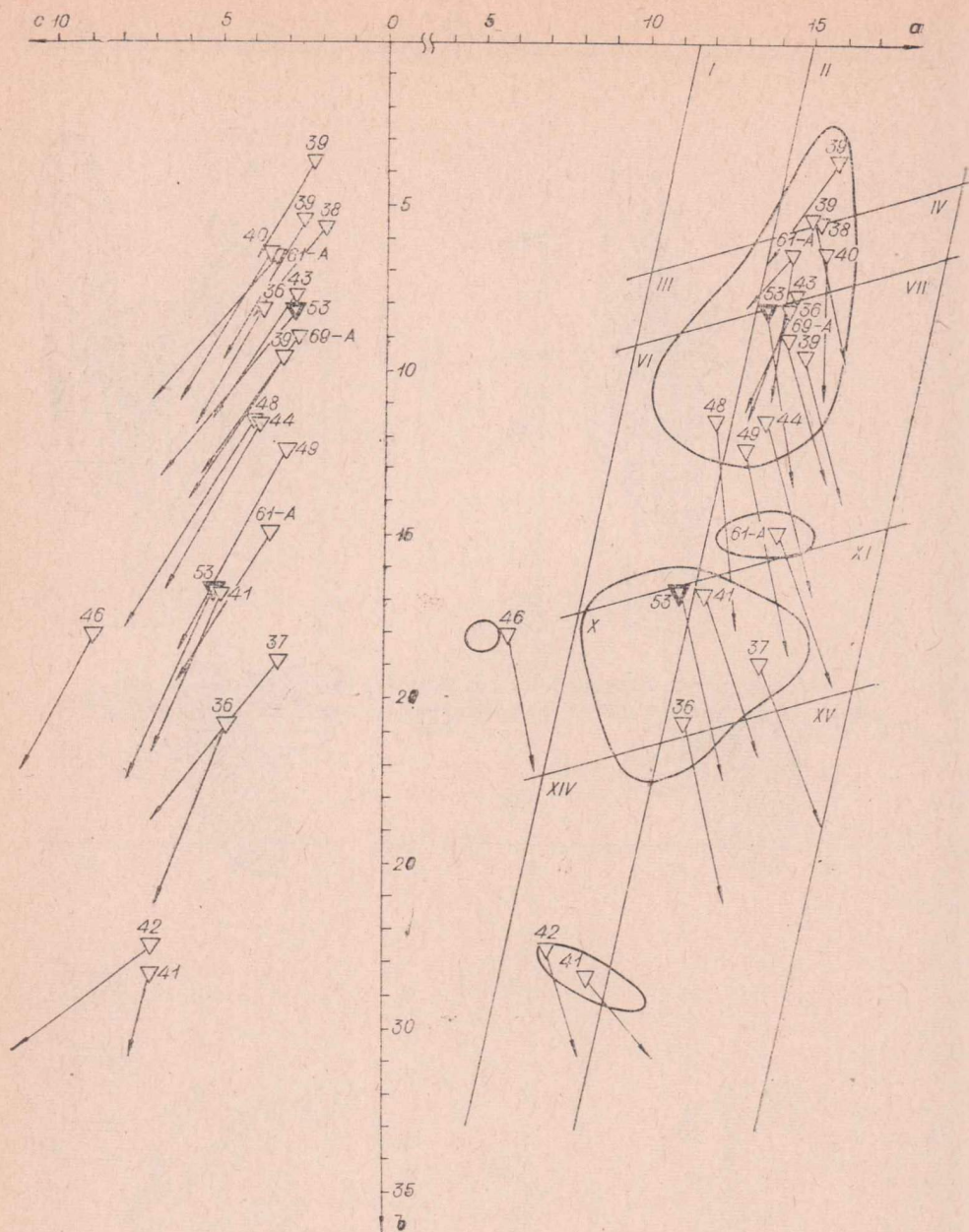


Рис. 35. Сводный ареал точек шахтаминского комплекса и средние составы массивов (номера точек соответствуют номерам массивов на рис. 2).

Жирным контуром выделены составы пород Шахтаминского массива. Римскими цифрами обозначены поля: I — гранитов, II — щелочных гранитов, III — гранодиоритов, IV — граносиенитов, VI — диоритов, VII — щелочноземельных сиенитов, X — габбро-диоритов, XI — габбро-монзонитов, XIV — габбро, XV — эссекситов.

го и существенно кислого состава свидетельствует о том, что формирование таких очагов сопровождалось последовательным или близко-одновременным внедрением расплавов разного состава и, вероятно, с разных глубинных уровней. Наиболее распространенные гранитоиды главной интрузивной фазы (субфазы) — продукты дифференциации крупных, судя по их объему, в значительной мере гомогенизированных интрузий,

расплавы которых сформировались на заключительной стадии развития магматических очагов комплекса.

Аналогичные выводы позволяет сделать петрохимическая диаграмма рис. 36: по содержанию кремнекислоты породы комплекса представлены не габбро-диоритами и диорито-сиенитами, как следует из рис. 35, а диоритами — диорито-сиенитами и гранодиоритами — граносиенитами соответственно. В этом номенклатурном противоречии сказывается, очевидно, типично гибридный характер пород комплекса, несущих в себе признаки как щелочно-базальтоидных, так и гранитоидных серий.

Из диаграммы видно, что породам ранней субфазы Шахтаминского массива (№ 53) близки габбро-диориты Загатайского и Чалотского массивов. Все гранодиоритовые разновидности главной фазы массивов Агинской зоны по сравнению с аналогичными породами Шахтаминского массива характеризуются более высокой щелочностью (за счет повышенных концентраций калия) и относятся к граносиенитам (№ 39, 40, 43, 49, рис. 36). По содержанию кремнекислоты породы Гашуновского массива (№ 38) и крупных даек гранит-порфиров Бугунтуевского массива (№ 39) относятся к гранитам (субщелочным). В целом уровень накопления кремнекислоты в наиболее поздних и лейкократовых дифференциатах комплекса невысок.

Геохимическая характеристика гранитоидов комплекса

Гранитоиды комплекса содержат отчетливо пониженные относительно кларковых количества таких гранитофильных элементов, как редкие щелочи, бериллий и фтор (табл. 20), кларковые количества цинка и свинца. В то же время в них повышены содержания олова, вольфрама, бария и особенно стронция. Последняя особенность отражает повышенную основность пород комплекса. Характерной чертой являются повышенные концентрации в гранитоидах комплекса бора.

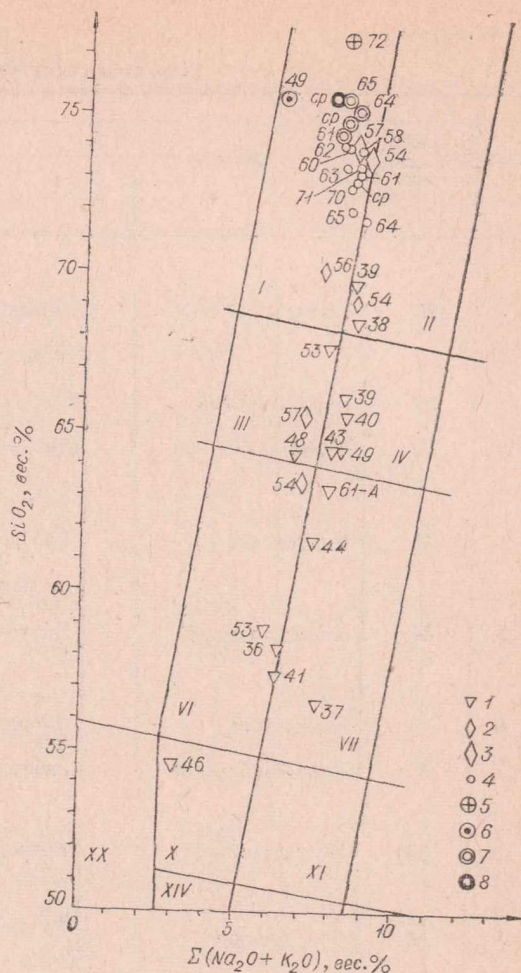


Рис. 36. Диаграмма соотношения SiO_2 — $\Sigma(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ в гранитоидах Агинской зоны.

1 — шахтаминский комплекс; 2—3 — борщевочный комплекс (2 — граниты главной фазы, 3 — граниты заключительных фаз); 4—7 — граниты кукульбейского комплекса (4 — биотитовые порфировидные главной фазы, 5 — амазонитовые, 6 — кварцевые порфиры ультраредкометалльные, 7 — мусковитовые пегматитоносные); 8 — мусковитовые грейзенизированных куполов; ср. — средние составы по комплексу. Римскими цифрами обозначены поля гранитоидов (см. рис. 35).

Характеристика редкометального состава гранитоидов

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Порода	Na	
				\bar{C}	S
				дов. инт.	V
<i>Массивы пест</i>					
1	36	Загатайский	Габбро-диориты и диориты	2,9 ±0,2	±0,3 0,10
2	37	Куранжинский	Габбро-диориты	2,2	
3	41	Чалотский	Диориты	2,5 ±0,1	±0,1 0,06
4	42	Хингинский	Габбро-диориты и диориты	2,7	
5	44	Хараганашский	Диориты-гранодиориты	3,1 ±0,2	±0,2 0,07
6	43	Седловский	Диориты	3,0	
7	46	Хара-Шибирский	Габбро-диориты	1,9	
<i>Массивы гранодиоритового состава</i>					
8	39	Бугунтуевский	Гранодиориты кр/з	3,1 ±0,07	±0,15 0,05
9	40	Будуланский	То же	3,1 ±0,15	±0,2 0,06
10	38	Гашуновский	Граниты кр/з	3,0 ±0,1	±0,2 0,05
11	61a	Ималкинский	Диориты, гранодиориты кр/з	2,6 ±0,08	±0,1 0,05
12	39	Бугунтуевский	Гранит-порфиры	3,2	
13	48	Тургинский	Диориты и гранодиориты ср/з	2,5 ±0,1	±0,2 0,08
14	49	Букукинские	Гранодиориты ср/з	2,5 ±0,3	±0,5 0,18
15	47	Шивандинский	Граниты биотитовые ср/з	3,3 ±0,07	±0,08 0,02
16	53	Шахтаминский	Габбро-диориты		
17	»	»	Гранодиориты кр/з	2,8	
18		Среднее по массивам пестрого состава	Габбро-диориты и диориты	2,7 ±0,1	±0,4 0,16
19		Среднее по массивам гранодиоритового состава	Гранодиориты	2,7 ±0,08	±0,3 0,12

шахтаминского комплекса (Агинская зона)

Таблица 20

%				г/т	
K		F		Li	
\bar{C}	S	\bar{C}	S	\bar{C}	S
дов. инт.	V	дов. инт.	V	дов. инт.	V
<i>рого состава</i>					
2,4 ±0,3	±0,6 0,24	0,05 ±0,006	±0,001 0,24	38 ±8	±14 0,37
3,4		0,09		87	
2,1 ±0,7	±0,8 0,40	0,05 ±0,01	±0,02 0,40	27 ±7	±8 0,32
1,8		0,07		25	
3,0 ±0,3	±0,4 0,13	0,05 ±0,02	±0,02 0,37	22 ±6	±7 0,31
2,9		0,14		47	
1,1		0,05		23	
<i>ритового состава</i>					
3,2 ±0,1	±0,2 0,07	0,06 ±0,008	±0,02 0,27	37 ±4	±8 0,21
3,2	±0,15	0,05	±0,005	26	±6
±0,1	0,05	±0,004	0,10	±5	0,22
3,4	±0,3	0,06	±0,02	37	±8
±0,2	0,10	±0,02	0,34	±6	0,20
3,5	±0,1	0,06	±0,008	50	±12
±0,05	0,02	±0,005	0,14	±7	0,25
3,3		0,04		32	
2,6	±0,4	0,07	±0,02	36	±8
±0,2	0,13	±0,01	0,29	±4	0,23
2,8	±0,5	0,05	±0,02	44	±14
±0,3	0,18	±0,02	0,51	±9	0,32
3,3	±0,1	0,06	±0,004	21	±5
±0,1	0,04	±0,003	0,07	±4	0,25
2,6		0,08		28	
3,9		0,08		33	
2,4	±0,8	0,06	±0,03	31*	±22
±0,2	0,33	±0,08	0,49	27—36	0,59
3,1	±0,4	0,06	±0,02	39	±12
±0,1	0,14	±0,004	0,31	±3	0,30

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Порода	Rb	
				\bar{C} дов. инт.	S_V
<i>Массивы пест</i>					
1	36	Загатайский	Габбро-диориты и диориты	100	± 33
2	37	Куранжинский	Габбро-диориты	± 19	0,32
3	41	Чалотский	Диориты	220	
4	42	Хингинский	Диориты	100	$\pm 0,53$
5	44	Хараганашский	Габбро-диориты и диориты	± 43	0,54
6	43	Хараганашский	Диориты-гранодиориты	57	
7	46	Седловский	Диориты-гранодиориты	125	± 14
8	39	Хара-Шибирский	Диориты	± 11	0,11
9	40	Хара-Шибирский	Габбро-диориты	86	
10	38	Бугунтуевский	Гранодиориты кр/з	120	± 9
11	40	Будуланский	То же	± 5	0,07
12	38	Гашуновский	Граниты кр/з	130	± 10
13	61a	Ималкинский	Диориты, гранодиориты кр/з	± 8	0,08
14	39	Бугунтуевский	Гранит-порфиры	150	± 36
15	48	Тургинский	Диориты и гранодиориты ср/з	± 26	0,24
16	49	Букукинские	Гранодиориты ср/з	140	± 10
17	47	Шивандинский	Граниты биотитовые ср/з	± 6	0,07
18	53	Шахтаминский	Габбро-диориты	120	
19		Среднее по массивам пестрого состава	Габбро-диориты и диориты	150	± 30
20		Среднее по массивам гранодиоритового состава	Гранодиориты	± 16	0,20
21			Габбро-диориты	120	± 33
22			Гранодиориты кр/з	± 20	0,28
23			Граниты биотитовые ср/з	130	± 4
24			Габбро-диориты	$\pm 3,4$	0,03
25			Гранодиориты кр/з	110	
26			Габбро-диориты и диориты	180	
27			Гранодиориты	105	± 57
28				± 16	0,54
29				135	± 26
30				± 6	0,19

г/т							
Be		Sr		Ba		B	
\bar{C} дов. инт.	S_V	— дов. инт.	S_V	\bar{C} дов. инт.	S_V	\bar{C} дов. инт.	S_V
<i>рого состава</i>							
1,9	$\pm 1,0$	520	± 100	1120	± 240	45	± 28
$\pm 0,6$	0,52	± 60	0,20	± 140	0,22	± 16	0,64
2,6		240		650		75	
3,4	$\pm 0,8$	400	± 110	670	± 100	57	± 40
$\pm 0,7$	0,24	± 90	0,27	± 85	0,15	± 33	0,70
1,4		240		680		28	
2,9	$\pm 0,4$	400	± 220	850	± 350	30	± 10
$\pm 0,3$	0,13	± 180	0,55	± 300	0,42	± 8	0,32
3,2		800		2500		10	
0,8		150		300		44	
<i>ритового состава</i>							
3*	$\pm 0,6$	520	± 97	730	± 160	28	± 16
2,7—3,2	0,19	± 50	0,18	± 80	0,21	± 8	0,58
3,1	$\pm 0,15$	420	± 160	970	± 82	17	± 5
$\pm 0,1$	0,05	± 130	0,38	± 67	0,08	± 4	0,31
3,8	$\pm 1,0$	360	± 130	630	± 140	25	± 16
$\pm 0,8$	0,26	± 83	0,32	± 100	0,22	± 12	0,65
2,8	$\pm 0,5$	300	± 150	850	± 270	31	± 11
$\pm 0,3$	0,18	± 85	0,49	± 160	0,32	± 7	0,38
3		550		750			
$\pm 0,2$	0,12	± 90	0,45	± 74	0,29	71*	± 105
3,0	$\pm 0,8$	380	± 110	1330	± 430	21	± 7
$\pm 0,5$	0,27	± 70	0,29	± 270	0,32	± 4	0,3
4,3	$\pm 0,4$	420	± 170	800	± 180	32	± 11
$\pm 0,3$	0,09	± 140	0,41	± 150	0,22	± 9	0,34
2,0		Н. д.		Н. д.		Н. д.	
2,3		»		»		»	
2,3	$\pm 1,1$	400	± 210	810*	± 570	42	± 31
$\pm 0,3$	0,47	± 60	0,51	700—940	0,60	± 9	0,73
2,9*	$\pm 0,7$	400	± 150	750*	± 360	28*	± 56
2,8—3,1	0,23	± 33	0,38	680—820	0,44	23—33	1,4

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Порода	Sn	
				\bar{C}	S
				дов. инт.	V
<i>Массивы пест</i>					
1	36	Загатайский	Габбро-диориты и диориты	10	± 16
				± 9	1,6
2	37	Куранжинский	Габбро-диориты	6,7	
3	41	Чалотский	Диориты	4,6	± 3
				± 2	0,64
4	42	Хингинский	Габбро-диориты и диориты	28	
5	44	Хараганашский	Диориты-гранодиориты	2,5	$\pm 0,8$
				$\pm 0,7$	0,35
6	43	Седловский	Диориты	1,5	
7	46	Хара-Шибирский	Габбро-диориты	~ 20	

Массивы граноди

8	39	Бугунтуевский	Гранодиориты кр/з	4,0	$\pm 0,5$
				$\pm 0,2$	0,11
9	40	Будуланский	То же	6,7	$\pm 2,1$
				$\pm 1,7$	0,31
10	38	Гашуновский	Граниты кр/з	3,5	$\pm 0,7$
				$\pm 0,5$	0,21
11	61a	Ималкинский	Диориты, гранодиориты кр/з	5,5	$\pm 2,1$
				$\pm 1,2$	0,37
12	39	Бугунтуевский	Гранит-порфиры	3,7	
13	48	Тургинский	Диориты и гранодиориты ср/з	3,6	$\pm 1,2$
				$\pm 0,7$	0,34
14	49	Букукинские	Гранодиориты ср/з	3,7	$\pm 1,2$
				$\pm 0,8$	0,33
15	47	Шивандинский	Граниты биотитовые ср/з	5,9	$\pm 2,9$
				$\pm 2,4$	0,49
16	53	Шахтаминский	Габбро-диориты	7,3	
17	»	»	Гранодиориты кр/з	2,4	
18	Среднее по массивам пестрого состава		Габбро-диориты и диориты	5,7*	± 22
				4,2—7,8	1,7
19	Среднее по массивам гранодиоритового состава		Гранодиориты	4,1*	$\pm 1,7$
				3,7—4,4	0,39

г/т						Число проб
W		Zn		Pb		
\bar{C}	S	\bar{C}	S	\bar{C}	S	
дов. инт.	V	дов. инт.	V	дов. инт.	V	
<i>рого состава</i>						
0,5	$\pm 0,2$	61	± 14	32	± 12	10
$\pm 0,1$	0,29	± 8	0,23	± 7	0,38	
3,6		120		21		4
1,9	$\pm 1,3$	81	± 78	16	± 6	6
$\pm 1,1$	0,68	± 64	0,96	± 5	0,37	
1,6		89		6		5
3,6	$\pm 2,8$	63	± 48	16	± 5	6
$\pm 2,3$	0,77	± 40	0,76	± 4	0,29	
н. о.		60		16		3
1,5		150		4		3

оритового состава

2,8	$\pm 1,9$	58	± 12	20	± 4	12
$\pm 0,1$	0,70	± 6	0,21	± 2	0,19	
1,6	$\pm 0,3$	57	± 15	22	± 4	6
$\pm 0,2$	0,17	± 12	0,26	± 3	0,19	
4,3	$\pm 2,9$	46	± 11	19	± 2	7
$\pm 2,1$	0,67	± 8	0,24	± 2	0,12	
1,4	$\pm 0,8$	44	± 8	27	± 5	10
$\pm 0,5$	0,58	± 4	0,17	± 3	0,19	
Н. д.		48		30		3
1,8	$\pm 1,1$	48	± 14	25	± 8	11
$\pm 0,6$	0,6	± 8	0,29	± 5	0,33	
1,6	$\pm 0,7$	80	± 44	23	± 5	9
$\pm 0,5$	0,47	± 27	0,55	± 3	0,22	
4,8	$\pm 8,0$	48	± 7	28	± 5	6
$\pm 6,5$	1,7	± 6	0,14	± 4	0,18	
Н. д.		54		13		37
»		40		24		
1,3*	$\pm 3,5$	80*	± 1300	19	± 12	37
1,0—1,7	1,5	61—104	4,4	± 3	0,63	
1,8*	$\pm 1,7$	52*	± 23	23	± 6	55
1,7—2,1	0,78	48—56	0,42	± 2	0,26	

Как было показано при обсуждении геохимии сохондинского комплекса, в повышенных концентрациях бария отражается связь со щелочно-базальтоидными магмами. Связь с базальтоидами фиксируется также в повышенных содержаниях бора (Фоминых, Знаменский, 1973), которые, как показывают данные табл. 20, существенно меняются от массива к массиву, отражая, по-видимому, различия в интенсивности потоков летучих глубинного происхождения в разных участках зон глубинных разломов.

Отчетливо проявлены геохимические различия двух групп интрузий комплекса — более основных пестрого состава и группы массивов диорит-гранодиоритового состава (табл. 20).

Первые отличаются заметно более низкой концентрацией гранитофильных элементов — редких щелочей, бериллия, вольфрама. Вместе с тем геохимически отчетливо прослеживается их более тесная и непосредственная связь со щелочно-базальтоидными магмами, выражающаяся в заметно более высоких по сравнению с гранитоидами второй группы интрузий содержаниях бора. Более высоки в них и концентрации олова, что также соответствует представлениям последнего времени о глубинном источнике этого элемента (Барсуков, Дмитриев, 1972; Барсуков, Дмитриев, Удинцев, 1974; Говоров, 1973; Говоров и др., 1972). Наконец, в массивах пестрого состава повышены содержания цинка, концентрирующегося преимущественно в темноцветных минералах (Козлов, 1969).

В породах гранодиоритового состава из типичных гранитофилов слабо концентрируются лишь рублидий и бериллий. Не отмечается сколько-нибудь существенного накопления этих элементов и в наиболее кислых дифференциатах комплекса — гранитах главной фазы Гашуновского и Шивандинского массивов и гранит-порфирах Бугунтуевского (№ 39) массива (см. рис. 36). Содержания рублидия в гранитах этих массивов не достигают даже кларковых концентраций. Это находится в хорошем соответствии со субщелочным характером гранитов. В менее щелочных гранодиоритах Шахтаминского массива рублидий накапливается более интенсивно. Низкая степень концентрации гранитофильных элементов в кислых гранитоидах, относящихся к субщелочному ряду, по сравнению с их плюмазитовыми аналогами была показана в работе (Козлов, Шеремет, Яновский, 1975).

Вместе с тем для кислых разновидностей шахтаминского комплекса характерно концентрирование вольфрама. Это отчетливо видно, если сравнить средние данные для группы массивов пестрого и диорит-гранодиоритового состава (№ 18, 19 табл. 20), и особенно если проанализировать данные по отдельным массивам. Концентрации вольфрама резко повышены в наиболее лейкократовых гранитах комплекса (Гашуновский, Шивандинский массивы — № 10 и 15 табл. 20). Это полностью соответствует обсуждавшейся выше особенности массивов сохондинского комплекса, гранитоиды которого также имеют субщелочной характер и несут признаки связи со щелочно-базальтоидными магмами. Таким образом, полученные материалы позволяют сделать заключение о заметном концентрировании вольфрама в кислых дифференциатах субщелочных гранитоидных серий. С этой особенностью, очевидно, прямо связана вольфрамоносность части интрузий золото-молибденового пояса, в пределах которого мезозойские гранитоидные серии относятся к субщелочному ряду (Козлов, Шеремет, Яновский, 1975).

Из рассмотренных интрузий пестрого состава несколько выделяется Куранжинский шток (№ 2 табл. 20), в породах которого повышены концентрации фтора, лития, рублидия, олова, вольфрама. Хотя в таблицу

включены данные по наименее измененным разновидностям габбро-диоритов (точнее, габбро-монзонитов), повышенные концентрации названных элементов в них объясняются, несомненно, влиянием наложенной гидротермальной проработки пород интрузии, в наиболее измененных, полностью серицитизированных и хлоритизированных разностях которых концентрации фтора повышаются в среднем до 0,17%, лития — до 110, рубидия — 270, олова — 72 (!) г/т и еще более высоки, включая бериллий, в зонах околорудных грейзенов. В данном случае в отличие от примера автометасоматической проработки фельзитов Ингодинской апофизы (см. раздел «Геохимические особенности гранитоидов харалгинского комплекса»), наложенный характер гидротермального метасоматоза отчетливо фиксируется увеличением концентраций рассматриваемых элементов синхронно с возрастанием степени гидротермальной проработки пород, однозначно определяющейся микроскопически по интенсивности позднего калиевого метасоматоза, серицитизации и хлоритизации (см. раздел «Шахтаминский комплекс»). Куранжинский шток и ассоциирующее с ним кварц-вольфрамитовое (Левицкий, 1939) рудопроявление авторы склонны рассматривать как редкий пример геологического свидетельства реального существования автономных от магматических расплавов высокотемпературных флюидов глубинного происхождения, имевших существенно калиевый характер и насыщенных фтором, редкими и рудными элементами.

В связи с затронутым вопросом не меньший интерес представляют данные по штоку — сателлиту Седловского массива (№ 6 табл. 20), в диоритах которого необычно высоки концентрации фтора. При этом особенно важным обстоятельством является отсутствие в них всяких признаков концентрирования гранитофильных элементов. Помимо того, что диориты штока прямо свидетельствуют о глубинном источнике высоких концентраций фтора, их пример показывает, что широко известные свойства этого элемента как минерализатора, соединения которого способствуют концентрации редких элементов, проявляются не в глубинных, а в гипабиссальных условиях и в существенно кислых расплавах.

Интересны и некоторые другие геохимические данные по мелким интрузиям шахтаминского комплекса пестрого состава. Так, обращают на себя внимание очень высокие концентрации олова в габбро-диоритах Хингинского массива (№ 4 табл. 20), принадлежащего дальнему ареалу рудоносного Хангилайского массива кукульбейского комплекса. Несомненно, мелкие интрузии шахтаминского комплекса заслуживают более детального изучения, особенно в связи с вопросом об источниках летучих и рудных компонентов в рудоносных гранитных системах.

В заключение следует остановиться на харашибирских габбро-диоритах (№ 7 табл. 20), которые петрохимически резко отличаются от пород других массивов (рис. 36). Геохимические отличия их от других интрузий комплекса не менее очевидны: в них очень низки концентрации всех элементов, за исключением олова, что весьма сближает их с континентальными базальтоидами толентового ряда (Пополитов, Философова, 1972).

В целом рассмотренные петрохимические и геохимические данные свидетельствуют об отчетливой связи гранитоидов шахтаминского комплекса Агинской зоны со щелочными базальтоидами. К особенностям комплекса, определяющим геохимический облик пород, относятся весьма низкие концентрации фтора, редких щелочей и бериллия, высокие содержания бора, повышенные — олова и вольфрама (особенно в кислых дифференциатах), стронция и в ряде случаев бария.

БОРЩЕВОЧНЫЙ КОМПЛЕКС

Распространенность и геологическая характеристика массивов комплекса

К борщевочному комплексу, известному также под названием цаган-олуевского, к собственно Агинской зоне относится один крупный массив — Халзанский (№ 54, рис. 2), расположенный вблизи границы с МНР, в области сочленения Даурской и Агинской структурно-формационных зон.

Остальные изученные массивы, Кангинский и Борщевочный (№ 56 и 57), относятся к Пришилкинской структурно-формационной зоне, ее восточно-забайкальской части. В состав комплекса авторами включен также небольшой Лискинский купол (№ 55, рис. 2), относящийся к ареалу Дурулгуевского массива кукульбейского комплекса.

Происхождение комплекса дискуссионно. Известно, что граниты Халзанского массива интродуцируют песчано-сланцевые толщи перми. Возраст массива по биотиту гранитов и мусковиту из пегматитов оценивается в 132—146 млн. лет (Лесняк, Семенов, 1963). Борщевочный и Кангинский массивы прорывают древние кристаллические сланцы и девонские отложения (Милькевич, 1969). Возраст массива оценивается как верхнеюрский. Приведенные в сводке Р. В. Лесняка и Б. Н. Семёнова два определения по биотиту из гранитов показали возраст 178 и 145 млн. лет. Ряд определений возраста Борщевочного массива приводится в монографии Н. С. Вартановой и др. (1972), согласно которым возраст гранитов, определенный калий-аргоновым методом, составляет 124—140 млн. лет (три определения) и 112—118 млн. лет (два определения). Возраст по монациту (данные Н. Е. Залашковой) 125—130 млн. лет. Имеется одно определение, давшее результат в 220 млн. лет по биотиту.

Ранее рассматриваемые массивы включались в состав цаган-олуевского комплекса Центрального и Восточного Забайкалья (Интрузивные комплексы Забайкалья, 1964), происхождение которого в настоящее время связывается с процессами мезозойской гранитизации и анатексиса древних купольно-гнейсовых структур. На последней геологической карте Забайкалья борщевочный комплекс, гранитоиды которого носят отчетливо интрузивный характер, выделен из состава цаган-олуевского комплекса Восточного Забайкалья. Массивы последнего в большей степени сохранили первоначальные черты гранито-гнейсовых куполов, несмотря на интенсивные калиевый метасоматоз и анатексис периода мезозойской тектоно-магматической активизации, сопровождавшиеся омоложением домезозойских гранитов (Синица, 1965).

Строение **Халзанского массива** (рис. 37) детально рассмотрено в работах Ю. И. Темникова (Темников, Грузова, 1972; Темников, 1971). Согласно прилагаемой схеме, главная фаза массива представлена биотитовыми крупно- и среднезернистыми порфировидными гранитами, неоднородными по составу, а в эндоконтактах с породами девона и силура — огнейсованными роговообманково-биотитовыми гранодиоритами (содержание темноцветных 10—12%) с интенсивно проявленным анатексисом, выражающимся в формировании пластовых тел мощностью 1—3 м разнозернистых биотитовых гранитов с нечеткими, размытыми контактами. В участках с сохранившимися останцами кровли вмещающие алевролиты и филлиты интенсивно изменены, инъецированы гранитным материалом (мигматизация), калишпатизированы. Таким образом, характер контактов массива с более древними породами явно указывает на его принадлежность к разряду по крайней мере мезоабиссальных интрузий (Баддингтон, 1963). К центральным частям массива гранодиориты постепенно сменяются порфировидными биотитовыми

гранитами, в которых гнейсоватость выражена значительно слабее, хотя полностью не исчезает. Для гранитов чрезвычайно характерен калишпатовый метасоматоз с отчетливым замещением плагиоклаза и других минералов породы, интенсивность которого различна в разных участках. Местами граниты приобретают облик полностью гомогенизированных крупнозернистых слабопорфировидных разновидностей с едва различимой субпараллельной ориентировкой биотита. Содержание последнего составляет 5—7%, роговая обманка обычно отсутствует.

В составе массива Ю. И. Темников выделяет фазу дополнительных интрузий, представленную пластовыми телами среднезернистых, мелко-среднезернистых, разноминеральных биотитовых и двуслюдяных гранитов. В работе Ю. И. Темникова и Л. Г. Грузовой (1972) они названы пегматоидными благодаря часто наблюдающейся микропегматоидной структуре и ассоциации с ними пегматитовых тел.

Полевое изучение этих гранитов показало, что с породами главной фазы они связаны обычно маломощной переходной зоной, в пределах которой зернистость пород быстро уменьшается. Для мелко-среднезернистых гранитов обычны неясно-порфировидная структура благодаря редким небольшим таблитчатым выделениям калишпата и нередко гнейсовидная текстура. Граниты фазы дополнительных интрузий имеют гранитовую структуру, часто субпараллельную ориентировку чешуек слюды и анхизвтектический состав, являясь, по всем признакам, достаточно гомогенизированными лейкократовыми выплавками. В соответствии с этим калишпатизация для них не характерна и развита только в переходных зонах, связывающих тела мелко-среднезернистых гранитов с гранитами главной фазы. В наиболее лейкократовых разновидностях мелко-среднезернистых гранитов появляется микропегматитовая структура. С участками таких гранитов связано развитие жиллообразных и дайкообразных тел микропегматитов и пегматитов, залегающих как в мелкозернистых, так и в крупнозернистых гранитах главной фазы. В мелкозернистых встречаются крупные участки двуслюдяных (с мусковитом) разновидностей, которые связаны с биотитовыми гранитами совершенно постепенными переходами. Типичная особенность этих разновидностей — присутствие граната (альмандин). Отмечено, что раз-

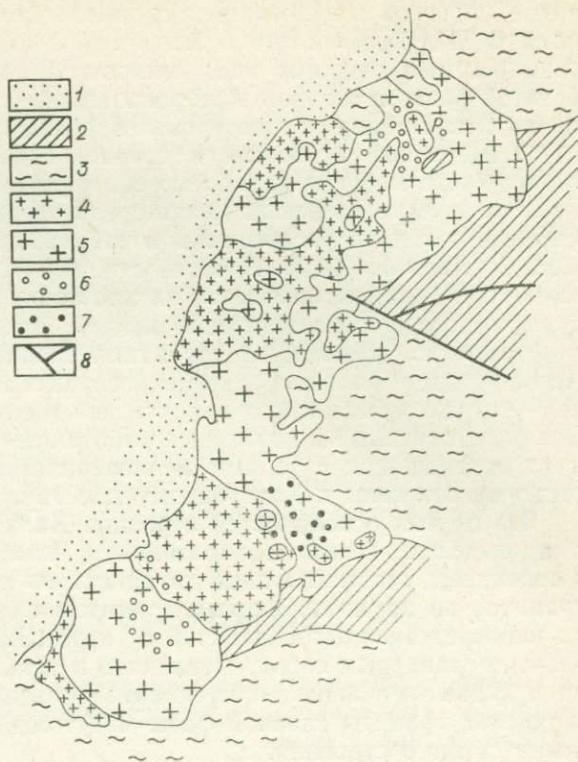


Рис. 37. Геологическая схема Халзанского массива по Ю. И. Темникову, Л. Г. Грузовой (1972, составлена с использованием материалов А. Н. Ефимова, Е. А. Белякова, Н. П. Чабана).

1 — современные отложения; 2 — песчаники и сланцы (P); 3 — алевродиты, филлиты, углистые сланцы, кварциты (S-D); 4 — граниты мелко-среднезернистые биотитовые и двуслюдяные; 5 — граниты биотитовые средне-крупнозернистые порфировидные; 6 — микроклиновые пегматиты; 7 — микроклиновальбитовые пегматиты; 8 — разрывные нарушения, P — участок редкометалльных мелко-среднезернистых гранитов.

вите участков двуслюдяных гранитов более характерно для южного поля ФДИ, выделяемого в Халзанском массиве. Именно с этими разновидностями связаны поля микроклин-альбитовых пегматитов с небогатой редкометальной минерализацией (см. рис. 37). Микроклиновые пегматиты связаны с биотитовыми разновидностями ФДИ (северное поле).

Отмеченные особенности средне-мелкозернистых гранитов ФДИ Халзанского массива полностью соответствуют тем особенностям строения тел пегматитоносных мелко-среднезернистых гранитов Казахстана, которые детально рассмотрены в работах А. Н. Лукашева и др. (1972) и Е. В. Негрей (1972). В частности, типичными для тел мелко-среднезернистых гранитов являются их пластовая форма, изменчивость структуры и постепенные переходы между отдельными разновидностями, отсутствие на контактах с гранитами главной фазы зон закалки и т. п. Ассоциация с фазой средне-мелкозернистых гранитов пегматитовых тел — также чрезвычайно характерное явление (Лукашев и др., 1971). Все рассмотренные в названных работах детали размещения пегматитов и их соотношения с телами мелкозернистых гранитов могут быть без оговорок отнесены к Халзанскому массиву.

Из других особенностей строения Халзанского массива, связанных с процессами пегматитообразования, необходимо отметить развитие в отдельных участках фаций двуслюдяных и существенно мусковитовых гранитов по крупнозернистым гранитам главной фазы массива, в зоне их непосредственных контактов с крупными останцами вмещающих песчано-сланцевых пород. Последние в таких участках также интенсивно мусковитизированы, а мусковитизированные огнейсованные крупнозернистые граниты главной фазы могут содержать маломощные шпильры пегматоидного строения.

Аналогичные явления мусковитизации огнейсованных гранодиоритов главной фазы с пегматитообразованием в зоне непосредственного контакта с вмещающими песчано-сланцевыми породами и интенсивной мусковитизацией последних наблюдаются также в западном контакте **Кангинского массива** (рис. 2, № 56), обнаженном в обрывах левого берега р. Онона, вблизи его слияния с р. Ингодой. Массив сложен в основном огнейсованными среднезернистыми гранодиоритами с участками более лейкократовых, также огнейсованных биотитовых гранитов, содержащих немногочисленные тела мелко-среднезернистых биотитовых гранитов с гнейсовидной текстурой, аналогичных гранитам Халзанского массива. В южной части Кангинского массива выделяется овальное субширотное тело биотитовых гранитов кукульбейского комплекса (Мало-Кангинский массив, № 65). В зоне его экзоконтактов во вмещающих гранитах борщевочного комплекса, а частью в песчано-сланцевых породах палеозоя развиты пластовые тела пегматитоносных мелко-среднезернистых полосчатых двуслюдяных и мусковитовых гранитов (с гранатом), относящихся также к кукульбейскому комплексу. Таким образом, в Кангинском массиве наблюдается тесное пространственное совмещение гранитных тел, относящихся к двум разным интрузивным формациям. Значение этого явления будет рассмотрено ниже.

О Борщевочном массиве авторы располагают ограниченным материалом по разрезам, составленным А. В. Татариновым, изучавшим миароловые пегматиты. Согласно данным А. В. Татаринова, генеральный разрез Борщевочного массива в его западной части имеет следующий вид. Эндоконтактные зоны массива сложены крупно- и среднезернистыми огнейсованными гранитами, среди которых встречаются двуслюдяные разновидности. Граниты могут содержать пластовые, дайкообразные тела среднезернистых биотитовых и двуслюдяных гранитов, обычно огнейсованных. Центральная часть массива сложена крупнозернистыми биотитовыми гранитами лейкократового, типично «кукульбейского» облика, с округлым темным морионовым кварцем. Следы огней-

сованности в этих гранитах обнаруживаются с трудом. По наблюдениям А. В. Татаринова, крупнозернистые лейкократовые граниты прорывают мелкозернистые биотитовые граниты и, таким образом, представляют наиболее позднюю, гомогенизированную и лейкократовую фазу массива. Если придерживаться принятой для Халзанского массива терминологии, среди гранитов ФДИ Борщевочного массива можно выделить раннюю субфазу биотитовых мелко-среднезернистых гранитов и позднюю субфазу средне-крупнозернистых лейкократовых гранитов. Согласно приведенным в монографии Н. С. Варгановой и др. (1972, табл. 12, с. 68—69) данным, в составе среднезернистых гранитов ранней фазии Борщевочного массива резко преобладает плагиоклаз (39%, № 26—30), среднее содержание кварца составляет 27%, калишпата — 25, биотита — около 8, роговой обманки — 0,1%. Мелко-среднезернистые биотитовые граниты и порфириовидные граниты характеризуются переменными соотношениями калишпата и плагиоклаза при обычном преобладании первого (35—40%), содержат около 25—30% кварца и 2—6% биотита. Наконец, наиболее лейкократовые из порфириовидных — морионовые граниты — являются существенно калишпатовыми и содержат 24% кварца, 46 — калишпата, 25 — плагиоклаза, около 4 — биотита и 0,5% — мусковита.

Петрохимия гранитоидов комплекса

Петрохимические особенности гранитоидов комплекса рассматриваются по данным 130 квантометрических силикатных анализов (рис. 38—39). Наиболее полно изучена петрохимия гранитов Халзанского массива. Гранитоидам массива свойственно заметное непостоянство состава, что соответствует отмечавшейся их минеральной гетерогенности (рис. 38). Преобладают разности гранитного состава, граундиориты эндоконтакта малочисленны и характеризуются повышенным значением параметра b (8—10). Калишпатизация вызывает обычно возрастание параметра a . Отличительной особенностью подавляющего большинства гранитоидов массива является их пресыщенность глиноземом, что выражается в пологих удлинённых влево векторах в правой части диаграммы. В левой части диаграммы отчетливо видно, что все без исключения граниты ФДИ и связанные с ними тела микропегматитов характеризуются резко пониженным значением параметра c (1—0,5), что соответствует кислому составу плагиоклазов в этих разновидностях (альбит-олигоклаз № 5—15). При этом связь между количеством плагиоклазовой извести и меланократовостью пород в гранитах ФДИ полностью отсутствует, и они имеют стабильно кислый состав плагиоклазов независимо от содержания в гранитах слюд (параметр $b=1-7$). В гранитоидах главной фазы содержание плагиоклазовой извести заметно колеблется в зависимости от интенсивности калишпатизации, которая приводит к выносу кальция и раскислению плагиоклазов. Наиболее лейкократовые разновидности гранитов ФДИ, встреченные в одном участке, представлены близкими к эвтектическим редкометальными гранитами (см. раздел «Геохимия гранитоидов борщевочного комплекса»).

Диаграмма рис. 39 (Кангинский и Борщевочный массивы) подобна в главных деталях диаграмме гранитоидов Халзанского массива. В целом гранитам Кангинского и Борщевочного массивов свойственна большая гомогенность, и разброс точек на диаграмме невелик. Точно так же, как и в Халзанском массиве, граниты ФДИ имеют кислый состав плагиоклаза и отличаются высокой глиноземистостью.

Гранитам ФДИ Халзанского и Борщевочного массивов петрохимически подобны граниты Лискинского купола (рис. 2, № 55).

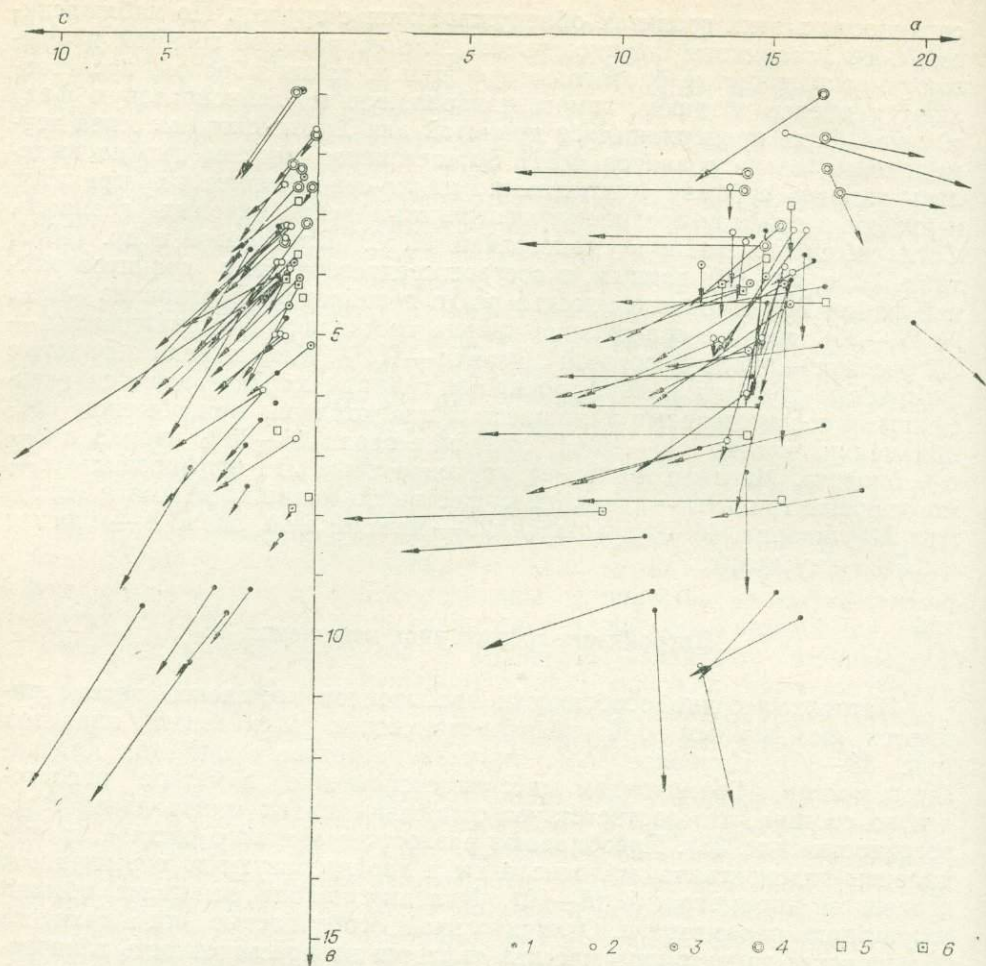


Рис. 38. Петрохимическая диаграмма гранитов борщевочного комплекса. Халзанский массив (№ 54, рис. 2).

1 — граниты крупнозернистые огнейсованные; 2 — граниты биотитовые средне-мелкозернистые; 3 — граниты двуслюдяные средне-мелкозернистые; 4 — граниты лейкократовые редкометальные; 5 — микропегматиты биотитовые; 6 — микропегматиты мусковитовые.

Среди гранитоидов борщевочного комплекса гранитоиды Борщевочного и Кангинского массивов выделяются отчетливо более низкой щелочностью (рис. 40), что объясняется пониженными концентрациями в них натрия (табл. 21). Халзанский массив отличается от массивов Борщевочной группы более кислым составом слагающих его гранитоидов; в этой особенности проявляется интенсивная калишпатизация гранитов массива.

Наиболее информативны данные сводной диаграммы (рис. 41), из которой видно, что из всех разновидностей Халзанского массива петрохимически резко выделяются неизменные гранодиориты эндоконтактных зон (№ 54а табл. 21); к ним близки гранодиориты Борщевочного массива (№ 57а). От гранитоидов поздних фаз они отличаются повышенными при сравнительно умеренной меланократовости содержаниями полевошпатовой извести, чем подчеркивается гораздо более основной состав этих гранитоидов по сравнению с гранитами ФДИ. Удлиненные ориентированные вниз вектора фиксируют повышенные содержания в них магния, что соответствует присутствию в составе темноцветных роговой обманки.

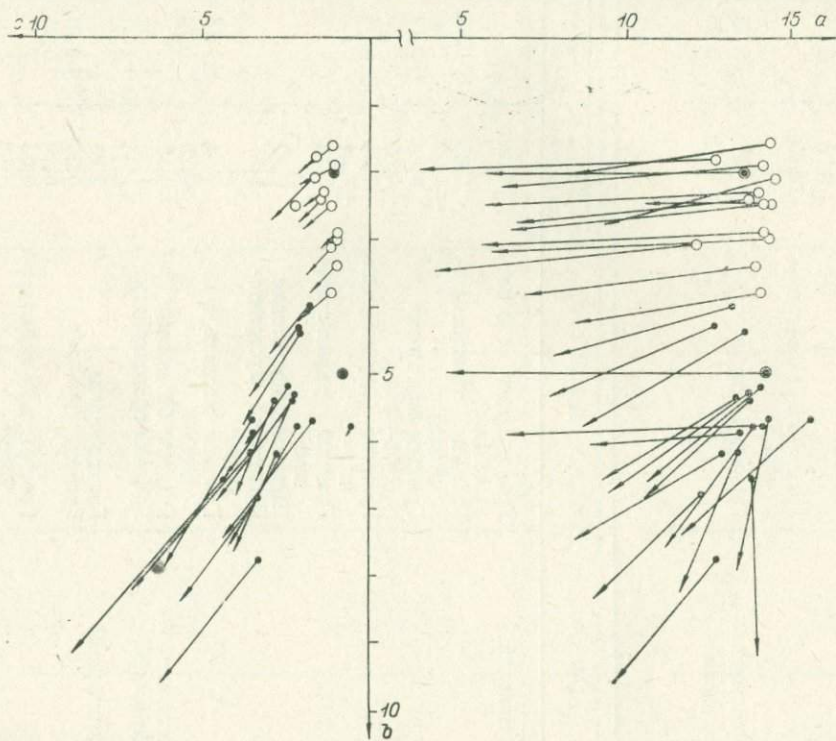


Рис. 39. Борщевочный комплекс, Кангинский и Борщевочный массивы (№ 56 и 57, рис. 2). Условные обозначения см. рис. 38.

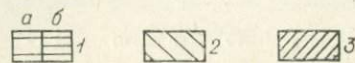
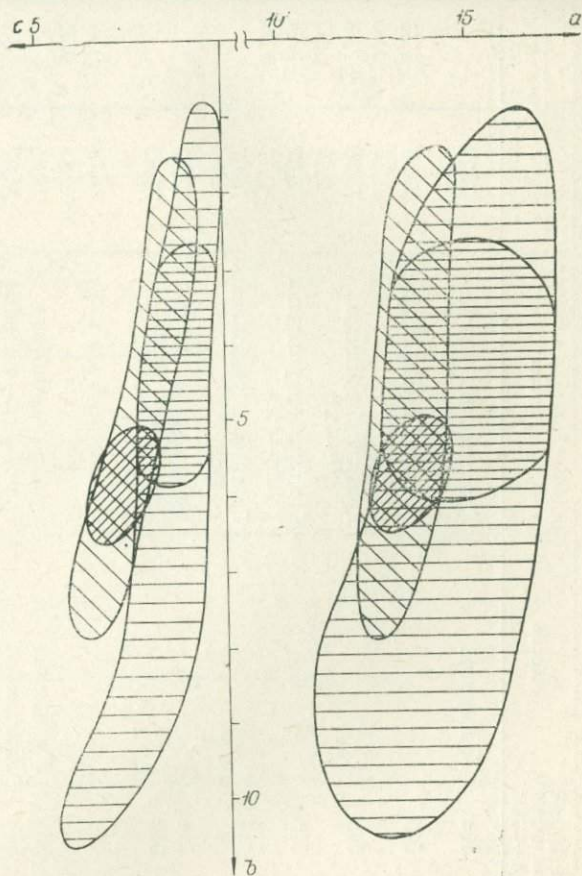


Рис. 40. Ареалы фигуративных точек массивов борщевочного комплекса.
1 — Халзанский (а — общий ареал, б — область сгущения точек); 2 — Борщевочный; 3 — Кангинский.

Средний химический состав грани

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Порода	SiO ₂	
				\bar{C} дов. инт.	S V
1	54а	Халзанский	Гранодиориты огнейсо- ванные	63,23	
2	54б		Граниты калишпатизи- рованные	69,80	±3,36
3	54в		Граниты биотитовые ср/з—м/з	73,26	±1,15 ±1,58
4	54г		Граниты двуслюдяные м/з—ср/з	73,62	±0,69 ±1,24
5	54д		Граниты редкометаль- ные	74,67	0,02
6	54е		Пегматиты биотитовые	72,18	
7	54к		Пегматиты мусковито- вые	74,62	
8		Лискинский Кангинский Борщевочный Борщевочный и Кангинский	Граниты массива в це- лом	71,34	±3,74
9	55		Граниты биотитовые	±0,81 74,25	0,05
10	56		Граниты-гранодиориты	70,02	±1,87
11	57а		Гранодиориты	±1,02 65,54	0,03
12	57б		Граниты ср/з—м/з	74,08	±0,92
13	57в		Граниты кр/з лейкокра- товые	±0,58 74,95	0,01
14	56+57		Граниты в целом	71,27	±3,19
				±1,03	0,05

тоидов борщевочного комплекса

TiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃	
\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V
0,70		16,62		0,77	
0,31	±0,13	15,64	±1,39	0,50	±0,29
±0,04	0,41	±0,49	0,09	±0,1	0,58
0,16	±0,10	14,24	±1,05	0,54	±0,33
±0,04	0,63	±0,46	0,07	±0,14	0,60
0,10	±0,09	14,28	±0,35	0,28	±0,22
±0,06	0,86	±0,22	0,02	±0,14	0,79
0,06		13,36		0,57	
0,03		15,75		0,38	
0,02		14,20		0,25	
~0,17*	±1,14	14,93	±1,40	~0,36*	±0,39
0—0,23	2,93	±0,30	0,09	0—0,44	0,77
0,03		13,98		0,56	
0,34	±0,14	15,55	±0,57	0,63	±0,38
±0,08	0,42	±0,31	0,04	±0,21	0,60
0,88		15,88		0,99	
0,21	±0,12	14,05	±0,39	0,66	±0,20
±0,08	0,57	±0,24	0,03	±0,12	0,30
0,13		13,68		0,63	
0,35	±0,24	14,92	±0,89	0,74	±0,33
±0,08	0,70	±0,29	0,06	±0,11	0,45

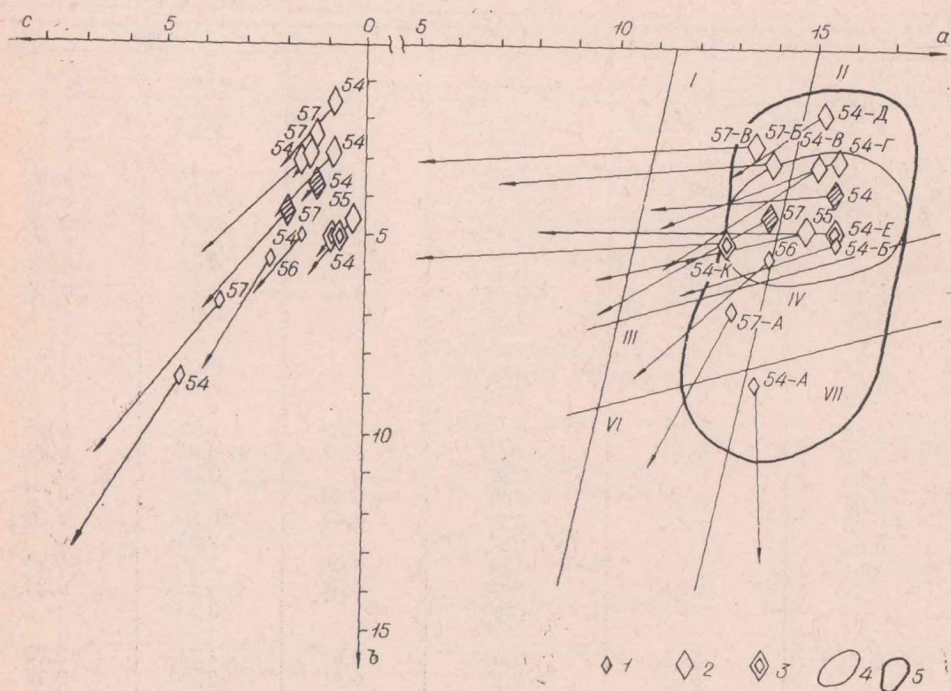
Продолжение табл. 21

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Порода	FeO	
				\bar{C} дов. инт.	S V
1	54а	Халзанский	Гранодиориты огнейсо- ванные	4,03	
2	54б		Граниты калишпатизи- рованные	2,05	±0,94
3	54в		Граниты биотитовые ср/з—м/з	±0,32 0,83	0,46 ±0,79
4	54г		Граниты двуслюдяные м/з—ср/з	±0,35 0,88	0,95 ±0,54
5	54д		Граниты редкометаль- ные	±0,34 0,58	0,62
6	54е		Пегматиты биотитовые	0,82	
7	54к		Пегматиты мусковито- вые	0,67	
8		Лискинский Кангинский Борщевочный Борщевочный и Кангинский	Граниты массива в це- лом	1,54	±1,18
9	55		Граниты биотитовые	±0,25 1,10	0,78
10	56		Граниты-гранодиориты	1,53	±0,76
11	57а		Гранодиориты	±0,42 2,26	0,50
12	57б		Граниты ср/з—м/з	0,30	±0,30
13	57в		Граниты кр/з лейкокра- товые	±0,19 0,03	0,98
14	56+57		Граниты в целом	1,03	±0,88
				±0,28	0,85

MnO		MgO		CaO	
\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V
0,10		2,27		3,78	
0,04	±0,02	0,43	±0,40	1,37	±0,51
±0,007	0,53	±0,14	0,93	±0,17	0,37
0,005		0,50	±0,38	0,95	±0,22
	2,34	±0,17	0,76	±0,09	0,22
0,06	±0,03	0,35	±0,29	0,67	±0,25
±0,02	0,60	±0,18	0,82	±0,16	0,37
0,04		0,17		0,68	
0,13		Н. о.		0,57	
0,06		0,15		0,67	
~0,02*	±0,16	~0,10*	±0,63	1,04*	±0,86
0—0,21	2,29	0—0,21	1,19	0—1,18	0,69
0,04		0,40		0,26	
0,06	±0,09	0,98	±0,44	2,00	±0,72
±0,05	1,45	±0,24	0,44	±0,39	0,36
0,04		1,57		2,99	
0,01		0,11	±0,06	1,05	±0,24
	1,07	±0,04	0,54	±0,15	0,22
Н. о.		0,09		0,98	
0,007*	±0,06	0,66	±0,61	1,71	±0,80
	1,90	±0,19	0,91	±0,26	0,47

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Порода	Na ₂ O	
				\bar{c} дов. инт.	S V
1	54а	Халзанский	Гранодиориты огнейсованные	3,73	
2	54б		Граниты калишпатизированные	3,96 ±0,32	±0,95 0,24
3	54в		Граниты биотитовые ср/з—м/з	3,60 ±0,36	±0,82 0,23
4	54г		Граниты двуслюдяные м/з—ср/з	4,04 ±0,57	±0,93 0,23
5	54д		Граниты редкометальные	4,03	
6	54е		Пегматиты биотитовые	3,41	
7	54к		Пегматиты мусковитовые	3,57	
8		Лискинский	Граниты массива в целом	3,90 ±0,19	±0,86 0,22
9	55		Граниты биотитовые	3,90	
10	56	Кангинский	Граниты—гранодиориты	3,95 ±0,15	±0,28 0,07
11	57а	Борщевочный	Гранодиориты	3,22	
12	57б		Граниты ср/з—м/з	3,04 ±0,13	±0,20 0,07
13	57в		Граниты кр/з лейкократовые	2,61	
14	56+57	Борщевочный и Кангинский	Граниты в целом	3,44 ±0,17	±0,53 0,15

	K ₂ O		P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма	Число проб
	\bar{c} дов. инт.	S V				
	3,50		0,12	0,63	99,48	4
	4,80 ±0,35	±1,04 0,22	0,10	0,56	99,56	25
	5,33 ±0,20	±0,46 0,09	0,07	0,52	100,00	16
	5,01 ±0,32	±0,52 0,10	0,17	0,52	99,98	9
	4,73		Н. о.	0,40	99,29	6
	5,83		0,06	0,25	99,41	5
	4,04		0,04	0,70	98,99	5
	4,85 ±0,19	±0,87 0,18	0,10	0,52	98,87	60
	4,71		Н. о.	0,78	100,01	6
	3,64 ±0,35	±0,64 0,18	0,11	0,58	99,39	11
	3,80		0,41	0,64	98,22	4
	5,27 ±0,25	±0,41 0,08	Н. о.	0,42	99,20	9
	5,58		0,03	0,47	99,18	3
	4,42 ±0,32	±0,99 0,22	0,10	0,52	99,16	28



Калишпатизированные разновидности гранитов главной фазы Халзанского массива (№ 54б табл. 2Г, рис. 41) резко меняют свой состав, становятся пересыщенными глиноземом, гораздо более лейкократовыми, количество магния в них резко сокращается. Выплавление гранитов ФДИ сопровождается еще большим их раскислением с сохранением уровня щелочности и пересыщенности глиноземом. Двуслюдяные разновидности ФДИ отличаются от биотитовых заметно более кислым составом плагиоклазов ($c=0,8$ против 1,5 в биотитовых гранитах). Наиболее кислыми являются редкометальные разновидности ФДИ (№ 54д табл. 2Г, рис. 41). В микропегматитах несколько увеличивается параметр b за счет слюд. Состав плагиоклазов в них наиболее кислый (альбит № 3—10). Мусковитовые пегматиты менее щелочные, что связано с некоторым уменьшением в них количества калишпата (№ 54е и 54к табл. 2Г).

Дифференциация массивов Борщевочной группы протекает по аналогичной схеме. В соответствии с данными А. В. Татарникова наиболее кислые разновидности представлены лейкократовыми средне- и крупнозернистыми гранитами «кукульбейского» облика. От гранитов Халзан-

Рис. 41. Сводный ареал борщевочного комплекса и средние составы главных разновидностей гранитов по массивам (номера точек соответствуют номерам массивов на рис. 2).

1 — гранитоиды главной фазы; 2 — гранитоиды заключительных фаз; 3 — микропегматиты; 4 — область сгущения точек; 5 — общий ареал точек гранитов комплекса. Заштрихованы точки средних составов массивов.
Римскими цифрами обозначены поля: I — гранитов, II — щелочных гранитов, III — гранодиоритов, IV — граносиенитов, VI — диоритов, VII — щелочноземельных сиенитов.

ского массива граниты Борщевочной группы отличаются меньшей щелочностью, главным образом за счет пониженных концентраций натрия (табл. 21 и рис. 41).

Калишпатизация гранитов главной фазы Халзанского массива сопровождается заметным накоплением в них кремнекислоты (точки № 54, рис. 36). Гранитоиды ФДИ борщевочного комплекса по своей характеристике идентичны гранитам кукульбейского рудоносного комплекса.

Халзанский и Борщевочный массивы во многих чертах соответствуют строению типичных гнейсо-гранитных куполов, в процессе калиевого метасоматоза, гранитизации и анатексиса которых формируются поздние интрузии существенно калиевых, пересыщенных глиноземом гранитов кислого состава, представляющих, по Э. П. Изоху (1965, 1971), прерывистые серии калиевых, высокоглиноземистых гранитов.

Геохимия гранитоидов комплекса

Гранитоиды комплекса характеризуются кларковыми концентрациями большей части рассматриваемых элементов (№ 18 табл. 22). Содержания фтора в них несколько понижены. По своим геохимическим особенностям они наиболее близки к гранитоидам главной фазы кыринского комплекса, отличаясь от них очень слабым повышением концентраций гранитофильных элементов — редких щелочей, олова, бериллия.

Несмотря на многочисленные фациальные разновидности гранитоидов, геохимическая характеристика комплекса достаточно стабильна, хотя при более детальных исследованиях вскрываются явления локального концентрирования редких элементов.

Разновидности более основного состава Халзанского массива — гранодиориты — отличаются от других гранитоидов практически лишь более низкими содержаниями рубидия, тесно связанного с калием.

В калишпатизированных разновидностях гранитов главной фазы Халзанского массива содержания калия и рубидия возрастают (№ 2 табл. 22) и, кроме того, повышаются содержания бария, что может служить признаком глубинных источников привноса калия.

В отдифференцированных мелко-среднезернистых гранитах центральных участков тел ФДИ, характеризующихся гомогенностью, исчезновением калишпатизации, содержания рубидия, олова и бериллия несколько возрастают, а бария и стронция умеренно понижаются. В двуслюдяных разновидностях таких же гранитов по сравнению с биотитовыми аналогами (№ 4 и 5 табл. 22) немного повышаются только содержания бериллия и заметно понижаются концентрации стронция и бария, что соответствует их более кислому составу (табл. 21).

По геохимическим данным, тела микропегматитов (№ 6 и 7 табл. 22) характеризуются отчетливой дегазацией, приводящей к резкому падению содержания фтора, снижению концентраций редких щелочей, бериллия, олова. Единственный элемент, умеренно концентрирующийся в них, — это вольфрам. В уровнях концентрации в биотитовых и мусковитовых микропегматитах бария и стронция проявляется связь этих образований с биотитовыми и двуслюдяными мелко-среднезернистыми гранитами соответственно.

Геохимическая характеристика тел мелко-среднезернистых гранитов заметно нарушается в эндоконтактных участках. Развитые здесь гибридные разновидности, несущие многие черты гранитоидов главной

фазы (неравномерная зернистость, калишпатизация, неомогенный состав) отличаются заметной дегазацией, снижением концентрации фтора и всех гранитофильных элементов (№ 3 табл. 22). Именно такие разновидности определяют нестабильность геохимической характеристики гранитоидов ФДИ комплекса.

Гранодиориты главной фазы Борщевочной группы массивов (№ 12, 13 табл. 22) характеризуются по сравнению с халзанскими гранодиоритами главным образом более высокими концентрациями бария и стронция и несколько более низкими содержаниями гранитофильных элементов. Содержания фтора могут быть локально повышенными.

Граниты ФДИ Борщевочного массива (мелко-среднезернистые биотитовые и лейкократовые, № 14, 15 табл. 22) геохимически подобны мелко-среднезернистым и двуслюдяным гранитам Халзанского массива (№ 11): в них повышаются содержания рубидия, бериллия и олова и, кроме того, бора при некотором снижении концентраций фтора.

Таким образом, дифференциация массивов борщевочного комплекса осуществляется по весьма сходной схеме и приводит к сходному, невысокому, уровню накопления редких элементов в большинстве распространенных разновидностей гранитов ФДИ комплекса.

Вместе с тем в Халзанском массиве авторами зафиксированы чрезвычайно важные в генетическом отношении случаи формирования редкометальных гранитов. Детальное изучение ряда тел ФДИ массива позволило выявить участки повышенного содержания в них гранитофильных редких элементов. Умеренное концентрирование последних возможно также в отдельных разновидностях двуслюдяных мусковитизированных гранитов главной фазы, в локальных участках непосредственных контактов с останцами кровли. В этом явлении, безусловно, сказывается экранирующее влияние последних, приводившее к повышенной концентрации летучих в зоне контакта. Однако главный участок редкометальных гранитов обнаружен в северной части Халзанского массива (см. рис. 37, уч. Р). Здесь небольшое тело ФДИ сложено наиболее кислыми разновидностями гранитов (№ 5 табл. 21). Однако его геохимические особенности определяются, по-видимому, не составом, так как подобные кислые отдифференцированные разновидности гранитов ФДИ встречаются и в других местах. Как видно из рис. 37, главная особенность участка состоит в его несомненной приуроченности к локальному купольному выступу, о чем свидетельствуют окружающие тело мелкозернистых гранитов крупные останцы кровли, залегающие на гранитах главной фазы.

В пределах участка геохимически выделяются две фации гранитов ФДИ — менее гомогенные граниты краевой и лейкократовые граниты центральной зон типично эвтектического облика с небольшим количеством биотита. В краевой фации купола резко возрастают только содержания лития; в центральной части наряду с литием резко повышаются концентрации олова, а также свинца, рубидия и бериллия, и граниты, по существу, становятся редкометальными (№ 8, 9 табл. 22). При этом повышения содержания фтора в них не отмечается.

Значение факта формирования в отдельных участках ФДИ борщевочного комплекса редкометальных (с низкими содержаниями фтора) гранитов выходит за рамки обсуждения геохимических особенностей гранитов отдельного массива. Этот факт свидетельствует о том, что в локальных участках гнейсо-гранитных купольных массивов борщевочного комплекса в благоприятной структурно-тектонической обстановке прогрессивное развитие интрузий заключительной фазы может завершаться формированием тел редкометальных гранитов. Более подробно этот вопрос рассматривается в следующем разделе.

Характеристика редкометалльного состава

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Разновидности гранитов	Na	
				\bar{C}	S
				дов. инт.	V
1	54	Халзанский	Гранодиорито-гнейсы кр/з	3,2	
2	54		Биотитовые кр/з калишпатизированные	2,8	±0,4
3	54		Биотитовые разнотельные	±0,2	0,15
4	54		Биотитовые м-ср/з	2,3	±0,25
5	54		Двуслюдяные м-ср/з	±0,2	0,11
6	54		Микропегматиты биотитовые	2,5	±0,4
7	54		Микропегматиты мусковитовые	±0,2	0,15
8	54		Биотитовые ср/з лейкократ. облика	2,6	±0,25
9	54		Лейкократовые ср/з	±0,2	0,10
10	54		Главная фаза в целом	Биотитовые кр/з	2,8
11	54	ФДИ в целом		±0,1	0,06
12	56	Кангинский	Биотитовые и двуслюд. м/з и ср/з	2,7	±0,5
13	57		Борщевочный	Гранодиориты биотитовые огнейсов.	±0,1
14	57	Биотитовые кр/з огнейсованные		2,5	±0,3
15	57	Борщевочный в целом	Биотитовые м-ср/з	±0,1	0,12
16	57		Лейкократовые кр/з порфировидные	2,9	±0,3
17	55	Лискинский купол	Биотитовые и лейкократовые	±0,2	0,10
18	57		Комплекс в целом	Биотитовые ср/з	2,4
				Биотитовые и лейкократовые	2,3
				±0,1	0,08
				2,3	±0,4
				±0,3	0,18
				2,3	±0,3
				±0,1	0,11
				2,7	±0,3
				±0,1	0,10
				2,6	±0,4
				±0,1	0,17

Таблица 22

гранитоидов борщевочного комплекса

%				г/т			
K		F		Li		Rb	
\bar{C}	S	\bar{C}	S	\bar{C}	S	\bar{C}	S
дов. инт.	V	дов. инт.	V	дов. инт.	V	дов. инт.	V
2,7		0,06		60		140	
4,1	±0,6	0,06	±0,02	65	±13	170	±20
±0,2	0,14	±0,01	0,36	±5	0,20	±8	0,12
4,1	±0,5	0,01	±0,01	25	±6	145	±46
±0,3	0,12	±0,004	0,64	±4	0,24	±27	0,32
4,1	±0,4	0,06	±0,04	51	±20	240	±53
±0,2	0,09	±0,02	0,60	±11	0,40	±29	0,22
3,8	±0,3	0,05	±0,02	53	±25	260	±38
±0,2	0,07	±0,01	0,46	±15	0,47	±22	0,15
4,6		<0,01		30		160	
3,6	±0,4	0,01	±0,008	29	±12	120	±30
±0,3	0,11	±0,007	0,61	±10	0,42	±25	0,26
3,8		0,04		200		150	
3,6	±0,2	0,03	±0,01	140	±50	250	±22
±0,2	0,06	±0,01	0,41	±37	0,36	±16	0,10
3,8	±0,8	0,05	±0,03	54	±20	160	±31
±0,2	0,21	±0,01	0,55	±5	0,37	±8	0,20
4,0	±0,4	0,06	±0,03	52	±22	250	±46
±0,1	0,09	±0,01	0,54	±8	0,43	±17	0,18
3,1	±0,8	0,04	±0,02	45	±18	100	±34
±0,4	0,25	±0,01	0,46	±10	0,39	±19	0,34
2,8		0,10		44		120	
4,2	±0,6	0,03	±0,02	45	±16	220	±44
±0,3	0,14	±0,01	0,72	±9	0,35	±24	0,20
3,9	±1,0	0,04	±0,04	48	±20	210	±40
±0,7	0,26	±0,03	0,92	±15	0,42	±30	0,19
3,9	±0,8	0,05	±0,04	46	±16	200	±54
±0,3	0,21	±0,01	0,84	±6	0,35	±20	0,27
3,7	±0,2	0,03	±0,01	25	±12	140	±15
±0,1	0,06	±0,01	0,44	±6	0,47	±8	0,11
3,8	±0,8	0,05	±0,03	51	±20	180	±61
±0,1	0,20	±0,005	0,61	±3	0,39	±10	0,34

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Разновидности гранитов	Be	
				\bar{C}	S
				дов. инт.	V
1	54	Халзанский	Гранодиорито-гнейсы кр/з	2,0	
2	54		Биотитовые кр/з калишпатиз.	2,6	$\pm 0,7$
				$\pm 0,2$	0,26
3	54		Биотитовые разномзернистые	2,1	$\pm 1,0$
				$\pm 0,6$	0,51
4	54		Биотитовые м-ср/з	3,2	$\pm 1,1$
				$\pm 0,6$	0,34
5	54		Двуслюдяные м-ср/з	4,4	$\pm 1,6$
				$\pm 0,9$	0,35
6	54		Микропегматиты биотитовые	1,7	
7	54		Микропегматиты мусковитовые	3,5	$\pm 1,0$
				$\pm 0,8$	0,29
8	54		Биотитовые ср/з лейкокраг. облика	2,8	
9	54		Лейкокраговые ср/з	5,6	$\pm 2,1$
				$\pm 1,5$	0,38
10	54	Главная фаза в целом	Биотитовые кр/з	2,3*	$\pm 1,2$
				2,1—2,6	0,47
11	54	ФДИ в целом	Биотитовые и двуслюд. м/з и ср/з	4,0	$\pm 1,5$
				$\pm 0,5$	0,38
12	56	Кангинский	Гранодиориты биотитовые огнейсов.	2,4	$\pm 0,5$
				$\pm 0,2$	0,20
13	57	Борщевочный	Биотитовые кр/з огнейсованные	4,6	
14	57		Биотитовые м-ср/з	4,4	$\pm 0,8$
				$\pm 0,4$	0,17
15	57		Лейкокраговые кр/з порфировидные	4,7	$\pm 1,5$
				$\pm 1,1$	0,32
16	57	Борщевочный в целом	Биотитовые и лейкокраговые	4,5	$\pm 1,1$
				$\pm 0,4$	0,24
17	55	Лискинский купол	Биотитовые ср/з	2,6	$\pm 0,8$
				$\pm 0,4$	0,29
18	57	Комплекс в целом	Биотитовые и лейкокраговые	3*	$\pm 1,4$
				2,7—3,2	0,45

г/т					
Sr		Ba		B	
\bar{C}	S	\bar{C}	S	\bar{C}	S
дов. инт.	V	дов. инт.	V	дов. инт.	V
300		600		~10	
210	± 98	800	± 440	16	± 7
± 36	0,47	± 160	0,55	± 3	0,45
200	± 94	900	± 600	15	± 4
± 54	0,48	± 340	0,66	± 2	0,26
160	± 85	530	± 100	14	± 6
± 46	0,52	± 55	0,19	± 4	0,46
60	± 30	240	± 160	16	± 10
± 18	0,49	± 94	0,67	± 6	0,63
70		500		~10	
100	± 60	250	± 210	21	± 6
± 50	0,58	± 170	0,83	± 5	0,29
140		420		14	
140	± 210	400	± 370	16	± 4
± 150	1,5	± 270	0,93	± 3	0,22
230	± 120	650*	± 450	15	± 6
± 30	0,50	560—770	0,59	± 2	0,40
120	± 82	400	± 200	14*	± 8
± 30	0,71	± 74	0,50	12—16	0,55
400	± 310	1050	± 700	13*	± 3
± 170	0,77	± 380	0,65	11—14,3	0,25
600		1200		15	
150	± 68	300	± 100	19	± 7
± 37	0,45	± 55	0,34	± 4	0,37
230	± 110	400	± 190	23	± 21
± 82	0,49	± 140	0,48	± 15	0,90
270	± 200	400*	± 430	17*	± 12
± 75	0,77	310—500	0,86	14—20	0,65
160	± 78	500	± 130	31	± 7
± 42	0,47	± 70	0,25	± 4	0,23
180*	± 180	520*	± 480	14*	± 8
150—200	0,79	460—585	0,73	13—15	0,53

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Разновидности гранитов	Sn		г/т						Число проб
				\bar{C} дов. инт.	S V	W		Zn		Pb		
						\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	
1	54	Халзанский	Гранодиорито-гнейсы кр/з	6,5		2,5		52		17		9
2	54		Биотитовые кр/з калишпатиз.	4,8	$\pm 1,9$	1,4	$\pm 0,8$	59	± 16	23	± 6	22
				$\pm 0,7$	0,39	$\pm 0,3$	0,58	± 6	0,27	± 2	0,24	
3	54		Биотитовые разномзернистые	2,3	$\pm 0,8$	1,0	$\pm 0,6$	34	± 23	31	± 11	10
				$\pm 0,5$	0,35	$\pm 0,3$	0,56	± 14	0,69	± 6	0,34	
4	54		Биотитовые м-ср/з	6,4	$\pm 2,9$	1,0	$\pm 0,3$	45	± 19	27	± 5	11
				$\pm 1,6$	0,45	$\pm 0,1$	0,29	± 10	0,41	± 3	0,19	
5	54		Двуслюдяные м-ср/з	6,6	$\pm 2,1$	2,4	$\pm 3,5$	40	± 26	24	± 7	10
				$\pm 1,2$	0,32	$\pm 2,0$	1,4	± 15	0,66	± 4	0,31	
6	54		Микропегматиты биотитовые	3,8		2,0		30		18		5
7	54		Микропегматиты мусковитовые	4,8	± 2	3,5	$\pm 2,5$	29	± 15	16	± 3	6
				$\pm 1,6$	0,41	$\pm 2,1$	0,71	± 12	0,51	± 2	0,20	
8	54		Биотитовые ср/з лейкократ. облика	5,5		1,3		28		18		5
9	54		Лейкократовые ср/з	11	$\pm 4,2$	1,3	$\pm 0,5$	40	± 14	38	± 10	7
				$\pm 3,1$	0,38	$\pm 0,4$	0,38	± 10	0,34	± 7	0,25	
10	54	Главная фазы в целом	Биотитовые кр/з	4,0*	$\pm 1,0$	1,3*	$\pm 1,0$	52	± 19	24	± 8	41
				3,5—4	0,63	1,1—1,5	0,63	± 5	0,38	± 2	0,35	
11	54	ФДИ в целом	Биотитовые и двуслюд. м/з и ср/з	6,5	$\pm 2,5$	1,1*	$\pm 2,5$	43	± 22	25	± 6	21
				$\pm 0,9$	0,38	0—1,5	1,5	± 8	0,52	± 2	0,25	
12	56	Кангинский	Гранодиориты биотитовые огнейсов.	3,6	$\pm 1,8$	2,3	$\pm 1,7$	56	± 27	22	± 7	11
				$\pm 1,0$	0,49	$\pm 0,9$	0,74	± 15	0,47	± 4	0,31	
13	57	Борщевочный	Биотитовые кр/з огнейсованные	3,5		1,0		50		12		4
14	57		Биотитовые м-ср/з	6,3	$\pm 6,2$	1,5	$\pm 0,6$	18	± 17	46	± 19	11
				$\pm 3,4$	0,98	$\pm 0,3$	0,41	± 9	0,92	± 10	0,41	
15	57		Лейкократовые кр/з порфировидные	7,0	$\pm 5,8$	0,9	$\pm 0,6$	27	± 12	43	± 21	7
				$\pm 4,3$	0,82	$\pm 0,5$	0,68	± 9	0,46	± 15	0,48	
16	57	Борщевочный в целом	Биотитовые и лейкократовые	4,3*	$\pm 5,5$	1,2	$\pm 0,6$	27	± 18	39	± 22	22
				3,2—5,8	0,91	$\pm 0,2$	0,50	± 7	0,68	± 8	0,55	
17	55	Лискинский купол	Биотитовые ср/з	3,6	$\pm 0,7$	1,8	$\pm 1,4$	39	± 10	28	± 10	11
				$\pm 0,4$	0,20	$\pm 0,8$	0,77	± 5	0,25	± 5	0,33	
18	57	Комплекс в целом	Биотитовые и лейкократовые	4,4*	$\pm 3,5$	1,3*	$\pm 1,5$	44	± 23	25*	± 14	95
				4,0—4,8	0,66	1,1—1,4	0,93	± 4	0,52	23—27	0,50	

КУКУЛЬБЕЙСКИЙ КОМПЛЕКС

Распространенность и геологическое строение массивов комплекса

Кукульбейский комплекс изучен лучше других гранитоидных формаций Центрального и Восточного Забайкалья. Интерес к его интрузиям определялся очевидной связью с ними оловянно-вольфрамового и редкометального оруденения региона. Наиболее полно изучены массивы комплекса в Восточном Забайкалье. Геолого-структурная их позиция в этом регионе и особенности строения детально рассмотрены в работах Р. В. Лесняка (1965а, 1965б), а также частично в монографии Н. С. Вартановой и др. (1972).

Общая геологическая схема размещения массивов комплекса в Центральном и Восточном Забайкалье приведена в работе «Интрузивные комплексы Забайкалья» (1964, вкладка с. 19). Геологическое строение части этих интрузий в Агинской зоне рассмотрено в работах Ю. И. Темникова (1971) и В. Г. Гладкова (1965).

В Агинской и Пришилкинской зонах Центрального Забайкалья кукульбейский комплекс представлен отдельными, пространственно разобщенными массивами, гранитоиды которых прорывают и ороговиковывают песчано-сланцевые породы триаса (западная часть Агинской зоны) и метаморфизованные сланцевые толщи палеозоя (восточная часть зоны).

Все массивы имеют гипабиссальный облик, что находит отражение в порфиривидной структуре гранитов. В то же время они, безусловно, отчетливо более глубинные по сравнению с интрузиями харалгинского комплекса Даурской зоны. Об этом свидетельствуют отсутствие фации апикальных гранит-порфиров, наличие в большинстве массивов камерных пегматитов либо ассоциация с Кукульбейскими интрузиями внешних пегматитовых полей. Хотя пегматиты относятся в основном, по видимому, к малоглубинным (Осипов, 1972) разновидностям, тем не менее в типичных гипабиссальных интрузиях они не развиваются (Петров, Белянкина, 1972).

Сочетание в ряде интрузий комплекса пегматитов с гидротермалитами, приуроченными к верхним частям массивов, свидетельствует о том, что глубина их формирования вряд ли превышала 2 км, но и не могла быть менее 1 км, где формирование пегматитов едва ли возможно. По мнению специалистов, глубина формирования рудоносных гипабиссальных интрузий и гидротермальных месторождений составляет от 500—600 до 1500 м от бывшей поверхности при вертикальном размахе оруденения 500—600 м (Невский, Сморгчов, 1970). Это согласуется в целом с оценкой глубины их становления по реконструкции мощности рудовмещающих осадочных толщ. Так, для Якутии глубина формирования оловоносных интрузий этим методом оценивается в пределах 2—1 км (Флеров, 1971). Судя по оценкам глубин становления рудоносных массивов Центрального и Восточного Забайкалья, систематизированным А. И. Кулагашевым, мощность палеокровли не превышала 1—1,5 км (верхний предел). Таким образом, средняя глубина формирования кровли интрузий кукульбейского комплекса в Агинской зоне может быть приблизительно определена в 1,5—2 км.

Возраст интрузий комплекса определяется большинством исследователей как верхнеюрский. В Восточном Забайкалье возрастное положение массивов комплекса детально рассмотрено И. Г. Рутштейном (1960, 1971), Р. В. Лесняком (1965) и их верхнеюрский возраст подтвержден геохронологическими определениями (Лесняк, Семенов, 1963; Константинов, Томсон, Полякова, 1971). Проведенные авторами контрольные определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом для

большинства рассматриваемых массивов Агинской зоны также подтвердили их верхнеюрский возраст (табл. 17). Следует отметить, что значительный диапазон цифр, фиксирующих возраст интрузий и связанных с ними пегматитов и грейзеновых образований (150—130 млн. лет), послужил причиной выделения среди грейзенов комплекса двух возрастных групп (Комаров, Демидова, 1966). Наиболее молодой (128—126 млн. лет) возраст имеют граниты и пегматиты Дурулгуевского массива (табл. 17). По подавляющему большинству определений, возраст гранитов других массивов 135—150 млн. лет.

Несмотря на малочисленность интрузий комплекса в Агинской зоне (рис. 2), они характеризуются значительным разнообразием слагающих их гранитов и часто не повторяющимися особенностями строения. Среди массивов зоны Ю. И. Темников выделил группу пегматитоносных (1971). По мнению авторов, эта группа не является генетически единой, так как в некоторых интрузиях пегматиты относятся в основном к камерному типу (Саханайский, Седловский массивы, № 58, 63, рис. 2), а в других связаны со своеобразными телами пегматитоносных мусковитовых гранитов (Дурулгуевский, Мало-Кангинский, Кулиндинские, № 61, 64, 65).

Один из наиболее сложно построенных пегматитоносных массивов — Дурулгуевский (рис. 42), детали строения которого были изучены А. И. Кулагашевым (Козлов, Кулагашев, 1974). Массив представлен двумя сближенными гранитными полями, являющимися купольными выступами единой интрузии, охватывающими площадь около 200 км². Центральные участки полей сложены крупнозернистыми биотитовыми порфиридовидными гранитами. В северном поле наблюдается по направлению с востока и юго-востока на северо-запад смена биотитовых крупнозернистых гранитов, слагающих его внутренние части двуслюдяными и существенно мусковитовыми разновидностями, которые постепенно переходят в мусковитовые крупнозернистые граниты

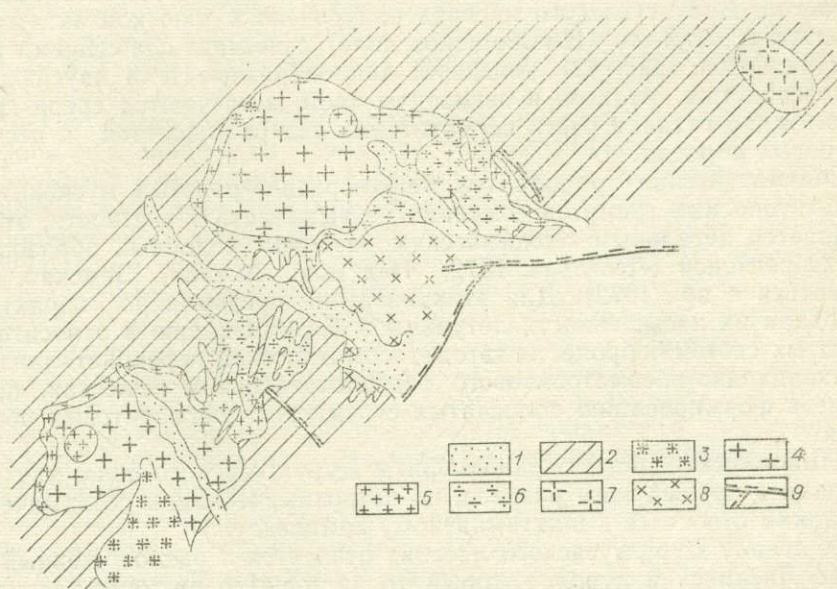


Рис. 42. Геологическая схема Дурулгуевского массива по А. И. Кулагашеву (Козлов, Кулагашев, 1974).

1 — четвертичные отложения; 2 — песчано-сланцевые породы (Pz_{2-3}); 3—6 — граниты кукульбейского комплекса: 3 — мусковитовые крупнозернистые грейзенизированные, 4 — биотитовые и двуслюдяные крупнозернистые порфиридовидные, 5 — биотитовые и двуслюдяные мелкозернистые, 6 — мусковитовые пегматитоносные; борщевочный комплекс: 7 — граниты лейкократовые с биотитом; шахтаминский комплекс: 8 — днориты и гранодиориты среднекрупнозернистые (ималкинские); 9 — главные разрывные нарушения.

небольшого участка в западной приконтактной зоне. В пределах участка размещаются кварц-вольфрамитовые жилы Дедовогорского месторождения (Иванова, 1972). В генетическом отношении крупнозернистые мусковитовые граниты представляют грейзенизированные разновидности массива, приуроченные, очевидно, к его купольному выступу. А. И. Кулагашев выделяет в пределах массива его эндоконтактную фацию средне- и мелкозернистых биотитовых гранитов, слагающих зону закалки. Эти же граниты образуют дайкообразные пластовые тела и апофизы в ороговикованных песчано-сланцевых породах палеозоя. По мере удаления от ядра массива мелкозернистые граниты сменяются двуслюдяными разновидностями, которые, в свою очередь, быстро переходят в своеобразные мелко-среднезернистые, неравномернозернистые мусковитовые пегматитоносные граниты. Эти граниты слагают пологие пластовые тела с изменчивой полосчатой текстурой и частыми пегматоидными обособлениями. Полосчатость обусловлена чередованием зон мощностью 10—20 см, обогащенных и обедненных мусковитом, агрегаты которого имеют субпараллельную ориентировку. К полосам, обедненным мусковитом кварц-полевошпатового, существенно альбитового состава, приурочены пегматоидные шпиры и пегматиты. Главная масса связанных с мусковитовыми гранитами пегматитовых тел, несущих небогатое редкометальное оруденение, локализуется, по А. И. Кулагашеву, во фронтальной зоне их контактов со сланцами, в области выклинивания. Здесь можно наблюдать переходы апофиз мусковитовых гранитов в пегматитовые жилы либо размещение последних в сланцах на продолжении апофиз гранитов, после их выклинивания. В целом соотношения гранитов и пегматитов полностью соответствуют структурным соотношениям между материнским и мелкозернистыми гранитами и пегматитами, которые подробно рассмотрены в работах А. Н. Лукашева и др. (1971), Г. Б. Мелентьева и др. (1972) и в монографии А. Н. Леонтьева (1972а).

Пластовое тело мусковитовых пегматитоносных гранитов северного участка Дурулгуевского массива приурочено к зоне контакта гранодиоритов и диоритов (Ималкинское поле) с песчано-сланцевыми породами палеозоя (рис. 42). Апофизы, дайкообразные тела двуслюдяных мелкозернистых гранитов и пегматиты часто встречаются среди гранодиоритов, но главная часть пегматитовых тел размещается в песчано-сланцевых породах.

Магматическая природа тел мелко-среднезернистых мусковитовых пегматитоносных гранитов сомнения не вызывает. В частности, это доказывается детальным геологическим разбором подобных образований в ряде регионов (Леонтьев, 1972; Недумов, Акелин, Земская, 1972; Мелентьев и др., 1972). Для этих интрузий чрезвычайно характерны благодаря их насыщенности летучими и формированию в относительно закрытых системах процессы автометасоматической перекристаллизации и ликвационно-пневматолитового перераспределения вещества, приводящие к формированию полосчатых структур и пегматитовых обособлений.

Ималкинские диорит-гранодиориты Дурулгуевского поля, как было показано в предыдущем разделе, по петрохимическим и геохимическим признакам относятся к шахтаминскому комплексу.

К ареалу Дурулгуевского массива относится и расположенный восточнее Лискинский купол, который до настоящего времени рассматривался как выступ интрузии кукульбейского комплекса. В действительности лейкократовые граниты купола аналогичны мелко-среднезернистым гранитам борщевочного комплекса (см. предыдущий раздел), вскрытым в локальном участке. Это, в свою очередь, говорит о том, что Дурулгуевский массив, вероятно, приурочен к скрытой купольной структуре гнейсо-гранитов борщевочного комплекса и по своей природе яв-

ляется гетерогенным. Формирование «кукульбейской» интрузии массива связано, очевидно, с обособлением в результате интенсивных процессов гранитизации и анатексиса внутри купольной структуры борщевочного комплекса гомогенизированного ядра, сложенного редкометальными порфиroidными гранитами кукульбейского комплекса. Образование ядра можно представить как результат законченного анатектического развития, при участии потоков летучих глубинного происхождения, участков редкометальных гранитов, подобных тем, которые были встречены в Халзанском массиве борщевочного комплекса (см. предыдущий раздел). Одновременно с расплавами внутреннего ядра редкометальных интрузий в их апикально-фронтальной зоне формировались подвижные, насыщенные летучими (вода, бор) расплавы мусковитовых пегматитоносных гранитов, инъецировавшиеся по пологим структурам кровли. Таким образом, биотитовые граниты внутреннего ядра и мусковитовые пегматитоносные граниты представляют, очевидно, самостоятельные интрузивные фазы. В этом смысле генетические различия между пегматитоносными гранитами кукульбейского комплекса и гранитами ФДИ борщевочного наиболее проблематичны.

Несмотря на множественность фациальных и фазовых разновидностей, граниты кукульбейского комплекса Дурулгуевского массива имеют сравнительно простой минеральный состав. В биотитовых гранитах обычно кислый плагиоклаз преобладает (олигоклаз № 10—20) над микроклин-пертитом, содержание кварца составляет 30—35%, биотита — 5—7%. Мусковитизация гранитов в грейзеновых куполах сопровождается раскислением плагиоклаза и альбитизацией. Количество мусковита в чисто мусковитовых разновидностях достигает 10%. Характерным минералом мусковитовых гранитов является гранат (альмандин).

Пегматитоносные мусковитовые граниты имеют непостоянный минеральный состав (альбит, микроклин, кварц, мусковит, биотит) в локальных участках. Альбит и кислый плагиоклаз количественно преобладают над микроклином. В обогащенных слюдой полосах содержание мусковита может достигать 10—15%. Постоянно присутствуют, как и в гранитах ФДИ борщевочного комплекса, мелкие зерна граната (альмандин).

Тесная пространственная ассоциация биотитовых гранитов главной фазы кукульбейского комплекса с пегматитоносными мусковитовыми гранитами и пегматитами характерна также для **Мало-Кангинского массива**. Массив приурочен к более крупному Кангинскому полю гранитов борщевочного комплекса (рис. 2) и образует крупное, вытянутое в субширотном направлении овальное тело площадью около 50 км² в области южного контакта огнейсованных гранитоидов борщевочного комплекса с метаморфизованными песчано-сланцевыми породами палеозоя. В зоне экзоконтактов массива, особенно в его наименее эродированной части, среди метаморфических сланцев и гранитов борщевочного комплекса широко развиты пластовые тела двуслюдяных и мусковитовых разнозернистых пегматитоносных гранитов с типичной для них полосчатой текстурой, аналогичных пегматитоносным гранитам Дурулгуевского массива.

Сохранившаяся в восточной части Мало-Кангинского массива его апикальная зона сложена средне-крупнозернистыми, слабоогнейсованными, с частыми пегматоидными обособлениями гранитами. Это, по существу, переходные разности от вмещающих гранитов борщевочного комплекса к гранитам внутреннего ядра массива. Последние представлены крупнозернистыми порфиroidными биотитовыми гранитами типично кукульбейского облика с крупными округлыми выделениями темного кварца. Содержание биотита 5—7%, плагиоклаз (олигоклаз № 20—30) преобладает над калишпатом. В западной части по левобе-

режью р. Онон массив сложен гранодиоритами явно гибридного облика, визуально мало отличимыми от вмещающих гранитоидов борщевочного комплекса, но резко отличающимися от них геохимически.

Из изложенных материалов видно, что если приуроченность Дурулгуевского массива к скрытой гнейсовидной структуре борщевочного комплекса проблематична, то Мало-Кангинский массив самым тесным образом связан с купольной структурой Кангинского массива борщевочного комплекса, в гранитоидах которого он, очевидно, и был сформирован в период мезозойской тектоно-магматической активизации.

Как и в Дурулгуевском массиве, в Мало-Кангинском наблюдается сочетание пегматитового и высокотемпературного гидротермального оруденения, представленного кварц-полевошпатовыми с касситеритом жилами Луковогорского месторождения в огнейсованных диоритах западного экзоконтакта массива. Месторождение по своим особенностям подобно Ималкинскому месторождению Дурулгуевского массива, рудные жилы которого залегают в диорит-гранодиоритах шахтаминского комплекса Ималкинского поля (Григорьев, 1947).

Третья интрузия, где выделяется фаза пегматитоносных гранитов, представлена группой **Кулиндинских массивов** (Гладков, 1965). Массивы залегают среди метаморфизованных сланцев палеозоя и являются, вероятно, слабозродированными купольными выступами или штокообразными телами глубинной интрузии (рис. 43). Размеры массивов небольшие, площадь самого крупного, Большого Шарбнайского, около 3×1 км². В Кулиндинской группе, как видно из рис. 43, биотитовые граниты и мусковитовые пегматитоносные граниты слагают самостоятельные, пространственно разобщенные массивы, что подчеркивает их принадлежность к разным фазам. Поля пегматитов с редкометальной минерализацией тяготеют либо к массивам мусковитовых гранитов, либо

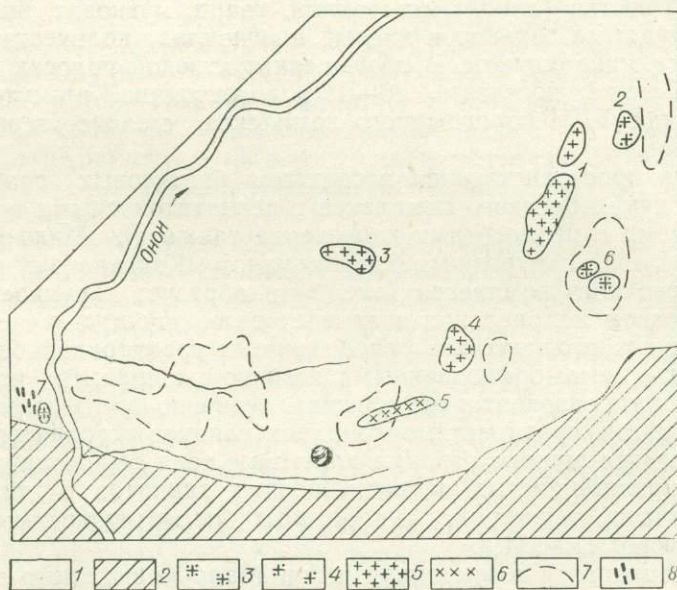


Рис. 43. Геологическая схема района Кулиндинской группы массивов (по В. Г. Гладкову, 1965, с уточнениями по данным А. И. Кулагашева).

1 — терригенные отложения (Т); 2 — метаморфические сланцы (Pz₁); 3 — граниты мусковитовые пегматитоносные; 4 — граниты двуслюдяные; 5 — граниты биотитовые порфировидные; 6 — гранодиориты биотитовые; 7 — поля развития пегматитов; 8 — кварц-касситеритовые жилы. Массивы и штоки: 1 — Большие Шаронайские; 2 — Шаронайский; 3 — Мало-Кулиндинский; 4 — Листвянский; 5 — В.-Кулиндинский; 6 — Хара-Быркинский; 7 — Богов Утес.

пространственно автономны от обнажающихся гранитных тел. В зоне дальнего экзоконтакта самого западного купола, известного под названием Богов Утес, расположено одно из старейших в Забайкалье Ононское кварц-касситеритовое месторождение.

Большая часть массивов группы сложена мелкозернистыми биотитовыми гранитами эндоконтактной фации. Дайкообразное тело Верхне-Кулиндинского штока сложено биотитово-роговообманковыми и биотитовыми гранодиоритами. Согласно В. Г. Гладкову (1965), в составе их преобладает плагиоклаз (олигоклаз № 22—30) — 30—35%, содержание кварца — 20—23%, калишпата — 20—33%, биотита — 14—17%, роговой обманки — 1—3%. Биотитовые граниты (Листвянский, Мало-Кулиндинский, Большие Шаронайские массивы) имеют порфировидную структуру благодаря мелким порфировым выделениям калишпата, содержание биотита 5—8%, плагиоклаза (олигоклаз № 15—20) и калишпата приблизительно равные количества, кварца — 20—30%, отмечаются небольшие количества мусковита. Шаронайский массив сложен двуслюдяными с преобладанием мусковита разновидностями гранитов, представляющих, по-видимому, фацию грейзенизации в апикальной зоне. В них плагиоклаз (олигоклаз № 10—15, 30—35%) преобладает над калишпатом (18—23%), количество мусковита достигает 13%, количество биотита невелико (1—3%), содержится турмалин.

Массивы пегматитоносных гранитов Богов Утес, штоки Хара-Шибирской группы имеют, без сомнения, интрузивный характер. В Хара-Шибирской группе наблюдаются апофизы гранитов в сланцах с пегматитовыми обособлениями. В гранитах Богова Утеса, вскрытых дорожной выемкой по левобережью р. Онона, на контакте с метаморфическими сланцами фиксируется маломощная (10—15 см) зона закалки, сложенная мелкозернистым аплитовидным гранитом. Мусковитовые граниты массива, как и пегматитоносные граниты других интрузий, характеризуются грубополосчатой текстурой, наличием пегматоидных обособлений и шлиров. Согласно В. Г. Гладкову, в их составе резко преобладает альбит № 5—10 (38—45%), кварца около 30%, микроклина 15—20%, мусковита 5—10%, турмалина (в среднем) 0,1—0,2%, обычно присутствует гранит. В пегматоидных шлирах часты скопления турмалина и крупного мусковита. Из аксессуарных встречены танталониобаты, берилл, касситерит и другие минералы редкометаллической группы.

Глубина формирования интрузий Кулиндинской группы оценивается в 3 км (Гладков, 1965).

Итак, среди трех рассмотренных интрузий Центрального Забайкалья, в которых выделяется фаза пегматитоносных мусковитовых гранитов и в пределах ареалов которых широко развиты редкометаллические пегматиты, две сопровождаются гидротермальным кварц-касситеритовым оруденением (Мало-Кангинский массив и Кулиндинская группа), а в третьей (Дурулгуевская группа) развито кварц-вольфрамитовое, а также, локально, кварц-касситеритовое оруденение.

Главное значение в Дурулгуевском массиве имеет кварц-вольфрамитовое оруденение, приуроченное к участку грейзенизированных гранитов. Подобные участки типичны для группы интрузий кукульбейского комплекса Центрального и Восточного Забайкалья, в которую входят Саханайский массив с его сателлитами (рис. 2, № 58—60), Хангилай-Шилинский (Хангилайский в дальнейшем изложении, № 62), Олдандинский в Восточном Забайкалье (№ 70). К этой же группе примыкает Белухинский массив (№ 71). Перечисленные массивы могут быть отнесены к преимущественно вольфрамоносным, хотя оловянное оруденение, уступающее по масштабам вольфрамовому, для них также характерно. Строение этих массивов может быть рассмотрено на примере интрузий **Саханайской группы** (рис. 44). Массивы прорывают с интенсив-

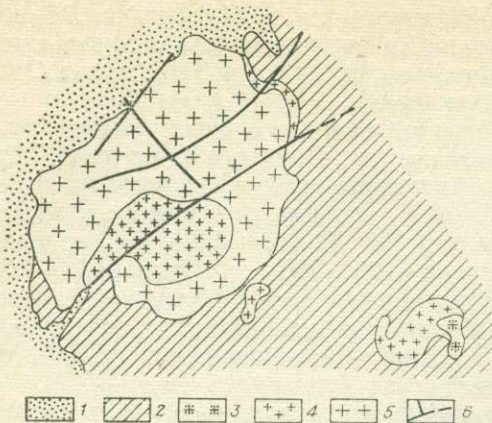


Рис. 44. Геологическая схема Саханайского и Зун-Ундурского массивов (по данным А. И. Кулагашева и работы Ю. И. Темникова, 1971).

1 — современные отложения; 2 — песчано-сланцевые породы (Т); 3 — граниты мусковитовые грейзенизированные; 4 — граниты двуслюдяные среднезернистые; 5 — граниты биотитовые и двуслюдяные крупнозернистые порфиroidные; 6 — разрывные нарушения.

устанавливается. В генетическом отношении все перечисленные массивы Саханайской группы являются однотипными образованиями.

Строение Саханайского массива в действительности более сложное, чем изображено на схеме (рис. 44). Внутренняя его область, как можно судить по врезам долин, сложена грубозернистыми биотитовыми с небольшим количеством мусковита гранитами. Структура гранитов порфиroidная, обусловленная крупными (2—3 см в длину) вкрапленниками калишпата в крупнозернистой основной массе, содержащей округлые выделения темного кварца. Содержание биотита составляет 5—6%, мусковита около 1%.

Более возвышенные в рельефе части массива сложены двуслюдяными разновидностями крупнозернистых порфиroidных гранитов с обычным преобладанием биотита (3—4%). В южной возвышенной части массива выделяется участок средне-мелкозернистых двуслюдяных порфиroidных гранитов, слагающих, очевидно, эродированную в большинстве участков апикальную зону. Строение массива осложнено пластовыми телами жильных среднезернистых двуслюдяных гранитов, среди которых встречены чисто мусковитовые крупнозернистые разности.

Внутренние зоны Зун-Ундурского купола сложены средне-мелкозернистыми двуслюдяными порфиroidными гранитами, соответствующими апикальной фации Саханайского массива. В апикальной зоне купола граниты становятся мелкозернистыми резкопорфиroidными и одновременно прогрессивно увеличивается количество мусковита, который преобладает над биотитом. В восточной части купола выделяется эндоконтактовый участок мусковитовых средне- и крупнозернистых гранитов фации грейзенизации, вмещающих рудные жилы кварц-касситерит-вольфрамитового Зун-Ундурского жильного месторождения.

Таким образом, в пределах массивов рассматриваемой группы выделяется несколько зон, характеризующихся, судя по уменьшающейся по направлению к кровле зернистости гранитов, все более убыстренной кристаллизацией гранитов. Параллельно с этим по направлению к кровле в гранитах шло прогрессивное накопление летучих, что находит отражение в усилении мусковитизации. В локальных участках куполов скопление летучих приводило к образованию мусковитовых гранитов, сформировавшихся на ранней постмагматической стадии.

ным ороговикованием песчано-сланцевые отложения триаса. Возраст их (калий-аргоновый метод) 150 ± 8 млн. лет (Темников, 1971).

Согласно данным гравиметрии, Зун-Ундурский массив является слабоэродированным купольным выступом (около 15 км^2) скрытой интрузии, главный выход которой представлен Саханайским массивом (около 200 км^2). Кроме Зун-Ундурского купола, к западу от Саханайского массива расположен небольшой сателлитовый Дульдургинский массив, а в дальнем ареале, к северо-востоку от Саханайского массива, известен Таптанайский шток (Иванова, 1972, фиг. 14, с. 16), связь которого с Саханайским массивом гравиметрически не

Строение Саханайского массива с Зун-Ундурским куполом во многих принципиальных чертах подобно строению гораздо менее эродированного небольшого Хангилайского (Хангилай-Шилинского) массива с его восточным куполом грейзенизированных гранитов (Иванова, 1972, фиг. 4, с. 9). Массив также залегает в ороговикованных палеозойских песчано-сланцевых породах, вытянут в северо-восточном направлении и занимает площадь около 10 км². Сложен в основном среднезернистыми и крупнозернистыми биотитовыми с небольшим количеством мусковита порфиroidными гранитами, переходящими в узкой эндоконтактовой зоне в мелкозернистые разновидности. В составе существенно биотитовых гранитов плагиоклаз (олигоклаз № 12—25) преобладает над калишпатом (33—37% против 26—30%), кварца 30—35%, биотита около 4%, мусковита 1—2%.

По данным А. И. Кулагашева, а также Г. Ф. Ивановой (Иванова, 1972, фиг. 5, с. 10), в южной эндоконтактовой зоне и восточной части Хангилайского массива развиты двуслюдяные разновидности гранитов, переходящие в восточном эндоконтакте в чисто мусковитовые разновидности. Восточный очень небольшой по площади купол массива сложен резкопорфиroidными мусковитовыми альбитизированными и грейзенизированными гранитами, подобными гранитам Зун-Ундурского купола. К восточному куполу приурочено Спокойное грейзеновое кварц-вольфрамитовое месторождение жильного штокверкового типа.

По характеру фаций гранитоидов, представляющих разные зоны интрузий, Дурулгуевскому, Саханайским и Хангилайским массивам подобен Олдандинский массив Восточного Забайкалья (рис. 2, № 70), геологическая схема которого также приведена в работе Г. Ф. Ивановой (1972, фиг. 17, с. 20). Массив площадью более 40 км² прорывает и ороговиковывает ниже-среднеюрские песчано-сланцевые отложения. Главная, восточная его часть сложена крупнозернистыми до грубозернистыми порфиroidными существенно биотитовыми гранитами, идентичными глубинным разновидностям Дурулгуевского и Саханайского массивов. По направлению к северо-западной, водораздельной части массива крупнозернистые граниты сменяются средне- и мелкозернистыми порфиroidными разновидностями, которые в зоне контакта, в свою очередь, переходят в двуслюдяные мелкозернистые граниты. К участку таких гранитов приурочено Алдакачанское кварц-вольфрамитовое месторождение с касситеритом, рудные жилы которого залегают в гранитах и сланцах экзоконтакта.

В зоне северо-западного контакта Олдандинского массива мелко-среднезернистые граниты водораздельной части образуют удлиненный юго-западный выступ, в пределах которого расположено Антоноговское кварц-вольфрамитовое месторождение. Рудные жилы его залегают в участке, сложенном крупно- и среднезернистыми мусковитовыми гранитами, сменяющимися по периферии двуслюдяными и биотитовыми разновидностями средне- и мелкозернистых гранитов.

Подводя итог, можно отметить следующие общие и характерные черты строения преимущественно вольфрамоносных массивов кукульбейского комплекса. Наиболее глубинные эродированные части массивов сложены порфиroidными грубо- и крупнозернистыми существенно биотитовыми гранитами главной фации. Ближе к апикальной зоне они сменяются средне- и мелкозернистыми двуслюдяными разновидностями, переходящими в мелкозернистые порфиroidные граниты зоны закалки. В купольных выступах и апофизах последние представлены существенно мусковитовыми разновидностями, причем мусковит носит явно метасоматический (автометасоматический) характер. В локальных участках существенно мусковитовые граниты переходят в средне- и крупнозернистые, равномернозернистые мусковитовые граниты, к которым приурочено кварц-вольфрамитовое оруденение.

Судя по величине эрозионных врезов, рассмотренная зональность охватывает вертикальный диапазон в 200—300 м от кровли массивов.

В кукульбейском районе Восточного Забайкалья, где находится Олдандинский массив, известен также **Белухинский** вольфрамоносный массив (рис. 2, № 71), залегающий среди палеозойских гранитоидов ундинского (верхнеундинского) комплекса (Козлов, 1972). Кварц-вольфрамит-сульфидное жильное оруденение приурочено к южному контакту массива с вмещающими палеозойскими гранитоидами. В отличие от рассмотренных вольфрамоносных массивов мусковитовые разновидности в Белухинском массиве развиты ограниченно, хотя массив находится в водораздельной части и слабо эродирован. Участки, слагающие пониженные части рельефа, сложены средне- и крупнозернистыми порфиroidными биотитовыми гранитами. Наиболее возвышенные части массива сложены порфиroidными средне-мелкозернистыми биотитовыми и реже двуслюдяными гранитами.

В настоящем разделе должны быть упомянуты и массивы Асакан-Шумиловской группы одноименного комплекса, развитого в Зачикойской подзоне Даурской зоны. Массивы группы характеризуются также преимущественным развитием кварц-вольфрамитового оруденения — месторождения Молодежное, Шумиловское и др. (Барабанов, 1975).

Как было показано В. Д. Козловым и В. В. Старченко (1972), граниты этой группы обнаруживают тесное геохимическое единство с гранитами вольфрамоносных массивов кукульбейского комплекса Центрального Забайкалья. Главный, **Шумиловский массив** площадью более 500 км² залегаёт среди гранитоидов даурского комплекса и эродирован на 200—300 м. Отмечается разнообразие слагающих его крупно- и среднезернистых биотитовых и двуслюдяных гранитов (Бубнов, 1961), а также метасоматическая проработка, калишпатизация и мусковитизация вмещающих гранитов даурского комплекса (Шеремет и др., 1974).

При разбуривании маломощных зон мусковит-кварцевых и биотит-топаз-кварцевых с вольфрамитом грейзенов Шумиловского месторождения в центральной части массива на глубине 100—170 м от современной поверхности подсечена пологая мощная залежь сплошных кварц-топазовых грейзенов (Омельяненко, Козлов, Шеремет, 1974). В нижней части кварц-топазовые грейзены сменяются кварцево-слюдистыми, переходящими, в свою очередь, в двуслюдяные мелкозернистые граниты. Из области распространения последних на глубине отходят крутопадающие дайки аплитовидных щелочных гранитов, широко развитые в крупно- и среднезернистых гранитах главной фазы массива, слагающих участок месторождения. Аплитовидные граниты сочетаются с крутопадающими дайками фельзитов и фельзит (граносиенит)-порфиров, являющихся, по-видимому, наиболее поздними глубинными дифференциатами интрузии. Подобные им дайки фельзитов и кварцевых порфиров известны и были изучены авторами в рудном поле Букукинского кварц-вольфрамитового месторождения Восточного Забайкалья, располагающегося юго-западнее Белухинского массива. Указанные фельзиты и кварцевые порфиры асакан-шумиловского и кукульбейского комплексов представлены ультраредкометальными разностями гранитов, подобными кварцевым порфирам Ингодинской апофизы (см. раздел «Геохимические особенности гранитоидов харалгинского комплекса»). Эти образования ниже, при анализе геохимической характеристики, рассмотрены особо.

В отличие от интрузий кукульбейского комплекса, в Шумиловском массиве фация двуслюдяных мелкозернистых гранитов встречена внутри гранитов главной фазы, но также в связи с грейзенизированными гранитами и грейзенами, которые мелкозернистые граниты подстилают.

Из других интрузий кукульбейского комплекса Центрального Забайкалья изучались гранитоиды **Седловского массива** (рис. 2, № 63),

охватывающего площадь около 80 км². Массив сложен монотонными крупнозернистыми (ближе к среднезернистым) порфиroidными биотитовыми гранитами. Ю. И. Темников (1971) выделяет в его пределах (рис. 2) небольшие участки мелкозернистых гранитов и микроклиновые (камерные) пегматиты. Пегматиты с очень бедной редкометальной минерализацией известны и в экзоконтактовой зоне массива во вмещающих песчано-сланцевых породах. В гранитах массива известно также кварц-касситеритовое с турмалином рудопроявление.

Авторами изучены, кроме того, амазонитовые граниты **Тургинского штока** (рис. 2, № 72), интрузирующие гранодиориты шахтаминского комплекса главного поля Тургинского массива (Кукульбейский район Восточного Забайкалья, № 48, рис. 2). Шток (вернее, группа штокообразных тел) сложен существенно кварцевыми с альбитом и амазонитом средне-мелкозернистыми лейкогранитами, содержащими биотит и мусковит. Амазонитовые граниты представляют особый интерес как разновидности поздних глубинных дифференциатов кукульбейского комплекса.

Изложенное позволяет выделить следующие особенности массивов кукульбейского комплекса:

1. Значительное разнообразие фациальных разновидностей гранитоидов в разных массивах и в пределах одной группы массивов, несмотря на зачастую ограниченные размеры интрузий.

2. Наличие в большинстве массивов приповерхностных фаций двуслодных гранитов, переходящих в ряде случаев в фацию мусковитовых гранитов грейзенизированных куполов.

3. Наличие в части массивов, сопровождающихся крупными полями редкометальных пегматитов, апикально-фронтальной интрузивной фазы пегматитоносных мусковитовых гранитов, с которыми пегматиты непосредственно связаны.

Из других особенностей массивов кукульбейского комплекса должны быть отмечены обычный кислый, отдифференцированный состав слагающих их гранитов (гранодиоритовые разновидности крайне редки) и специфический аксессуарный состав, детально исследованный А. М. Гребенниковым (1970, 1971б, 1971в), а именно постоянное присутствие заметных количеств минералов редкометальной ассоциации (Sn, W, Be, Ta, Nb) и фтора. Следует лишь отметить, что значительная часть этих данных относится к фациям аутометасоматически измененных гранитов, в которых редкометальные минералы представляют постмагматическую стадию.

Петрохимия гранитоидов комплекса

Особенности состава гранитоидов кукульбейского комплекса рассматриваются по данным 174 квантометрических силикатных анализов (рис. 45—53). Состав гранитов комплекса однообразен и постояен, несмотря на множественность фациальных разновидностей. Как правило, фигуративные точки составов пород образуют единые поля, и выделить ареалы отдельных разновидностей не удается. В некоторых случаях можно отметить лишь тенденцию кажущегося повышения основности у грейзенизированных разновидностей (увеличение параметра b до 7—10) за счет повышения в гранитах роли глинозема (увеличения количества мусковита в минеральном составе). Граниты комплекса, в том числе существенно биотитовые главной фации, в подавляющем большинстве случаев имеют состав, приближающийся к лейкократовому ($b=2-6$). Наиболее кислый (ультракислый) состав имеют амазонитовые и биотитовые граниты Тургинского массива (рис. 53). Меланократовые разновидности — биотитовые гранодиориты ($b=7-10$) — встречены только в Кулиндинской группе интрузий (Верхне-Кулиндинский шток гранодио-

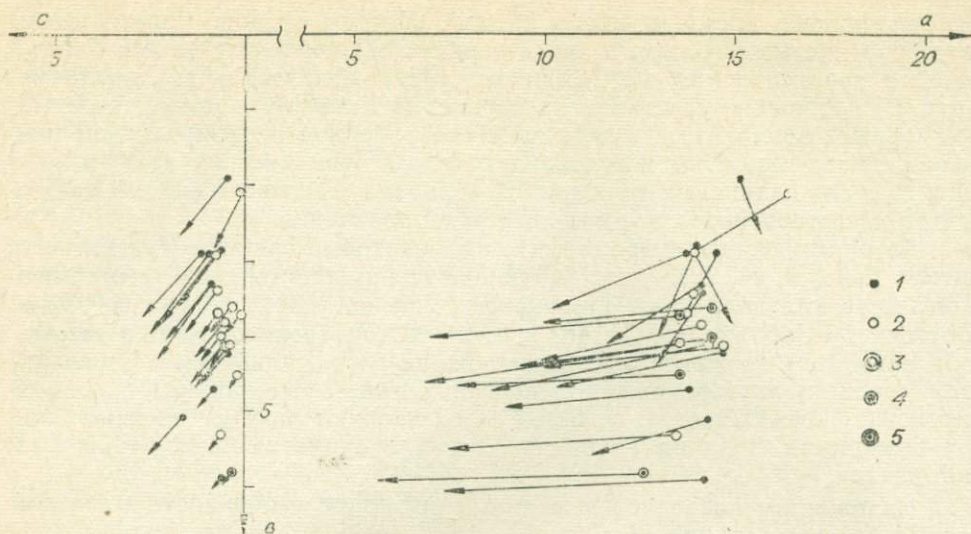


Рис. 45. Петрохимическая диаграмма гранитов кукульбейского комплекса. Саханайский массив (№ 61, рис. 2).

Граниты: 1 — биотитовые средне-крупнозернистые; 2 — биотитовые мелко-среднезернистые; 3 — дву-слюдяные; 4 — мусковитовые грейзенизированные; 5 — мусковитовые пегматитоносные.

ритов, рис. 43) и в составе Кангинского массива. Самыми выразительными отличительными чертами состава гранитов комплекса являются их высокая глиноземистость, что отражается в удлинённых влево, пологих векторах правой части диаграммы, и низкое содержание плагиоклазовой извести ($c=1,5-0,5$), что соответствует кислому составу плагиоклазов подавляющего большинства разновидностей. Только для гранодиоритов (Кулиндинская группа и Мало-Кан-

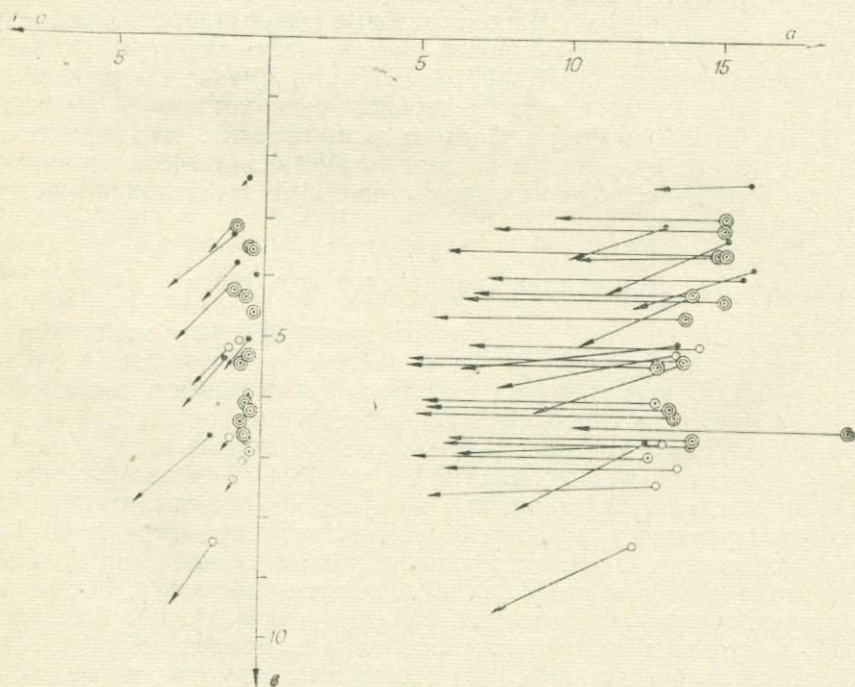


Рис. 46. Кукульбейский комплекс, Дурулгуевский массив (№ 61, рис. 2). Условные обозначения см. рис. 45.

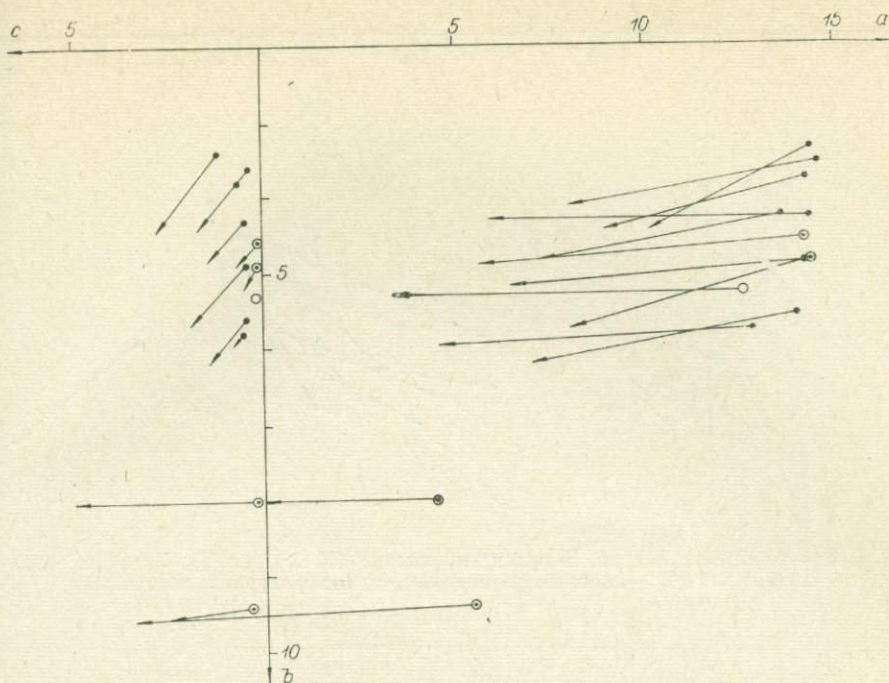


Рис. 47. Кукульбейский комплекс, Хангилайский массив (№ 62, рис. 2). Условные обозначения см. рис. 45.

гинский массив) этот признак не характерен: содержание плагиоклазой известно в них резко повышено ($c=3-4$).

Средние составы разновидностей гранитоидов, слагающих большинство массивов комплекса (Хангилайский, Белухинский, Седловский и др., № 10, 11, 16 табл. 23) (практически идентичны по главным породообразующим компонентам с 90%-ным уровнем значимости). Несколько более основной состав имеют граниты Кулиндинских массивов (№ 24 табл. 23). Содержания окиси магния являются стабильно низкими (около 0,5%) во всех разновидностях, кроме гранодиоритов.

Очень сходный состав имеют все существенно биотитовые граниты вольфрамоносных массивов кукульбейского комплекса (рис. 54, а).

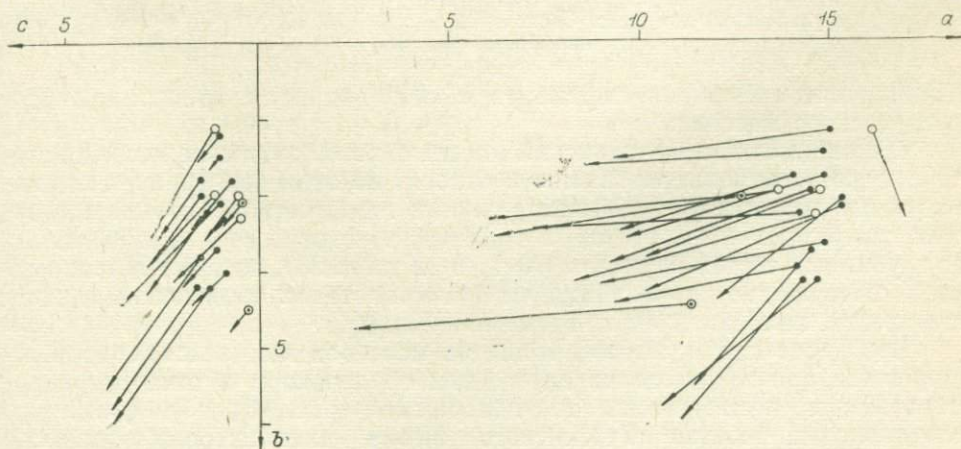


Рис. 48. Кукульбейский комплекс, Олдандинский массив (№ 70, рис. 2). Условные обозначения см. рис. 45.

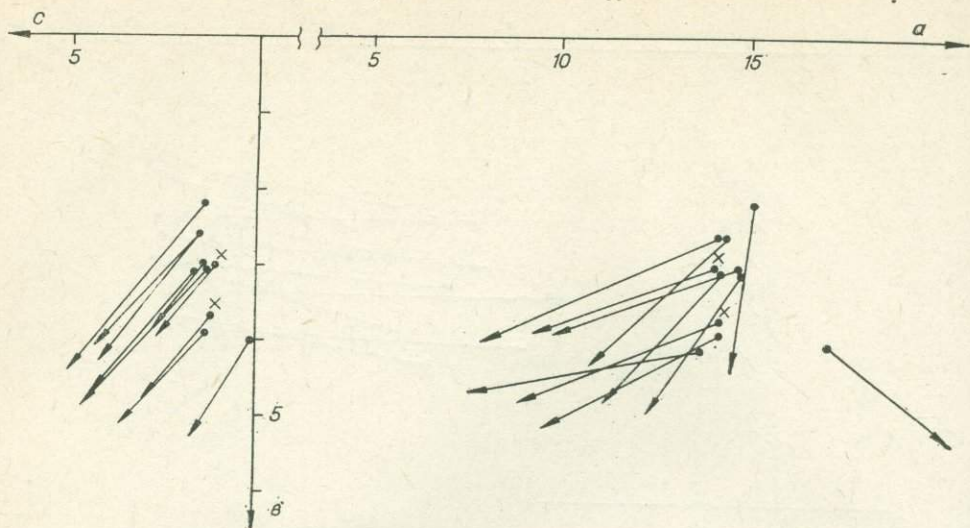


Рис. 49. Кукульбейский комплекс, Белухинский массив (№ 71, рис. 2). Условные обозначения см. рис. 45. (X — химические анализы, по литературным источникам).

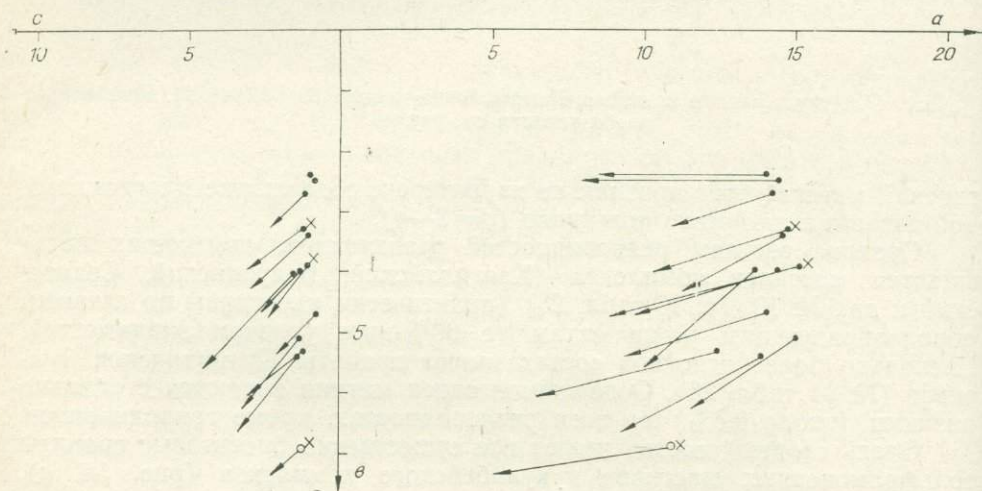


Рис. 50. Кукульбейский комплекс, Седловский массив (№ 63, рис. 2). Условные обозначения см. рис. 45.

Наибольшие колебания параметра b обнаруживают гранитоиды Дурлуговского массива.

Олдандинский и Белухинский массивы, которые многие исследователи считают «гранодиоритовыми» и относят на этом основании к шахтаминскому комплексу, в действительности имеют стабильно кислый состав слагающих их биотитовых гранитов. Это относится и к гранитам из глубинных частей массивов (№ 11 и 12 табл. 23), которые петрохимически совершенно не отличимы от гранитов таких типичных массивов комплекса, как Хангилайский и Саханайский.

Что касается биотитовых гранитов массивов комплекса, сопровождающихся преимущественно оловянным оруденением и отчасти редкометальными пегматитами, то диаграмма (рис. 54, б) фиксирует ультракислый состав Тургинского штока амазонитовых гранитов и исходный с вольфрамоносными массивами состав большинства остальных интрузий этой группы, за исключением гранодиоритов Мало-Кулин-

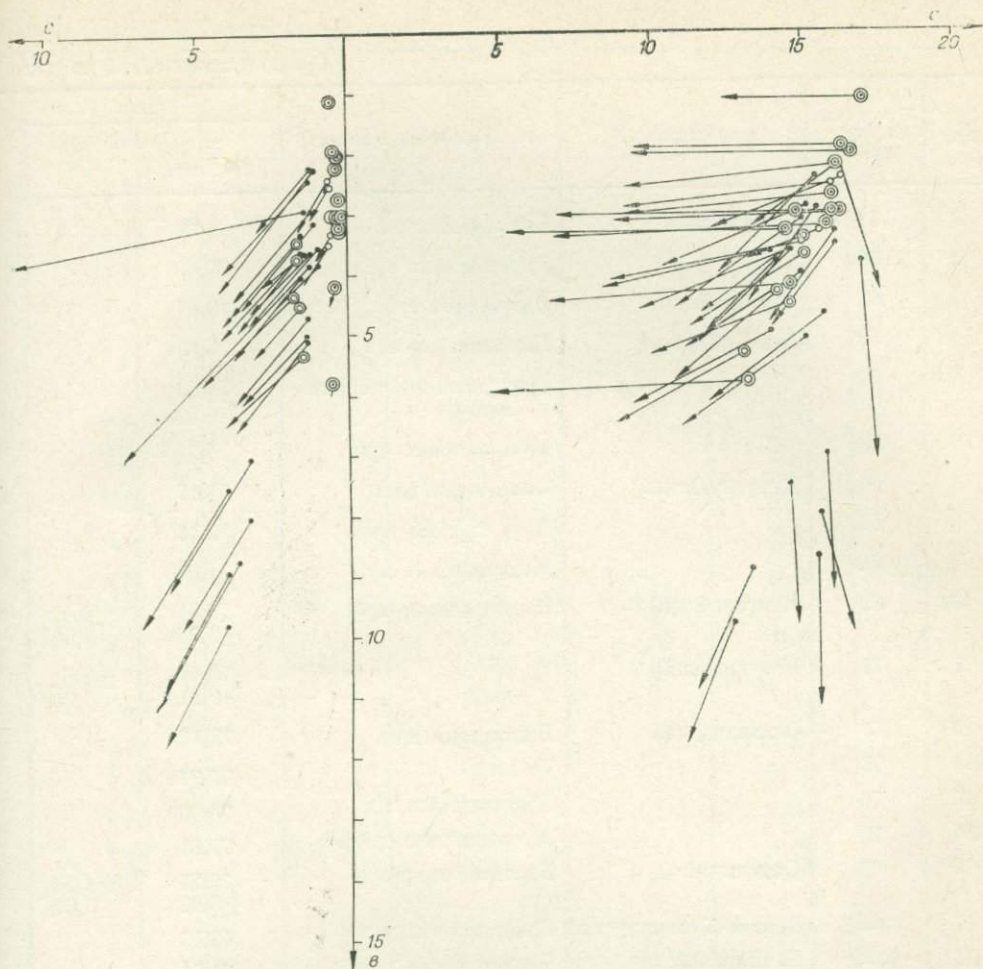


Рис. 51. Кукульбейский комплекс, Кулиндинские массивы (№ 64, рис. 2). Условные обозначения см. рис. 45.

динского массива, которые оторваны от общего ареала благодаря меланократовости, повышенной щелочности, высокому содержанию плагиоклазовой извести.

Ареалы фигуративных точек двуслюдяных и мусковитовых (грейзенизированных и пегматитоносных) гранитов комплекса по отдельным массивам (рис. 54, в) практически в деталях совпадают с ареалами биотитовых гранитов (рис. 54, а и б), в чем отражается генетическое единство составов гранитов комплекса. Хотя в среднем мусковитовые разновидности характеризуются более кислым составом плагиоклазов по сравнению с биотитовыми гранитами, в то же время более основной состав биотитовых гранитов Мало-Кангинского массива находит отражение в повышенном значении параметра c в связанных с массивом пегматитоносных мусковитовых гранитах. Подобные особенности свидетельствуют о непосредственных генетических связях биотитовых и мусковитовых разновидностей гранитоидов отдельных интрузий.

В целом диаграммы иллюстрируют значительное сходство состава подавляющего большинства существенно биотитовых гранитов массивов комплекса. Многочисленные двуслюдяные и мусковитовые разновидности являются, судя по сходству состава с гранитами главной фазы, продуктами внутрикамерной дифференциации интрузий.

Средний химический состав

гранитов кукульбейского комплекса

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Разновидность гранитов	SiO ₂	
				\bar{C} дов. инт.	S V
1	58	Саханайский	Биотитовые кр/з	73,79	
2	58		Двуслюдяные кр/з	75,46	
3	60	Таптанайский	Биотитовые ср/з	73,67	
4	59	Зун-Ундурский	Двуслюдяные м/з	74,86	
5	59		Существенно мусковитовые м/з	74,33	
6	59		Мусковитовые кр/з	75,25	
7	61	Дурулгуевский	Биотитовые кр/з	73,12	
8	61		Двуслюдяные кр/з	72,13	
9	61		Мусковитовые кр/з	74,05	
10	62	Хангилайский	Биотитовые ср-кр/з	73,91 ±0,33	±0,49 0,007
11	71	Белухинский	То же	73,11 ±0,31	±0,51 0,007
12	70	Олдандинский	Биотитовые кр/з	72,71	
13	70		То же	73,77	
14	70		Двуслюдяные м/з	74,19	
15	70		Мусковитовые ср-кр/з	77,81	
16	63	Седловский	Биотитовые кр/з	73,23 ±0,63	±1,08 0,01
17	64—5	Верхне-Кулинддинский	Гранодиориты м/з	63,19	
18	64—1	Б. Шаронайские	Биотитовые м/з	71,51	
19	64—1		То же, редкометалльные	71,03	
20	64—1		Биотитовые	71,68	
21	64—4	Листвянский	Биотитовые м/з	71,79	
22	64—3	Мало-Кулинддинский	То же	72,51	
23	64—2	Шаронайский	Двуслюдяные м/з	73,64	
24	64	Кулинддинская группа в целом	Биотитовые м/з	71,64 ±0,34	±0,94 0,01
25	65	Кангинский	Гранодиориты ср/з редкометалльные	68,42	
26	65		Биотитовые кр/з	71,95 ±0,77	±1,04 0,02
27	72	Тургинский	То же	76,48 ±1,02	±1,52 0,02
28	72		Амазонитовые	77,31	
29	49	Букукинский уч.	Фельзиты	75,50	
30		В целом	Биотитовые главной фации	72,84 ±0,24	±1,33 0,02
31			Двуслюдяные	73,88 ±0,52	±1,42 0,02
32			Мусковитовые грейзенизир.	75,34 ±0,79	±1,67 0,02

TiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃	
\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V
0,20		13,77		0,35	
0,12		12,48		0,62	
0,15		12,94		0,35	
0,05		14,03		0,46	
0,03		13,39		0,37	
0,03		13,40		0,50	
0,30		14,12		0,22	
0,23		15,30		0,36	
0,05		15,34		0,24	
0,21	±0,02	14,25	±0,46	0,66	±0,31
±0,01	0,09	±0,31	0,03	±0,21	0,48
0,31	±0,04	14,18	±0,39	0,43	±0,36
±0,02	0,12	±0,24	0,03	±0,22	0,83
0,28		14,65		0,69	
0,23		13,99		0,79	
0,19		13,72		0,33	
0,08		12,07		0,48	
0,31	±0,1	14,01	±0,58	0,80	±0,34
±0,06	0,31	±0,33	0,04	±0,20	0,42
1,00		16,53		0,32	
0,44		14,88		0,34	
0,50		14,77		0,58	
0,45		14,80		0,30	
0,41		14,53		0,50	
0,38		14,32		0,64	
0,10		14,41		0,61	
0,44	±0,06	14,67	±0,44	0,48	±0,30
±0,02	0,14	±0,16	0,03	±0,11	0,62
0,44		15,86		0,99	
0,40	±0,12	14,48	±0,63	0,72	±0,42
±0,09	0,32	±0,46	0,04	±0,31	0,58
0,11	±0,04	12,55	±0,90	0,83	±0,40
±0,03	0,40	±0,60	0,07	±0,27	0,48
0,02		12,36		0,68	
0,10		13,65		0,65	
0,31	±0,12	14,29	±0,65	0,55	±0,35
±0,02	0,38	±0,12	0,05	±0,06	0,64
0,12*	±0,09	13,96	±1,05	0,48	±0,22
0—0,15	0,64	±0,38	0,07	±0,08	0,46
0,05	±0,02	13,77	±1,30	0,37	±0,19
±0,01	0,47	±0,62	0,0	±0,09	0,51

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Разновидность гранитов	FeO		MnO		MgO		CaO	
				\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V
1	58	Саханайский	Биотитовые кр/з	2,07		0,06		0,24		0,84	
2	58		Двуслюдяные кр/з	1,48		0,06		0,21		0,53	
3	60	Таптанайский	Биотитовые ср/з	2,17		0,05		0,34		0,85	
4	59	Зун-Ундурский	Двуслюдяные м/з	1,60		0,05		0,20		0,43	
5	59		Существенно мусковитовые м/з	1,61		0,08		0,11		0,32	
6	59		Мусковитовые кр/з	1,30		0,08		0,11		0,45	
7	61	Дурулгуевский	Биотитовые кр/з	1,84		0,04		0,46		0,95	
8	61		Двуслюдяные кр/з	1,67		0,07		0,33		0,84	
9	61		Мусковитовые кр/з	1,18		0,15		Н. о.		0,36	
10	62	Хангилайский	Биотитовые ср-кр/з	0,77 $\pm 0,20$	$\pm 0,30$ 0,38	0,01		0,29 $\pm 0,11$	$\pm 0,17$ 0,58	0,54 $\pm 0,14$	$\pm 0,21$ 0,40
11	71	Белухинский	То же	0,94 $\pm 0,30$	$\pm 0,49$ 0,52	0,02 $\pm 0,008$	$\pm 0,01$ 0,52	0,52 $\pm 0,08$	$\pm 0,13$ 0,25	1,21 $\pm 0,05$	$\pm 0,08$ 0,07
12	70	Олдандинский	Биотитовые кр/з	0,84		0,05		0,10		1,21	
13	70		То же	0,74		0		0,19		0,80	
14	70		Двуслюдяные м/з	0,86		0,03		0,28		0,73	
15	70		Мусковитовые ср-кр/з	0,25		0,01		0,14		0,35	
16	63	Седловский	Биотитовые кр/з	1,29 $\pm 0,30$	$\pm 0,52$ 0,40	0,03 $\pm 0,008$	$\pm 0,01$ 0,46	0,43 $\pm 0,13$	$\pm 0,22$ 0,51	1,00 $\pm 0,11$	$\pm 0,19$ 0,19
17	64-5	Верхне-Кулиндинский	Гранодиориты м/з	3,97		0,07		2,07		3,10	
18	64-1	Б. Шаронайские	Биотитовые м/з	1,54		0,01		0,66		1,12	
19	64-1		То же, редкометалльные	1,41		0,01		0,60		1,39	
20	64-1		Биотитовые	1,60		0,01		0,68		1,17	
21	64-4	Листвянский	Биотитовые м/з	0,96		Не опр.		0,57		1,10	
22	64-3	Мало-Кулиндинский	То же	0,77		»		0,45		1,01	
23	64-2	Шаронайский	Двуслюдяные м/з	0,63		0,03		0,20		0,48	
24	64	Кулиндинская группа в целом	Биотитовые м/з	1,24 $\pm 0,14$	$\pm 0,37$ 0,30	0,01		0,54*	$\pm 0,26$	1,16	$\pm 0,18$
25	65	Кангинский	Гранодиориты ср/з редкометалльные	1,89		0,05		0-0,63 1,52	0,44	$\pm 0,07$ 2,74	0,15
26	65		Биотитовые кр/з	1,11 $\pm 0,45$	$\pm 0,62$ 0,56	0,03 $\pm 0,015$	$\pm 0,02$ 0,65	0,52 $\pm 0,24$	$\pm 0,32$ 0,62	1,51 $\pm 0,17$	$\pm 0,23$ 0,15
27	72	Тургинский	То же	0,49 $\pm 0,36$	$\pm 0,53$ 1,07	0,01		0,05 $\pm 0,03$	$\pm 0,04$ 0,93	0,45 $\pm 0,22$	$\pm 0,33$ 0,73
28	72		Амазонитовые	0,49		0,01		0,03		0,15	
29	49	Букукинский уч.	Фельзиты	0,66		0,11		0,22		0,64	
30		В целом	Биотитовые главной фации	1,21 $\pm 0,10$	$\pm 0,58$ 0,48	0,03 $\pm 0,004$	$\pm 0,02$ 0,83	~0,44 $\pm 0,05$	$\pm 0,26$ 0,59	1,02 $\pm 0,06$	$\pm 0,33$ 0,32
31			Двуслюдяные	1,25 $\pm 0,22$	$\pm 0,61$ 0,49	0,05 $\pm 0,01$	$\pm 0,026$ 0,56	~0,11* 0-0,25	$\pm 0,22$ 0,93	0,61 $\pm 0,10$	$\pm 0,28$ 0,46
32			Мусковитовые грейзенизир.	0,92 $\pm 0,29$	$\pm 0,61$ 0,67	0,07 $\pm 0,03$	$\pm 0,06$ 0,90	0,10 $\pm 0,03$	$\pm 0,07$ 0,75	0,36 $\pm 0,08$	$\pm 0,17$ 0,47

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Разновидность гранитов	Na ₂ O	
				\bar{C} дов. инт.	S V
1	58	Саханайский	Биотитовые кр/з	3,58	
2	58		Двуслюдяные кр/з	3,61	
3	60	Таптанайский	Биотитовые ср/з	3,91	
4	59	Зун-Ундурский	Двуслюдяные м/з	3,89	
5	59		Существенно мусковитовые м/з	3,73	
6	59		Мусковитовые кр/з	3,98	
7	61	Дурулгуевский	Биотитовые кр/з	3,41	
8	61		Двуслюдяные кр/з	3,51	
9	61		Мусковитовые кр/з	3,68	
10	62	Хангилайский	Биотитовые ср-кр/з	3,58 ±0,14	±0,21 0,06
11	71	Белухинский	То же	3,82 ±0,33	±0,53 0,14
12	70	Олдандинский	Биотитовые кр/з	3,99	
13	70		То же	3,57	
14	70		Двуслюдяные м/з	3,81	
15	70		Мусковитовые ср-кр/з	3,20	
16	63	Седловский	Биотитовые кр/з	3,41 ±0,18	±0,32 0,09
17	64—5	Верхне-Кулиндинский	Гранодиориты м/з	4,18	
18	64—1	Б. Шаронайские	Биотитовые м/з	3,85	
19	64—1		То же, редкометальные	3,55	
20	64—1		Биотитовые	3,71	
21	64—4	Листвянский	Биотитовые м/з	3,70	
22	64—3	Мало-Кулиндинский	То же	3,77	
23	64—2	Шаронайский	Двуслюдяные м/з	4,45	
24	64	Кулиндинская группа в целом	Биотитовые м/з	3,73 ±0,14	±0,37 0,10
25	65	Кангинский	Гранодиориты ср/з редкометальные	4,45	
26	65		Биотитовые кр/з	4,10 ±0,18	±0,24 0,06
27	72	Тургинский	То же	3,28 ±0,63	±0,95 0,29
28	72		Амазонитовые	3,79	
29	49	Букуинский уч.	Фельзиты	3,29	
30		В целом	Биотитовые главной фации	3,70 ±0,07	±0,37 0,10
31			Двуслюдяные	3,80 ±0,17	±0,46 0,12
32			Мусковитовые грейзенизир.	3,69 ±0,20	±0,42 0,11

\bar{C} дов. инт.	S V	P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма	Число проб
4,74		0,07	0,64	100,35	7
4,64		0,04	0,57	99,86	4
4,17		0	0,76	99,21	2
4,50		0	0,84	100,91	3
4,12		0	0,86	98,95	3
4,10		0	1,00	100,20	2
5,08		0,16	0,55	100,25	4
4,26		0,11	0,85	99,66	5
4,16		0,27	0,83	100,31	3
4,68	±0,15	0,01	0,90	99,81	8
±0,10	0,03				
4,71	±0,18	0,04	0,54	99,81	9
±0,12	0,04				
4,39		0,06	0,57	100,04	6
5,03		0,02	0,65	99,82	6
4,72		0,03	0,85	99,74	4
4,43		Н. о.	0,90	99,72	3
4,82	±0,24	0,04	0,48	99,85	10
±0,14	0,05				
3,61		0,42	0,87	99,33	6
5,05		0,11	0,61	100,12	8
4,74		0,12	0,57	99,27	5
5,03		0,12	0,63	100,18	9
5,30		0,04	1,03	99,93	5
5,06		0,04	0,87	99,82	4
4,45		0,41	0,76	100,21	4
5,04	±0,24	0,07	0,76	99,78	22
±0,09	0,05				
2,34		0,11	0,84	99,65	4
4,17	±0,52	0,09	0,65	99,73	7
+0,38	0,12				
4,73	±0,15	Н. о.	0,54	99,52	3
±0,1	0,03				
4,45		»	0,32	99,61	5
2,82		»	1,56	99,20	2
4,77	±0,41	0,05	0,65	99,86	85
±0,07	0,09				
4,52	±0,36	0,06	0,84	99,68	22
±0,13	0,08				
4,23	±0,38	0,04	0,89	99,83	14
±0,18	0,09				

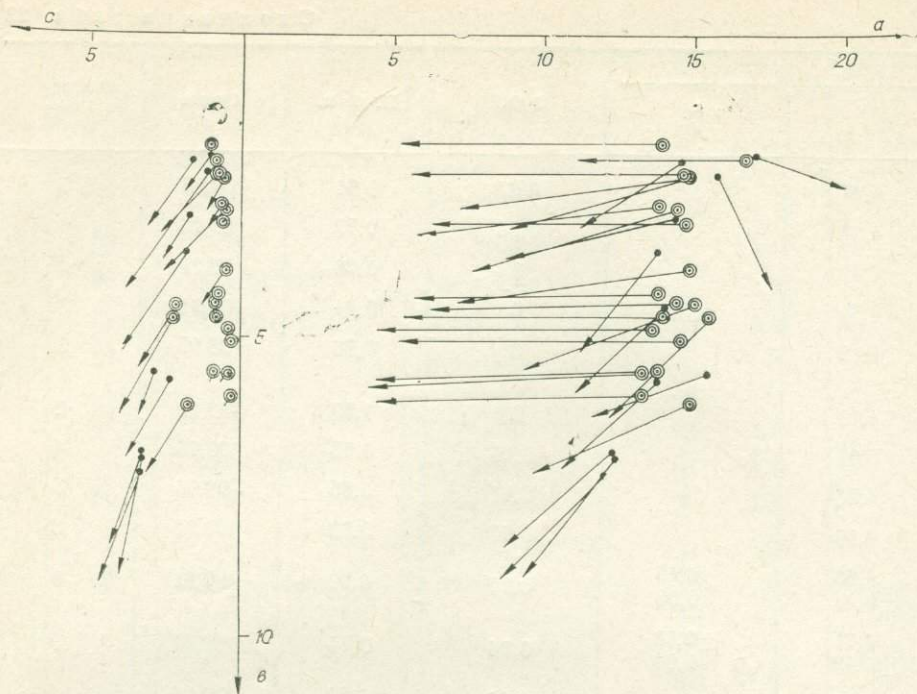


Рис. 52. Кукульбейский комплекс, Мало-Кангинский массив (№ 66, рис. 2). Условные обозначения см. рис. 45.

Состав комплекса соответствует субщелочному высокоглиноземистому граниту (рис. 55,а). Щелочными гранитами сложены массивы Кулиндинской группы (№ 64). Повышенная щелочность гранитоидов отчетливо выражена и в Мало-Кулиндинском массиве, сложенном меланократовыми породами, отвечающими по составу граносиенитам. Отмеченные особенности позволяют считать, что из всех массивов кукульбейского комплекса только для интрузий Кулиндинской группы можно предполагать непосредственное участие в их формировании (гибридизм?) расплавов, давших начало интрузиям шахтаминского комплекса. Биотитовые граниты Кулиндинской группы отличаются и несколько повышенной основностью плагиоклазов ($c=2$). Что же касается Олдандинского и Белухинского массивов (№ 70 и 71), включаемых на некоторых картах в шахтаминский комплекс, то слагающие их граниты относятся как раз к наиболее кислым разновидностям кукульбейского комплекса, совершенно несопоставимым с шахтаминскими гранитоидами.

Средний состав Соктуйского массива (рис. 55, а, № 69) Восточного Забайкалья, рассчитанный Н. С. Вартаковой с соавт. (1972, табл. 60, с. 203) хорошо согласуется с составом гранитов других массивов комплекса.

Пегматитоносные мусковитовые граниты разных массивов (табл. 24) характеризуются стабильностью содержаний кремнекислоты и алюминия (в пределах 90%-ного доверительного интервала). Содержания щелочей для разных массивов заметно непостоянны, натрий обычно преобладает над калием. По сравнению с биотитовыми гранитами главной фазы (№ 30 табл. 23) пегматитоносные граниты отличаются некоторым повышением концентраций кремнекислоты, отчетливо более низкими содержаниями магния, железа и калия, повышенными — натрия и более низкими — калия.

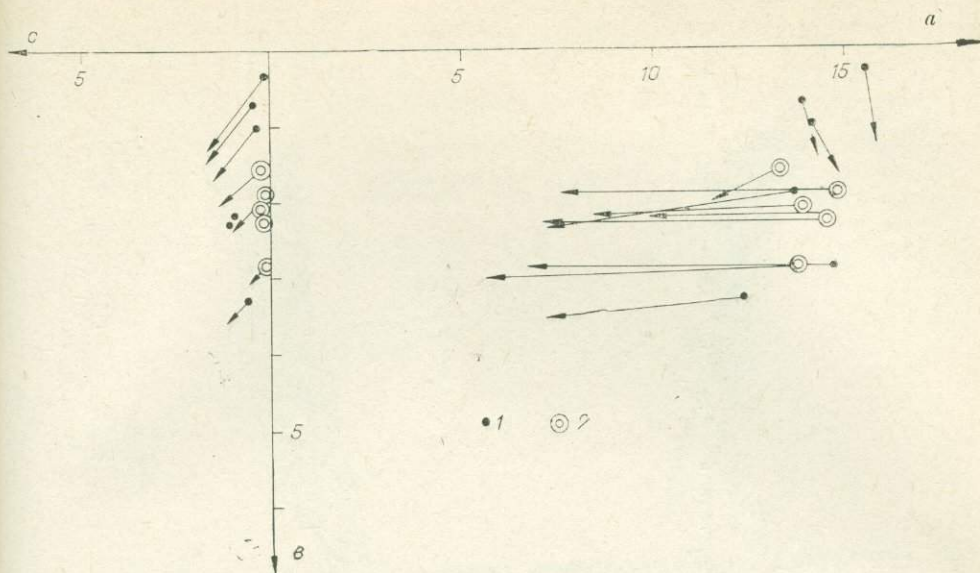


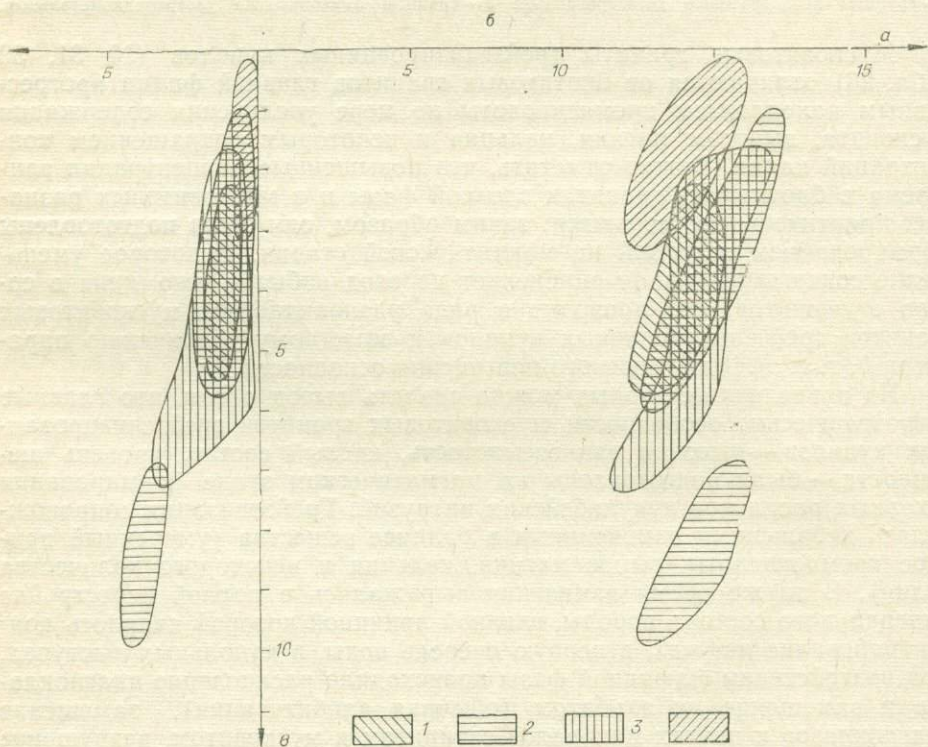
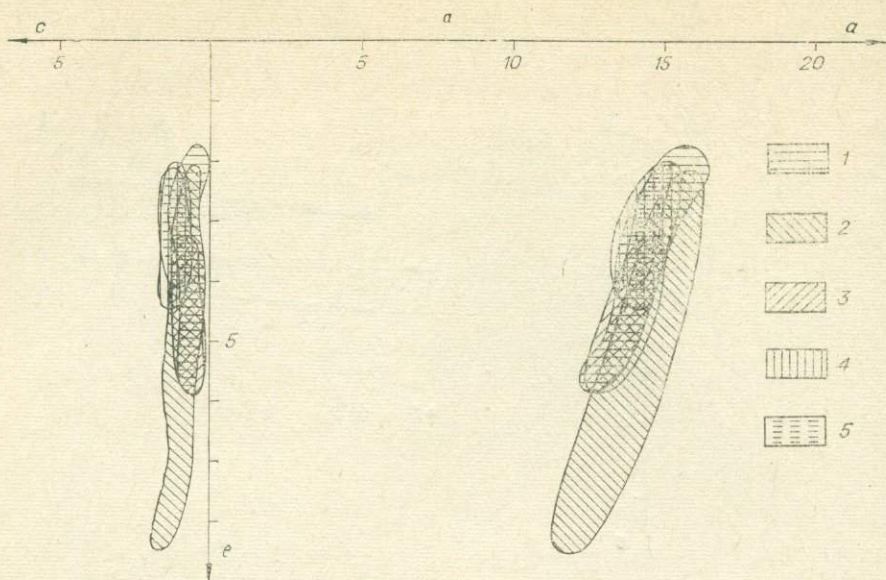
Рис. 53. Кукульбейский комплекс, Тургинские штоки (№ 72, рис. 2).

1 — граниты лейкократовые дегазированные; 2 — граниты амазонитовые ультраредкометалльные.

Мусковитовые граниты грейзенизированных куполов (№ 31, 32 табл. 23) отличаются от биотитовых гранитов главной фации прогрессивным накоплением кремнекислоты по мере увеличения содержания мусковита, выносом магния, кальция и некоторым сокращением концентраций калия. Важно отметить, что повышенные концентрации глинозема в биотитовых гранитах главной фазы и в мусковитовых разностях практически не меняются: таким образом, они были подготовлены формированием интрузий на магматической стадии. Некоторое уменьшение содержаний калия определяет переход избытка алюминия в состав мусковитов, что приводит в ряде разновидностей мусковитовых гранитов грейзенизированных куполов к заметному увеличению параметра b , т. е. эффекту мнимого повышения основности.

Из приведенных данных можно сделать вывод о том, что главные петрохимические особенности мусковитовых гранитов грейзенизированных куполов — высокая глиноземистость, кислый состав, уровень щелочности — были подготовлены на магматическом этапе формирования исходных расплавов кукульбейских интрузий. Грейзенизация сопровождалась небольшими изменениями в балансе вещества (умеренный принос кремнекислоты, вынос магния, кальция и некоторого количества калия). В то же время изменения выражались в полной перестройке минерального состава породы, главной причиной которой являлось концентрирование летучих, в первую очередь воды, в купольных выступах. Под воздействием флюидной фазы происходило раскисление плагиоклазов и замещение их альбитом (обычная альбитизация), замещение плагиоклазов и других минералов серицитом и мусковитом, разрушение части калиевых полевых шпатов и образование мусковита. И лишь усиление этого процесса в локальных участках приводило к существенному концентрированию в мусковитовых разностях грейзенов глинозема, что объясняется процессами перераспределения вещества на стадии грейзенообразования, приводящими к обособлению тел существенно кварцевого и существенно слюдяного состава (месторождение Спокойное, см. Иванова, 1972, фиг. 6, с. 10).

Сравним составы двух генетически различных групп мусковитовых гранитов — пегматитоносных и грейзенизированных (№ 7 табл. 24, № 32 табл. 23). Пегматитоносные граниты отличаются от грейзенизи-



рованных (с учетом рассчитанных 90%-ных доверительных интервалов средних значений) несколько более высокой концентрацией глинозёма, более низкими концентрациями окисного железа и магния и, главное, обратными соотношениями содержаний щелочей. Если для пегматитоносных гранитов характерно отчетливое накопление натрия, в том числе по отношению к биотитовым гранитам главной фации, и не менее отчетливое понижение содержаний калия, то при прогрессивной грейзенизации биотитовых гранитов содержание натрия остается

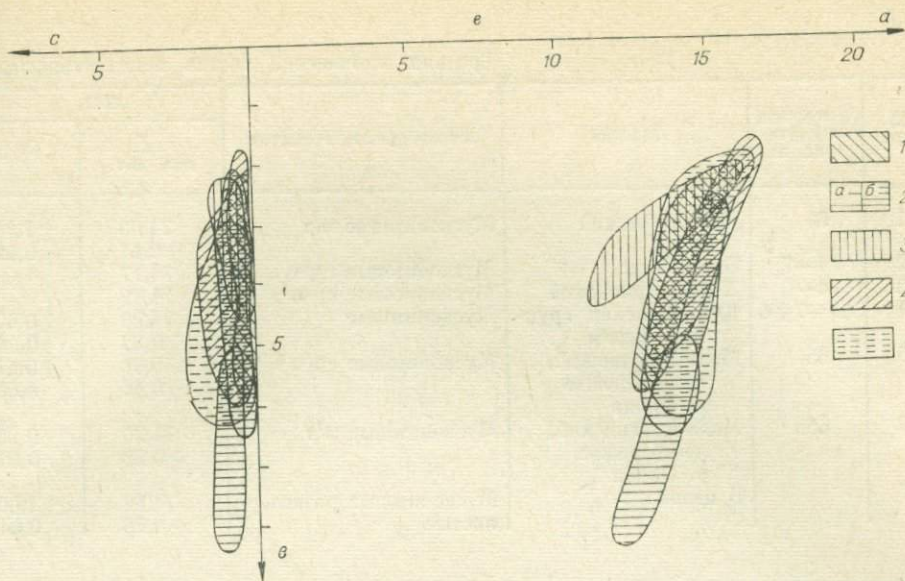


Рис. 54. Сводные ареалы фигуративных точек гранитоидов кукульбейского комплекса на петрохимической диаграмме.

a — биотитовые граниты преимущественно вольфрамоносных массивов: 1 — Саханайский, 2 — Дурулгуевский, 3 — Хангилайский, 4 — Олдандинский, 5 — Белухинский; *b* — биотитовые граниты остальных массивов: 1 — Селловский, 2 — Кулиндинские, 3 — Мало-Кангинский, 4 — Тургинский; *c* — двуслюдяные и мусковитовые граниты массивов комплекса: 1 — Саханайский, 2 — Дурулгуевский (*a* — пегматитоносные, *b* — грейзенизированные), 3 — Олдандинский, 4 — Кулиндинские, 5 — Мало-Кангинский.

практически неизменным, а концентрация калия, как отмечалось, несколько понижается. На диаграмме А. Н. Заварицкого поля биотитовых и мусковитовых разностей гранитов совпадают (см. рис. 55, *a*). Состав последних (рис. 55, *b*) в деталях соответствует составу биотитовых гранитов, с интрузиями которых мусковитовые граниты связаны. Это особенно важно для фазы пегматитоносных гранитов, так как фиксирует их генетическую, а не только пространственную связь с биотитовыми гранитами внутреннего ядра интрузий, в апикальной зоне которых мусковитовые пегматитоносные граниты развиваются.

Фигуративные точки грейзенизированных мусковитовых гранитов не выходят за пределы поля биотитовых гранитов главной фации, за исключением мусковитовых гранитов Олдандинского (рис. 55, *b*) № 70) массива, отличающихся повышенным накоплением кремнекислоты и некоторым понижением содержания натрия.

На диаграммах рис. 55 отчетливо видно однонаправленное удлинение полей фигуративных точек кукульбейского комплекса, фиксирующее резкое понижение щелочности (параметра *a*) с увеличением параметра *b*. Связывать это явление с обычным процессом магматической дифференциации нельзя, так как повышение *b* не сопровождается увеличением содержания плагиоклазовой извести, количество которой (параметр *c*) для подавляющего большинства гранитоидов комплекса остается низким, фиксируя кислый состав плагиоклазов. Для полей мусковитовых гранитов (рис. 55, *b*) в удлинении поля фигуративных точек отражаются отмеченные выше различия в составе пегматитоносных и грейзенизированных разностей гранитов — повышенная роль натрия в первых и некоторое понижение содержания калия во вторых, что вызывает переход избыточного алюминия в состав слюд, а следовательно, возрастание параметра *b* при уменьшении параметра *a*. Однако аналогичный характер полей фигуративных точек биотитовых гранитов главной фации (рис. 54, *a*, *b*) свидетельствует о том, что подобный ход их дифференциации подготавливался еще на магматическом

Средний химический состав пегматитоносных

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Разновидность гранитов	SiO ₂	
				\bar{C} дов. инт.	S V
1	61	Дурулгуевский	Мусковитовые м/з	74,03	±1,16
2	64-7	Богов Утес	Мусковитовые ср/з	±0,67	0,02
3	64-6	Хара-Быркинский	Мусковитовые ср-м/з	75,17	
4	64-7+6	Кулиндинская группа в целом	Мусковитовые	74,79	
5	65	Мало-Кангинский, правобережье р. Онона	Мусковитовые ср/з	74,98	±0,42
				±0,22	0,007
				75,38	±0,67
6	65а	Мало-Кангинский, левобережье р. Онона	Мусковитовые м/з	±0,45	0,009
				74,20	±0,93
				±0,58	0,01
7		В целом	Мусковитовые разнозернистые	74,64	±1,00
				±0,26	0,01

мусковитовых гранитов кукульбейского комплекса

TiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃	
\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V
0,06	±0,07	15,11	±0,45	0,45	±0,27
±0,04	1,07	±0,26	0,20	±0,16	0,60
0,02		14,45		0,33	
0,01		14,81		0,22	
0,02	±0,06	14,63	±0,32	0,28	±0,17
±0,006	0,73	±0,16	0,02	±0,09	0,62
0,06	±0,03	14,15	±0,64	0,49	±0,15
±0,02	0,50	±0,43	0,05	±0,10	0,31
0,04	±0,04	15,05	±0,58	0,44	±0,20
±0,02	0,89	±0,35	0,04	±0,12	0,45
~0,02*	±0,04	14,75	±0,60	0,40	±0,21
0-0,04	1,04	±0,16	0,04	±0,06	0,53

Продолжение табл. 24

MnO		MgO		CaO	
\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V
0,17	±0,19	Н. о.		0,53	±0,20
±0,11	1,14			±0,11	0,37
0,08		»		0,38	
0,19		0,08		0,30	
0,14	±0,08	0,05	±0,05	0,34	±0,09
±0,04	0,62	±0,03	1,12	±0,05	0,26
0,04	±0,06	0,11	±0,14	0,62	±0,13
±0,04	1,42	±0,09	1,22	±0,09	0,21
0,05	±0,06	0,08	±0,09	0,46	±0,18
±0,04	1,37	±0,06	1,15	±0,11	0,40
~0,04*	±0,12	0,002*	±0,09	0,47	±0,18
0-0,07	1,18	0-0,006	1,56	±0,05	0,38

Окончание табл. 24

K ₂ O		P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма	Число проб
\bar{C} дов. инт.	S V				
3,83	±0,50	0,02	0,75	99,62	10
±0,29	0,13				
4,04		0,06	0,57	100,35	6
3,05		0,14	0,68	100,01	6
3,55	±0,84	0,12	0,61	100,20	12
±0,43	0,24				
4,02	±1,06	0,03	0,60	99,86	8
±0,71	0,26				
3,74	±0,86	0,16	0,75	99,57	9
±0,53	0,23				
3,76	±0,81	0,08	0,66	99,66	39
±0,22	0,22				

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Разновидность гранитов	FeO	
				\bar{C} дов. инт.	S V
1	61	Дурулгуевский	Мусковитовые м/з	0,56	±0,30
2	64-7	Богов Утес	Мусковитовые ср/з	±0,18	0,54
3	64-6	Хара-Быркинский	Мусковитовые ср-м/з	0,35	
4	64-7+6	Кулиндинская группа в целом	Мусковитовые	0,46	
5	65	Мало-Кангинский, правобережье р. Онона	Мусковитовые ср/з	0,39	±0,19
				±0,10	0,48
				0,22	±0,20
				±0,13	0,92
6	65а	Мало-Кангинский, левобережье р. Онона	Мусковитовые м/з	0,27	±0,27
				±0,17	1,00
7		В целом	Мусковитовые разнозернистые	0,37	±0,27
				±0,07	0,72

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Разновидность гранитов	Na ₂ O	
				\bar{C} дов. инт.	S V
1	61	Дурулгуевский	Мусковитовые м/з	4,11	±0,24
2	64-7	Богов Утес	Мусковитовые ср/з	±0,06	0,06
3	64-6	Хара-Быркинский	Мусковитовые ср-м/з	4,90	
4	64-7+6	Кулиндинская группа в целом	Мусковитовые	5,28	
5	65	Мало-Кангинский, правобережье р. Онона	Мусковитовые ср/з	5,09	±0,39
				±0,20	0,08
				4,14	±0,70
				±0,47	0,17
6	65а	Мало-Кангинский, левобережье р. Онона	Мусковитовые м/з	4,33	±0,42
				±0,26	0,10
7		В целом	Мусковитовые разнозернистые	4,47	±0,61
				±0,16	0,14

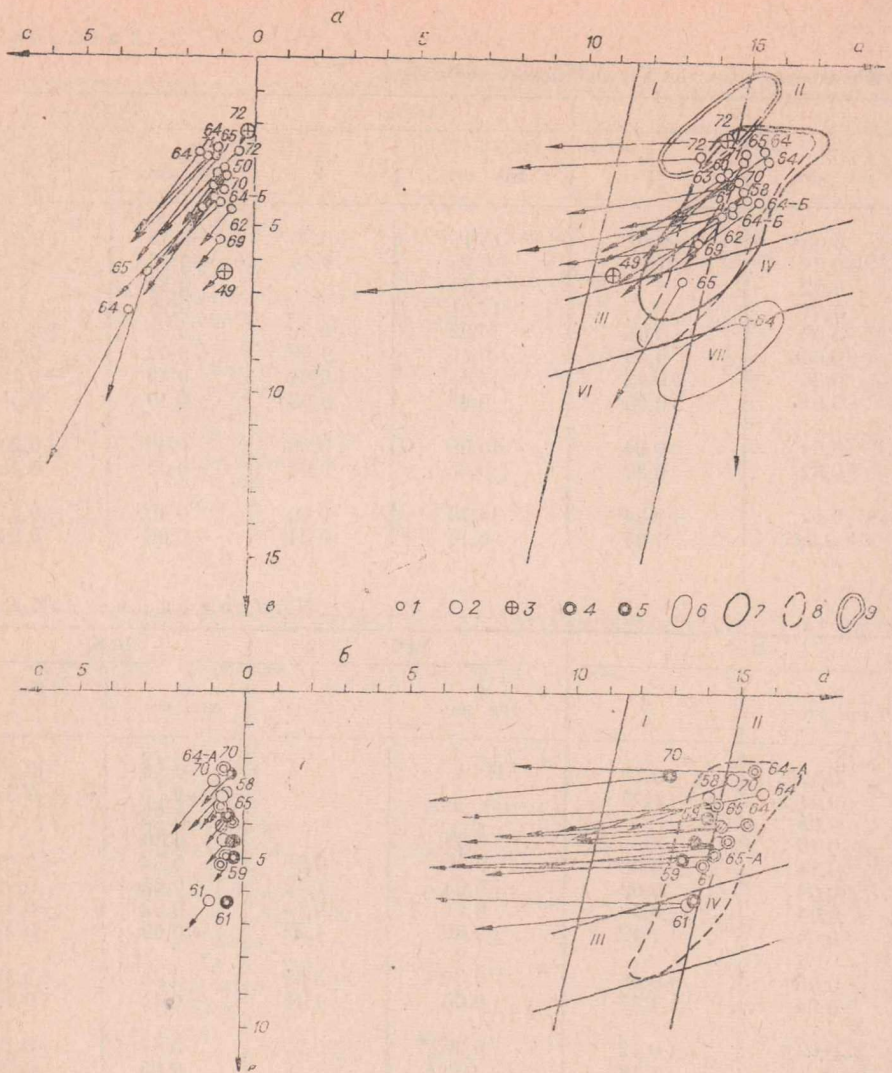


Рис. 55. Сводные ареалы фигуративных точек и средние составы гранитов (а — биотитовых, б — двуслюдяных и мусковитовых) на петрохимической диаграмме (номера точек на диаграмме соответствуют номерам массивов на рис. 2).

Граниты: 1 — биотитовые, 2 — двуслюдяные, 3 — амазонитовые, 4 — мусковитовые пегматитовые, 5 — мусковитовые грейзенизированные; ареалы точек: 6 — гранодиоритов, 7 — биотитовых гранитов главной фации, 8 — двуслюдяных и мусковитовых гранитов, 9 — амазонитовых гранитов (Тургинский шток). Заштрихованы точки средних составов. Римскими цифрами обозначены поля: I — гранитов, II — щелочных гранитов, III — гранодиоритов, IV — трансениитов, VI — диоритов, VII — щелочноземельных сиенитов.

эталпе. В этом отношении очень показательны данные по составу фельзитов даек Букукунского рудного поля (№ 49, рис. 55 а), представляющих внутрикамерные дифференциаты глубинной Кукульбейской интрузии, с которой связывается Букукинское вольфрамитовое месторождение. Фельзиты имеют весьма необычный состав (табл. 23): при заметном накоплении кремнекислоты и сохранении высокой глиноземистости в них резко понижена концентрация щелочей. Это приводит к снижению параметра *a* при возрастании за счет глинозема параметра *b*. Таким образом, как видно из положения точки фельзитов на диаграмме (рис. 55, а), подобные тенденции в ходе внутрикамерной дифференциации и определяют, очевидно, конфигурацию поля точек биотитовых гранитов главной фации комплекса в целом. Пониженные содер-

жания щелочей в фельзитах, наиболее вероятно, объясняются явлениями ликвации в богатых летучими остаточных расплавах, приводивших к формированию флюидов с разными соотношениями летучих и щелочей.

Между наиболее кислыми разновидностями гранитов шахтаминского комплекса и гранитами кукульбейского комплекса существует отчетливый разрыв (рис. 36). В то же время граниты ФДИ гнейсо-гранитных массивов борщевочного комплекса попадают в центральную область точек кукульбейского комплекса, что, как указывалось, является следствием достижения в процессе законченного развития интрузий борщевочного комплекса состава типичных кукульбейских гранитов. Состав всех гранитов кукульбейского комплекса на диаграмме соответствует составу нормальных, приближающихся к ультракислым гранитов. Субщелочной их характер (рис. 55, а) на данной диаграмме не проявляется. Это связано с повышенной ролью натрия в составе щелочей. Как известно, в петрохимической диаграмме А. Н. Заварицкого величина параметра a , определяющая щелочность, зависит в гораздо большей степени от концентрации натрия, чем калия. Поэтому в сумме щелочей повышенная щелочность гранитов на диаграмме рис. 36 не фиксируется, тогда как на диаграмме рис. 55, а по А. Н. Заварицкому она проявлена совершенно отчетливо за счет относительно повышенных концентраций натрия в составе щелочей.

Отдельные интрузии кукульбейского комплекса несколько различаются по содержанию кремнекислоты при практически постоянной щелочности (рис. 36) в отличие от интрузий шахтаминского комплекса, дифференциация которых сопровождается возрастанием щелочности и формированием субщелочных гранитов.

По содержанию кремнекислоты и пегматитоносные, и большая часть грейзенизированных гранитов относятся к ультракислым лейкогранитам (Серых, 1972). Амазонитовые граниты Тургинского массива характеризуются резко выраженной концентрацией кремнекислоты и заметно отличаются от остальных разновидностей гранитов комплекса (№ 72).

Таким образом, главной особенностью кукульбейского комплекса является кислый (частью ультракислый) и высокоглиноземистый, отличающийся значительным постоянством состав гранитов. Другой особенностью, устанавливаемой петрохимическим анализом, является повышенная роль натрия в части разновидностей гранитов комплекса. В целом стабильность химического состава гранитов комплекса не соответствует наблюдающемуся разнообразию петрографических разновидностей: образование многих из них в отличие от ранее рассмотренных комплексов определялось очевидными различиями уровней концентрации летучих, в первую очередь воды.

Геохимические особенности гранитоидов комплекса и некоторые вопросы их рудоносности

Первая общая геохимическая характеристика комплекса была приведена в работе А. А. Беуса и А. А. Ситнина (1967). Как показали полученные авторами настоящей работы геохимические данные, она относится в основном к интрузиям Восточно-Забайкальской провинции. Геохимические особенности гранитоидов части массивов Восточного Забайкалья были подробно рассмотрены в работах М. И. Кузьмина и В. С. Антипина.

Средние геохимические данные по гранитоидам Агинской зоны приведены в работах А. М. Гребенникова с соавт. (1971). Судя по высоким концентрациям элементов в основном они относятся к измененным, в разной степени грейзенизированным разновидностям гранитоидов и не

Характеристика редкоземельного состава гранитоидов преимущест

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Разновидность гранитов	Na	
				\bar{C}	S
				дов. инт.	V
1	58	Саханайский	Биотитовые кр/з	2,7	$\pm 0,3$
2	58		Двуслюдяные кр/з	$\pm 0,1$	0,10
3	58			2,8	$\pm 0,2$
4	58		Биотитовые ср-м/з	$\pm 0,11$	0,06
5	58		Мусковитовые кр-ср/з	2,6	
6	59	Зун-Ундурский	Двуслюдяные ср/з жильные	2,9	$\pm 0,5$
7	59		Двуслюдяные м-ср/з	$\pm 0,5$	0,17
8	59		Существенно мусковитовые м/з	2,9	$\pm 0,1$
9	60	Таптанайский	Существенно мусковитовые м/з	$\pm 0,07$	0,04
10	60		Мусковитовые кр/з (грейзениз).	2,7	$\pm 0,3$
11	61	Дурулгуевский	Мусковитовые кр/з (грейзениз).	$\pm 0,2$	0,11
12	61		Биотитовые ср/з	2,8	
13	61		Двуслюдяные ср/з	2,7	$\pm 0,5$
14	61		Биотитовые м/з	$\pm 0,4$	0,19
15	61		Биотитовые кр/з	2,5	$\pm 0,5$
16	62	Хангилайский	Двуслюдяные кр/з	$\pm 0,34$	0,2
17	62		Двуслюдяные кр/з	2,6	$\pm 0,2$
18	62		Мусковитовые кр/з	$\pm 0,01$	0,06
19	62		Мусковитовые кр-ср/з	2,9	$\pm 0,3$
20	62		Биотитовые кр-ср/з	$\pm 0,25$	0,11
21	62		Существенно мусковитовые ср/з	2,5	$\pm 0,2$
22	62		Мусковитовые ср/з грейзениз.	$\pm 0,1$	0,08
23	62		Мусковитовые м/з (дайки)	3,0	
24	71	Белухинский	Мусковитовые м/з (дайки)	3,5	$\pm 0,4$
25	71		Биотитовые ср-кр/з	$\pm 0,3$	0,11
26	70	Олдандинский	Биотитовые ср-кр/з	2,8	$\pm 0,4$
27	70		Биотитовые кр/з	$\pm 0,2$	0,13
28	70		Биотитовые м/з	2,9	
29	70	Букуинский участок	Биотитовые м/з	2,6	$\pm 0,1$
30	70		Двуслюдяные м/з	$\pm 0,1$	0,05
31	70		Мусковитовые ср-кр/з	2,5	
32	49		Кварцевые порфиры	2,4	
33	49		Биотитовые кр/з	2,4	
34	26	В целом	Биотитовые кр/з	2,7	$\pm 0,03$
35	26		Двуслюдяные ср-кр/з	$\pm 0,08$	0,13
36	27		Мусковитовые	2,7	$\pm 0,3$
37			$\pm 0,1$	0,01	
38			2,7	$\pm 0,4$	
39			$\pm 0,1$	0,13	

венно вольфрамоносных массивов кукульбейского комплекса

%				г/т	
K		F		Li	
\bar{C}	S	\bar{C}	S	\bar{C}	S
дов. инт.	V	дов. инт.	V	дов. инт.	V
3,8	$\pm 0,3$	0,14	$\pm 0,04$	110	± 29
$\pm 0,1$	0,07	$\pm 0,02$	0,27	± 14	0,25
3,9	$\pm 0,4$	0,13	$\pm 0,06$	135	± 37
$\pm 0,3$	0,10	$\pm 0,04$	0,48	± 25	0,27
4,0		0,18		200	
4,2		0,16		130	
3,9	$\pm 0,3$	0,09	$\pm 0,05$	130	± 48
$\pm 0,25$	0,09	$\pm 0,04$	0,56	± 35	0,38
3,6	$\pm 0,3$	0,25	$\pm 0,05$	170	± 39
$\pm 0,2$	0,09	$\pm 0,03$	0,20	± 23	0,23
3,6	$\pm 0,5$	0,38	$\pm 0,11$	290	± 110
$\pm 0,3$	0,14	$\pm 0,06$	0,29	± 60	0,37
3,6		0,37		265	
3,5		0,13		185	
3,6		0,17		190	
3,8	$\pm 0,4$	0,06	$\pm 0,04$	96	± 60
$\pm 0,4$	0,12	$\pm 0,03$	0,61	± 49	0,62
3,5	$\pm 0,9$	0,07	$\pm 0,02$	110	± 35
$\pm 0,6$	0,25	$\pm 0,01$	0,29	± 23	0,31
3,6	$\pm 0,4$	0,11	$\pm 0,03$	190	± 45
$\pm 0,25$	0,10	$\pm 0,02$	0,28	± 30	0,23
3,4	$\pm 0,3$	0,2	$\pm 0,07$	250	± 71
$\pm 0,3$	0,09	$\pm 0,06$	0,35	± 59	0,29
3,9	$\pm 0,2$	0,09	$\pm 0,01$	125	± 34
$\pm 0,1$	0,05	$\pm 0,007$	0,14	± 18	0,27
3,1		0,13		100	
3,2		0,21		120	
2,8	$\pm 0,5$	0,13	$\pm 0,1$	49	± 12
$\pm 0,4$	0,19	$\pm 0,1$	0,88	± 10	0,25
3,6	$\pm 0,3$	0,11	$\pm 0,03$	140	± 48
$\pm 0,2$	0,08	$\pm 0,01$	0,23	± 25	0,34
3,4		0,08		93	
3,9	$\pm 0,3$	0,13	$\pm 0,04$	130	± 49
$\pm 0,25$	0,08	$\pm 0,03$	0,28	± 40	0,37
4,0		0,09		120	
3,6		0,17		55	
2,1		0,70		470	
3,6	$\pm 0,4$	0,10	$\pm 0,4$	120	± 38
$\pm 0,1$	0,12	$\pm 0,01$	0,35	± 9	0,31
3,7	$\pm 0,4$	0,13	$\pm 0,07$	160	± 49
$\pm 0,1$	0,1	$\pm 0,02$	0,51	± 17	0,30
3,6	$\pm 0,5$	0,2	$\pm 0,14$	200	± 124
$\pm 0,2$	0,14	$\pm 0,04$	0,57	± 38	0,63

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Разновидность гранитов	Rb	
				\bar{C}	S
				дов. инт.	V
1	58	Саханайский	Биотитовые кр/з	300	±24
2	58		Двуслюдяные кр/з	±12	0,08
3	58		Биотитовые ср-м/з	300	±34
4	58		Мусковитовые кр-ср/з	±23	0,12
5	58		Двуслюдяные ср/з жильные	330	
6	59	Зун-Ундурский	Мусковитовые кр-ср/з	290	
7	59		Двуслюдяные ср/з жильные	340	±77
8	59		Двуслюдяные м-ср/з	±56	0,22
9	59	Существенно мусковитовые м/з	Двуслюдяные м-ср/з	350	±58
10	59		Существенно мусковитовые м/з	±34	0,17
11	60	Таптанайский	Мусковитовые кр/з (грейзениз.)	415	±70
12	60		Биотитовые ср/з	±38	0,17
13	61	Дурулгуевский	Биотитовые м/з	450	
14	61		Двуслюдяные ср/з	290	
15	61		Биотитовые кр/з	390	
16	61		Биотитовые м/з	350	±49
17	61		Биотитовые кр/з	±40	0,14
18	61	Двуслюдяные кр/з	Биотитовые кр/з	270	±36
19	61		Двуслюдяные кр/з	±24	0,14
20	61		Мусковитовые кр/з	345	±45
21	62	Хангилайский	Мусковитовые кр/з	±30	0,13
22	62		Биотитовые кр-ср/з	550	±85
23	62		Биотитовые кр-ср/з	±70	0,16
24	62		Существенно мусковитовые ср/з	330	±41
25	62		Мусковитовые ср/з грейзениз.	±21	0,12
26	62	Мусковитовые ср/з грейзениз.	Мусковитовые ср/з грейзениз.	430	
27	62		Мусковитовые м/з (дайки)	360	
28	62	Мусковитовые м/з (дайки)	Мусковитовые м/з (дайки)	465	±110
29	62		Мусковитовые м/з (дайки)	±90	0,25
30	71	Белухинский	Биотитовые ср-кр/з	315	±60
31	71		Биотитовые ср-кр/з	±31	0,19
32	70	Олдандинский	Биотитовые кр/з	280	
33	70		Биотитовые м/з	400	±39
34	70		Биотитовые м/з	±32	0,1
35	70	Двуслюдяные м/з	Двуслюдяные м/з	285	
36	70		Мусковитовые ср-кр/з	360	
37	49	Букукинский участок в целом	Кварцевые порфиры	480	
38	49		Биотитовые кр/з	300	±47
39	49		Биотитовые кр/з	±11	0,15
40	49		Двуслюдяные ср-кр/з	330	±56
41	49		Двуслюдяные ср-кр/з	±19	0,17
42	49		Мусковитовые	420	±100
43	49		Мусковитовые	±32	0,25

г/т							
Be		Sr		Ba		B	
\bar{C}	S	\bar{C}	S	\bar{C}	S	\bar{C}	S
дов. инт.	V	дов. инт.	V	дов. инт.	V	дов. инт.	V
6,0	±3,5	100	±41	330	±110	47*	±42
±1,7	0,59	±20	0,39	±56	0,35	37—60	0,77
8,0	±2,9	100	±16	440	±160	69	±43
±1,9	0,38	±11	0,16	±110	0,37	±29	0,62
14		90		320		96	
22		120		490		49	
8,7	±4,6	70	±42	280	±300	107	±140
±3,4	0,53	±31	0,58	±220	1,1	±103	1,3
13	±8	70	±20	170	±55	108	±71
±4	0,58	±15	0,36	±32	0,32	±41	0,66
20	±8	70	±32	140	±80	49	±24
±4	0,38	±18	0,46	±44	0,57	±13	0,5
24		45		110		130	
11		90		220		20	
19		70		190		25	
6	±2,2	60	±48	250	±280	19	±11
±1,8	0,37	±40	0,76	±233	1,1	±9	0,56
7,0	±1,2	210	±95	510	±250	20	±8
±0,8	0,18	±64	0,45	±170	0,49	±5	0,40
11	±14	160	±60	380	±180	31	±21
±2	0,31	±40	0,38	±120	0,47	±14	0,70
25	±14	60	±30	120	±71	29	±6
±12	0,57	±24	0,45	±58	0,62	±5	0,19
6,7	±1,5	120	±52	320	±96	30	±10
±0,8	0,22	±27	0,34	±50	0,30	±5	0,35
8,4		70		100		40	
32		80		160		240	
38	±10	60	±22	70	±37	64	±25
±8	0,28	±18	0,36	±30	0,56	±21	0,39
8,0	±1,9	230	±89	670	±180	35	±15
±0,1	0,23	±46	0,38	±92	0,27	±8	0,43
5,4		220		420		18	
8,3	±3,1	120	±70	320	±150	20	±10
±2,5	0,37	±58	0,62	±120	0,46	±8	0,50
8,8		70		200		17	
7,2		80		90		17	
4,7		200		400		45	
7,0	±2,4	180	±83	450	±210	35	±26
±11	0,15	±20	0,48	±49	0,47	±6	0,75
330	±56	110	±53	330	±180	30*	±34
±19	0,17	±18	0,48	±62	0,55	24—39	0,85
420	±100	80	±42	120*	±157	38	±21
±32	0,25	14*	±12	94—156	0,93	±7	0,55
11—17	0,68	±13	0,55				

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Разновидность гранитов	Sp	
				\bar{C}	S
				дов. инт.	V
1	58	Саханайский	Биотитовые кр/з	12	± 4
2	58		Двуслюдяные кр/з	± 2	0,34
3	58		Биотитовые ср-м/з	14	± 6
4	58		Мусковитовые кр-ср/з	± 4	0,45
5	58		Двуслюдяные ср/з жильные	23	
6	59	Зун-Ундурский	Биотитовые кр/з	16	
7	59		Двуслюдяные м-ср/з	15	± 6
8	59		Существенно мусковитовые м/з	± 5	0,45
9	60	Таптанайский	Биотитовые ср/з	25	± 8
10	61		Двуслюдяные ср/з	± 4	0,31
11	61	Дурулгуевский	Биотитовые м/з	58	± 30
12	61		Биотитовые кр/з	± 16	0,52
13	61	Дурулгуевский	Биотитовые кр/з (грейзениз.)	62	
14	61		Двуслюдяные кр/з	13	
15	62		Мусковитовые кр/з	29	
16	62	Хангилайский	Биотитовые ср-кр/з	11	± 7
17	62		Существенно мусковитовые ср/з	± 6	0,65
18	62	Белухинский	Биотитовые м/з	13	± 9
19	71		Биотитовые ср-кр/з	$\pm 5,9$	0,71
20	70	Олдандинский	Биотитовые кр/з	18	± 8
21	70		Биотитовые м/з	± 6	0,45
22	70	Букукинский участок В целом	Мусковитовые кр/з	37	± 30
23	70		Двуслюдяные м/з	± 24	0,80
24	49	Букукинский участок В целом	Кварцевые порфиры	11	± 6
25	49		Биотитовые кр/з	± 3	0,53
26	70	Букукинский участок В целом	Мусковитовые ср/з грейзениз.	60	
27	70		Мусковитовые м/з (дайки)	59	
28	70	Букукинский участок В целом	Биотитовые ср-кр/з	54	± 24
29	70		Биотитовые кр/з	± 20	0,44
30	70	Букукинский участок В целом	Биотитовые м/з	6,9	± 4
31	70		Биотитовые кр/з	± 2	0,57
32	70	Букукинский участок В целом	Биотитовые м/з	5,7	
33	70		Биотитовые м/з	55	± 11
34	70	Букукинский участок В целом	Двуслюдяные м/з	± 9	0,72
35	70		Мусковитовые ср-кр/з	22	
36	70	Букукинский участок В целом	Кварцевые порфиры	26	
37	70		Биотитовые кр/з	65	
38	70	Букукинский участок В целом	Биотитовые кр/з	10	± 6
39	70		Биотитовые м/з	$\pm 1,5$	0,58
40	70	Букукинский участок В целом	Двуслюдяные ср-кр/з	20	± 9
41	70		Мусковитовые	± 3	0,47
42	70	Букукинский участок В целом	Биотитовые кр/з	40	± 29
43	70		Мусковитовые	± 9	0,71

г/т						Число проб
W		Zn		Pb		
\bar{C}	S	\bar{C}	S	\bar{C}	S	
дов. инт.	V	дов. инт.	V	дов. инт.	V	
3,6	$\pm 2,2$	28	± 13	20	± 5	13
$\pm 1,1$	0,61	± 6	0,46	± 2	0,25	
4,5	$\pm 2,7$	20	± 8	22	± 4	8
$\pm 1,8$	0,60	± 5	0,37	± 2	0,17	
5,7		26		22		3
28		17		23		4
12	± 14	19	± 2	19	± 7	7
± 11	1,2	± 2	0,13	± 5	0,38	
7,1	$\pm 1,9$	27*	± 6	18	± 5	10
$\pm 1,2$	0,28	24—30	0,22	± 3	0,26	
12	± 10	21	± 5	11	± 5	11
± 5	0,84	± 3	0,25	± 3	0,43	
33		18		13		4
2,3		26		19		4
5,3		20		15		5
2,5	$\pm 0,9$	41	± 38	30	± 13	6
$\pm 0,8$	0,37	± 31	0,92	± 11	0,43	
1,5	$\pm 1,2$	50	± 16	22	± 7	8
$\pm 0,8$	0,81	± 11	0,32	± 4	0,30	
4,4	$\pm 5,3$	47	± 21	21	± 8	8
$\pm 3,5$	1,2	± 14	0,46	± 6	0,40	
17	± 12	43	± 15	12	± 9	6
± 10	0,72	± 4	0,12	± 7	0,71	
3,7*	$\pm 4,2$	40	± 10	52	± 17	12
2,5—5,4	0,88	± 5	0,25	± 9	0,32	
>80		31		50		4
>80		80		26		4
70	± 39	20	± 19	14	± 6	6
± 32	0,56	± 16	0,94	± 4	0,38	
5,3*	± 23	44	± 15	48	± 10	12
2,6—10,7	1,7	± 8	0,34	± 5	0,22	
2,3		66		52		5
1,7	$\pm 0,6$	42	± 23	50	± 10	6
$\pm 0,5$	0,39	± 19	0,56	± 8	0,20	
2,7		46		± 44		4
8,8		18		43		5
12		120		15		2
5,8	± 12	42	± 20	38	± 18	50
$\pm 2,8$	2,0	± 5	0,49	± 4	0,47	25
3,1*	± 4	30*	± 21	24	± 11	
2,3—4,1	0,93	23—34	0,65	± 4	0,46	
11*	± 25	26	± 13	24	± 18	30
8—15	1,3	± 4	0,50	± 6	0,75	

характеризуют существенно биотитовые граниты главной фации комплекса. Геохимическая характеристика гранитов отдельных массивов Агинской зоны приводилась в работах Н. Е. Залашковой (1960), А. А. Беуса (1972, с. 16, Хангилайский массив). Подробные сведения о содержании в части массивов олова, вольфрама и молибдена даны в монографии Г. Ф. Ивановой (1972). Средняя геохимическая характеристика всех главных фазовых и фациальных разновидностей массивов кукульбейского комплекса Агинской зоны приведена в работе авторов (Козлов, Свадковская, 1974).

В предыдущих разделах было показано, что наиболее представительны в Агинской зоне вольфрамоносные массивы. Биотитовые граниты главной фации вольфрамоносных интрузий отличаются от гранитоидов с кларковыми концентрациями редких элементов рядом геохимических особенностей (табл. 25), к которым относятся в 2—3 раза превышающие кларковые содержания гранитофильных элементов — лития, рубидия, бериллия, олова, свинца, а также вольфрама несколько повышенные содержания фтора (1,2 кларка), умеренно пониженные — стронция и бария (№ 25, табл. 25). Оценка доверительных интервалов с 90% -ным уровнем значимости показывает совпадение средних концентраций большинства названных элементов в биотитовых гранитах главной фации вольфрамоносных массивов (№ 1, 12, 15, 19, 20 табл. 25). Единообразие геохимической характеристики подтверждает их генетическое единство. Непостоянны в гранитах разных массивов только концентрации бора.

Геохимическая характеристика и зональное строение массивов тесно связаны. Наиболее полно зональность, как указывалось, представлена в Саханайской группе (рис. 56). Из табл. 25 видно, что в двуслюдяных разновидностях крупнозернистых порфиroidных гранитов главной фации уже отмечается некоторое накопление гранитофильных редких элементов, хотя доверительные интервалы не фиксируют существенных различий в средних концентрациях элементов между биотитовыми и двуслюдяными разновидностями пород главной фации (№ 1 и 2 табл. 25). Гораздо более резкое накопление редких элементов, подтверждаемое различиями доверительных интервалов, фиксируется в мелко-среднезернистых гранитах апикальной фации (№ 3). Эта же фация слагает (рис. 56) внутренние зоны Зун-Ундурского купола и Таптанайского массива (№ 6, 9 и 10 табл. 25). В гранитах фации наблюдается двукратное по сравнению с крупнозернистыми гранитами возрастание концентраций фтора, бора и редких элементов при умеренном понижении содержания стронция и бария. При этом, что особенно важно, геохимическая характеристика гранитов фации в Саханайском и Зун-Ундурском, а также Таптанайском массивах практически идентична. В мусковитовых гранитах апикальной зоны Зун-Ундурского купола (№ 7, 8 табл. 25) наблюдается дальнейшее полутора-двукратное



Рис. 56. Схема геологической зональности массивов Саханайской группы.

Граниты: 1 — существенно биотитовые крупнозернистые порфиroidные, 2 — двуслюдяные крупнозернистые порфиroidные, 3 — двуслюдяные мелко-среднезернистые порфиroidные, 4 — существенно мусковитовые мелкозернистые порфиroidные, 5 — мусковитовые крупнозернистые грейзенизированные; 6 — вмещающие песчано-сланцевые толщи.

возрастание содержаний фтора, лития, бериллия, олова и вольфрама по сравнению с гранитами подстилающей фации. Одновременно в мусковитовых гранитах происходит дальнейшее снижение содержаний стронция и бария. Таким образом, по мере приближения к апикальной зоне в гранитах Саханайской группы фиксируется интенсивное концентрирование редких элементов, синхронное с накоплением летучих компонентов, о чем можно судить по возрастанию содержаний фтора, не менее резкой концентрации бора, а также по смене в апикальных зонах биотита мусковитом. Этот процесс, названный Л. В. Таусоном остаточным эманационным концентрированием (Таусон, 1967; Таусон, Козлов, Кузьмин, 1968), и определял, очевидно, возможность формирования постмагматического пневматолито-гидротермального оруденения. Решающее значение в этом процессе имеют положение фации по отношению к кровле и затрудненные условия для дегазации расплавов на магматической стадии. Это подтверждается тем, что в локальных участках мусковитовых гранитов среди двуслюдяных крупнозернистых гранитов внутренней зоны Саханайского массива сколько-нибудь существенного концентрирования редких элементов не происходит (№ 4 табл. 25), несмотря на, казалось бы, идентичность этих гранитов мусковитовым гранитам Зун-Ундурского купола. Точно так же не наблюдается существенного концентрирования элементов в двуслюдяных жильных гранитах Саханайского массива (№ 5) вследствие хороших условий дегазации.

Аналогичное интенсивное концентрирование фтора, бора и редких элементов по сравнению с гранитами главной фазы отмечается в куполе Хангилайского массива (№ 15—17 табл. 25), в мусковитовых гранитах которого особенно велика степень накопления бериллия и вольфрама. В дайках жильных мусковитовых гранитов зоны экзоконтакта купола (№ 18) резко понижены содержания фтора и лития, что объясняется, очевидно, отделением этих компонентов во флюидной фазе в процессе формирования дайкообразных апофиз.

В Дурулгуевском массиве фация мусковитовых гранитов формировалась в апикальной зоне крупнозернистых биотитовых гранитов главной фации (№ 12—14 табл. 25). Как видно, в этих условиях фтор накапливается более умеренно, а уровень концентрации других элементов идентичен мусковитовым гранитам вышерассмотренных куполов. Так же, как и в других примерах, наблюдается резкое понижение от биотитовых к мусковитовым гранитам апикальной зоны содержаний стронция и бария. Бор в Дурулгуевском массиве практически не накапливается. Геохимические характеристики мелкозернистых биотитовых гранитов фации закалки и крупнозернистых гранитов главной фации в Дурулгуевском массиве идентичны (№ 11, 12).

Менее ярко выражен процесс концентрирования фтора и редких элементов от биотитовых гранитов внутренней зоны к мусковитовым гранитам апикальной в Олдандинском массиве (№ 20—23 табл. 25). Наиболее высок уровень накопления редких элементов в мелкозернистых биотитовых гранитах массива, представляющих, очевидно, недегазированную субфазу дифференциации.

Изложенное позволяет сделать вывод о том, что возникающие в результате различий в температурном режиме внутренних и внешних частей интрузий фации кристаллизации являются одновременно и фациями эманационной дифференциации вещества интрузий, резко усиливающей концентрирование летучих (вода, фтор, в ряде массивов бор) и связанных с ними гранитофильных элементов в апикальных зонах и купольных выступах массивов. Вместе с тем следует подчеркнуть, что этот процесс сугубо локальный и поэтому не может определять главных геохимических особенностей рудоносных интрузий. Из геологических схем (рис. 42 и 44) следует, что фация грейзенизированных

мусковитовых гранитов с высокими концентрациями редких элементов имеет сугубо подчиненное распространение по сравнению с существенно биотитовыми гранитами главной фации. Следовательно, именно геохимические особенности последних являлись необходимым условием интенсивности процессов эманационного концентрирования летучих и редких элементов в апикальных зонах. Иными словами, геологические и геохимические данные свидетельствуют о магматической, а не наложенной, метасоматической, природе повышенных концентраций гранитофильных элементов в рудоносных гранитах. Однозначность этого вывода особенно хорошо доказывают данные по Белухинскому массиву, в котором фации чисто мусковитовых гранитов отсутствуют совершенно и который, тем не менее, сопровождается жильным кварц-вольфрамитовым с сульфидами оруденением. Развитие последнего представляется совершенно закономерным, если исходить из общих, установленных эмпирически и рассмотренных выше геохимических особенностей биотитовых гранитов главной фации всех вольфрамоносных массивов, и, напротив, незаконмерным, если рудоносные флюиды не связывать с геохимическими особенностями гранитов главной фации.

В последнее время получены также данные о механизме глубинной дифференциации вольфрамоносных интрузий и путях формирования связанного с ними оруденения. Как было отмечено выше, массивам кукульбейского комплекса близки преимущественно вольфрамоносные массивы Асакан-Шумиловской группы (№ 14—16, рис. 2) одноименного комплекса Даурской зоны. Ранее (Козлов, Старченко, 1972) была показана геохимическая идентичность гранитов этих массивов гранитам вольфрамоносных гранитов кукульбейского комплекса. Полученные в последние годы более полные геохимические данные по гранитам Асакан-Шумиловский группы (Козлов, Шеремет, Яновский, 1974; Омеляненко, Козлов, Шеремет, 1974) полностью подтверждают этот вывод. В геохимической характеристике гранитов главной фации наиболее крупного, Шумиловского, массива (табл. 26) группы отражены все главные геохимические особенности биотитовых гранитов вольфрамоносных массивов кукульбейского комплекса — повышенные концентрации редких щелочей, бериллия, олова, свинца (№ 25 табл. 25 и табл. 26). Различия между гранитами рассматриваемых двух групп несущественны и заключаются в пониженных содержаниях в шумиловских гранитах бора, вольфрама и несколько более высоких — свинца. Таким образом, и на примере Ясытай-Шумиловского массива, расположенного в иной структурно-формационной зоне, подтверждается идентичность геохимической характеристики гранитов главной фации всех преимущественно вольфрамоносных массивов оловянно-вольфрамового пояса Забайкалья.

В последние годы получены новые сведения о внутреннем строении Шумиловского массива (Омеляненко и др., 1974). В частности, структурным анализом по данным бурения было установлено, что дайки щелочных аплитовидных гранитов и фельзитовых граносиенит-порфиров, широко развитые в гранитах главной фации на участке Шумиловского месторождения, внедрялись в верхние части интрузии из зоны глубинной грейзеновой залежи и подстилающих ее двуслюдяных субщелочных гранитов. Этот геологический вывод полностью подтверждается геохимическими данными (табл. 26). Мелкозернистые двуслюдяные субщелочные граниты глубинного, подстилающего грейзены тела, дайки субщелочных аплитовидных гранитов и граносиенит-порфиров геохимически идентичны и характеризуются очень высоким уровнем концентрации фтора, лития, рубидия, олова и вольфрама. Следует особенно подчеркнуть, что фельзитовая структура основной массы части тел сиенит-порфиров однозначно свидетельствует о их магматической природе. Сопоставив содержания калия и натрия, можно видеть, что

Характеристика редкоземельного состава гранитоидов Шумиловского массива

Разновидность гранитоидов	%							г/г							Число проб				
	Na		K		F			Li	Rb	Be	Sr	Ba	B	Sn		W	Zn	Pb	
	2,9	3,6	0,09	300	6,0	200	360												13
Благитовые ср/з	3,9	4,3	0,34	470	4,5	Нет данных	620	470	4,5	Нет данных	35	75	130	56	7	120	40	9	
Двуслюдяные м/з субщелочные	4,0	4,3	0,27	510	3,8	»	510	530	3,8	»	29	41	120	40	9	120	40	9	
Аплитовидные, субщелочные дайки в центральной части купола	4,0	4,4	0,87	800	4,1	»	800	1100	4,1	»	48	44	140	97	7	140	97	7	
Фельзитовые граносиенит-порфиры, дайки в центральной части купола																			

все эти дифференциаты Шумиловского массива имеют одинаковый состав и сформировались, судя по фельзитовым граносиенит-порфирам, из остаточных расплавов внутренней зоны интрузии, чрезвычайно обогащенных редкими элементами и фтором. Содержания фтора, лития, рубидия, олова, вольфрама в фельзитовых граносиенит-порфирах наиболее высоки, что указывает на их формирование из максимально отдифференцированных расплавов. Внутренняя грейзеновая залежь, совершенно очевидно, формировалась на постмагматической стадии под воздействием магматических флюидов, отделившихся при кристаллизации расплавов, давших начало двуслюдяным, аплитовидным гранитам и граносиенит-порфирам.

Данные бурения позволяют предполагать, что глубинная зона двуслюдяных гранитов и связанных с ними грейзенов являлась также областью возникновения постмагматических гидротерм, сформировавших пологие кварц-вольфрамитовые с касситеритом жилы, развитые по периферии месторождения.

Изложенные материалы однозначно подтверждают магматическую природу рудоносных флюидов редкометалльных интрузий, являющихся постмагматическими продуктами внутренних очагов остаточных расплавов, чрезвычайно обогащенных летучими. Впервые возможность и механизм формирования таких очагов были рассмотрены Л. В. Таусоном (1972), показавшим, что в гипабиссальных условиях благодаря усиленному притоку летучих к кровле в верхних частях магматической камеры может формироваться область обогащенных летучими и редкими элементами низкотемпературных расплавов. Фронт одновременной кристаллизации в таких интрузиях может охватывать не только их внешние, наиболее охлаждающиеся части, но и нижние, обедненные летучими зоны. Благодаря этому под давлением фронта кристаллизации в области низкотемпературных расплавов будет продолжаться концентрация летучих и редких элементов. На завершающей стадии развития интрузий такие внутренние «низкотемпературные» очаги служат, по Л. В. Таусону, непосредственным источником грейзенизирующих флюидов и гидротермальных растворов.

Приведенные выше геолого-геохимические данные по Шумиловскому массиву хорошо согласуются с изложенной схемой.

Судя по содержаниям калия и натрия, поздние дифференциаты Шумиловского массива по составу соответствуют онгонитам — обогащенным натрием субвулканическим аналогам литий-фтористых редкометалльных гранитов (Коваленко и др., 1971; Коваленко, 1975), магматическая природа которых была предметом специального

рассмотрения (Коваленко и др., 1970). Существенно калиевые поздние дифференциаты редкометалльных интрузий (кварцевые порфиры, гранит-порфиры) давно известны в старейшем оловорудном районе Англии — Корнуолле под названием эльванов (Петрографический словарь, 1963), содержащих литиевые слюды, касситерит и т. п. Магматическая природа эльванов также не вызывает сомнения. В работе С. Хенли (Henley, 1972), в частности, высказывается гипотеза о их формировании

из очень низкотемпературных, насыщенных летучими расплавами — флюидов, благодаря чему в эльванах широко проявлены процессы автотетасоматической серицитизации. К группе эльванов, несомненно, относятся и редкометалльные кварцевые порфиры Ингодинской апофизы.

Субвулканические редкометалльные кварцевые порфиры с примерно равными соотношениями калия и натрия слагают в районе Шерлово-

Характеристика редкометалльного состава фазы пегматито

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Разновидность гранитов	Na	
				\bar{C} дов. инт.	S V
1	61	Дурулгуевский	Двуслюдяные м/з	2,7	
2	61		Мусковитовые м/з	3,0	±0,2
3	64—7	Богов Утес	Мусковитовые ср/з	±0,08	0,06
4	64—6			Хара-Быркинский	Мусковитовые ср-кр/з
5	65	Мало-Кангинский, правобережье р. Онона	Мусковитовые ср/з	±0,03	0,09
6	65a			Левобережье р. Онона	Мусковитовые ср-м/з
7		В целом по фазе	Мусковитовые разнозернистые	±0,2	0,05
				±0,2	0,13
				3,2	±0,2
				±0,1	0,06
				3,2	±0,6
				±0,2	0,20

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Разновидность гранитов	Rb	
				\bar{C} дов. инт.	S V
1	61	Дурулгуевский	Двуслюдяные м/з	300	
2	61		Мусковитовые м/з	280	±66
3	64—7	Богов Утес	Мусковитовые ср/з	±31	0,23
4	64—6			Хара-Быркинский	Мусковитовые ср-кр/з
5	65	Мало-Кангинский, правобережье р. Онона	Мусковитовые ср/з	±85	0,22
6	65a			Левобережье р. Онона	Мусковитовые ср-м/з
7		В целом по фазе	Мусковитовые разнозернистые	±62	0,30
				±46	0,28
				390	±110
				±72	0,27
				330	±110
				±27	0,34

Таблица 27

носных мусковитовых гранитов кукульбейского комплекса

%				г/т	
K		F		Li	
\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V
3,9		0,02		46	
3,1	±0,4	0,04	±0,02	57	±37
±0,2	0,12	±0,01	0,54	±17	0,64
3,5	±0,5	0,08	±0,03	90	±40
±0,4	0,14	±0,02	0,35	±33	0,45
2,7	±0,6	0,06	±0,03	110	±45
±0,4	0,21	±0,02	0,42	±33	0,42
3,3	±0,7	0,04	±0,02	93	±70
±0,4	0,21	±0,01	0,58	±36	0,75
3,0	±0,4	0,09	±0,05	180	±110
±0,2	0,12	±0,03	0,54	±74	0,61
3,1	±0,6	0,05*	±0,46	80*	±80
±0,15	0,18	0,04—0,06	3,7	67—96	0,77

Продолжение табл. 27

г/т							
Be		Sr		Ba		B	
\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V
4,4		80		190		18	
13	±7	40	±32	130	±200	22	±6
±3	0,54	±15	0,86	±100	1,5	±3	0,29
8,1	±4,2	20	±5	50	±13	21	±2
±3,4	0,51	±4	0,31	±11	0,26	±1	0,08
16	±14	15	±8	30	±19	46	±32
±10	0,82	±6	0,55	±14	0,59	±23	0,69
8,2	±2,5	60	±33	80	±48	52	±46
±1,3	0,31	±17	0,56	±25	0,57	±24	0,89
13	±14	70	±28	140	±90	39	±27
±9	1,0	±20	0,40	±60	0,66	±18	0,68
10*	±40	15	±33	60*	±120	29*	±30
8—12	2,3	±8	0,78	45—75	1,3	25—34	0,83

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Разновидность гранитов	Sn	
				\bar{C}	S
				дов. инт.	V
1	61	Дурулгуевский	Двуслюдяные м/з	8,6	
2	61		Мусковитовые м/з	18	±6
				±3	0,35
3	64—7	Богов утес	Мусковитовые ср/з	47	±15
				±12	0,32
4	64—6	Хара-Быркинский	Мусковитовые ср-кр/з	13	±3
				±2	0,21
5	65	Мало-Кангинский, правобережье р. Онона	Мусковитовые ср/з	20	±8
				±4	0,42
6	65а	Левобережье р. Онона	Мусковитовые ср-м/з	36	±27
				±18	0,74
7		В целом по фазе	Мусковитовые разнозернистые	20*	±17
				17—24	0,70

г/т						Число проб
W		Zn		Pb		
\bar{C}	S	\bar{C}	S	\bar{C}	S	
дов. инт.	V	дов. инт.	V	дов. инт.	V	
2,9		36		27	12	4
4,6	±3	7*	±22	21	0,54	14
±1	0,64	4—11	1,6	±6	±8	6
3,1	±1,1	17	±12	26	0,33	
±0,9	0,34	±10	0,74	±7	±5	7
9,5	±13	19	±5	15	0,32	
±9,6	1,4	±3	0,25	±3	±13	12
2,6	±1,3	15	±6	44	0,30	
±0,7	0,49	±3	0,40	±7	±9	8
3,0	±1,1	19	±13	17	0,51	
±0,8	0,37	±8	0,65	±6	±1,5	47
3,5*	±6,6	13*	±17	22*	0,57	
2,9—4,2	1,3	10—16	0,96	19—26		

Таблица 28

Характеристика редкометалльного состава гранитов преимущественно оловоносных интрузий кукульбейского комплекса

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Разновидность гранитов	Na	
				\bar{C}	S
				дов. инт.	V
1	63	Седловский	Биотитовые кр/з	2,5	±0,2
2			Двуслюдяные ср/з (жилые)	±0,1	0,08
				2,7	
3	64—4	Листвянский	Биотитовые м/з	2,7	
4	64—3	Мало-Кулиндский	То же	2,8	
5	64—1	Большие Шаронайские	Биотитовые ср-м/з	2,8	±2
				±1	0,07
6	64—1		То же, редкометалльные	2,7	±2
				±0,1	0,06
7	64—5	Верхне-Кулиндский	Гранодиориты м/з	3,1	±0,2
				±0,2	0,06
8	64—2	Шаронайский	Двуслюдяные м/з	3,2	
9	64	Кулиндская группа в целом (№ 3—8)	Биотитовые м/з	2,8	±0,2
				±0,08	0,09
10	65	Мало-Кангинский	Гранодиориты ср/з	3,3	
11	65		Биотитовые кр/з	2,7	±0,2
				±0,1	0,07
12	72	Тургинский	Биотитовые кр/з	2,6	±0,3
				±0,2	0,12
13	72		Амазонитовые	2,8	

Характеристика редкометалльного состава гранитов преимущественно оловоносных интрузий кукульбейского комплекса

%				г/т			
K		F		Li		Rb	
\bar{C}	S	\bar{C}	S	\bar{C}	S	\bar{C}	S
дов. инт.	V	дов. инт.	V	дов. инт.	V	дов. инт.	V
3,9	±0,4	0,09	±0,03	56	±12	210	±32
±0,2	0,11	±0,01	0,38	±5	0,21	±14	0,15
4,0		0,04		35		250	
4,2		0,09		55		220	
4,4		0,08		36		230	
3,9	±0,2	0,11	±0,02	68	±11	220	±13
±0,1	0,06	±0,01	0,17	±5	0,17	±6	0,06
3,9	±0,1	0,21	±0,05	330	±170	250	±54
±0,1	0,03	±0,04	0,23	±140	0,52	±44	0,21
3,3	±0,4	0,22	±0,05	610	±520	220	±180
±0,4	0,13	±0,04	0,24	±430	0,85	±150	0,85
3,8		0,14		190		330	
4,1	±0,3	0,10	±0,03	59	±16	220	±2
±0,1	0,07	±0,01	0,25	±6	0,27	±6	0,09
1,9		0,18		290		300	
3,4	±0,4	0,11	±0,06	170	±84	240	±36
±0,2	0,10	±0,03	0,51	±42	0,48	±18	0,15
3,6	±0,4	0,02	±0,01	29	±25	230	±6
±0,2	0,01	±0,006	0,53	±1	0,86	±30	0,24
3,2		0,20		200		670	

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Разновидность гранитов	Be	
				\bar{C}	S
				дов. инт.	V
1	63	Седловский	Биотитовые кр/з	4,0	$\pm 1,3$
2	Двуслюдяные ср/з (жилые)		$\pm 0,6$	0,32	
3	64—4	Листвянский	Биотитовые м/з	6,4	
4	64—3		Мало-Кулиндинский	То же	3,9
5	64—1	Большие Шаронайские	Биотитовые ср-м/з	4	$\pm 1,1$
6	64—1			$\pm 0,5$	0,24
7	64—5	Верхне-Кулиндинский	То же, редкометальные	11	$\pm 3,9$
8	64—2		Гранодиориты м/з	$\pm 3,2$	0,36
9	64	Шаронайский	Двуслюдяные м/з	7,1	$\pm 3,2$
10	64		Кулиндинская группа в целом (№ 3—8)	$\pm 2,6$	0,45
11	65	Мало-Кангинский	Биотитовые м/з	14	
12	65		Гранодиориты ср/з	5*	$\pm 2,4$
13	72	Тургинский	Биотитовые кр/з	40—5,2	0,49
14	72		Биотитовые кр/з	13	
15	72	Амазонитовые	Биотитовые кр/з	8,0*	$\pm 20,4$
16	72		Амазонитовые	5,4—11,7	1,6
17	72	Амазонитовые	Биотитовые кр/з	5	$\pm 1,4$
18	72		Амазонитовые	$\pm 0,7$	0,28
19	72	Амазонитовые	Амазонитовые	5,1	
20	72		Амазонитовые		

горского массива участок сопки Большой и являются рудовмещающими для развитого здесь касситерит-сульфидного оруденения. Наконец, подобные кварцевые порфиры и фельзиты давно известны в рудном поле Букуинского месторождения, где они рассматриваются как дифференциаты необнаженной, глубинной интрузии кукульбейского комплекса, с которым генетически связывается кварц-вольфрамитовое оруденение. В предыдущем разделе было показано (табл. 23), что букуинские кварцевые порфиры характеризуются при существенно кислом составе относительно низкими содержаниями щелочей и высокой глиноземистостью. Таким образом, приведенные выше краткие данные свидетельствуют о том, что дайки и субвулканические тела поздних дифференциатов редкометальных интрузий, объединяемых обычно терминами «фельзиты — кварцевые порфиры — гранит-порфиры», характеризуются заметным непостоянством для разных интрузий содержания и соотношения щелочей. Тем не менее устанавливается отчетливое геохимическое единство этих пород, заключающееся в постоянной резкой обогащенности фтором, редкими щелочами, оловом, вольфрамом, по уровню концентрации которых они должны быть отнесены к разновидности ультраредкометальных гранитоидов, по принятой в настоящей работе терминологии. В частности, указанные геохимические особенности свойственны и кварцевым порфирам Букуинского рудного поля (№ 24 табл. 25). Очевидно, что присутствие таких ультраредкометальных поздних дифференциатов свидетельствует о наличии в магматической системе внутренних остаточных очагов, резко обогащенных летучи-

г/т					
Sr		Ba		B	
\bar{C}	S	\bar{C}	S	\bar{C}	S
дов. инт.	V	дов. инт.	V	дов. инт.	V
140	± 70	300	± 100	24	± 9
± 30	0,51	± 45	0,33	± 4	0,38
50		100		40	
200		600		39	
260		740		22	
300	± 100	820*	± 2000	23	± 7
± 50	0,35	600—1150	1,6	± 3	0,31
230	± 190	500	± 280	52	± 55
± 150	0,80	± 230	0,55	± 45	1,1
480	± 40	970	± 80	23	± 7
± 35	8,45	± 70	8,45	± 6	0,32
100		380		470	
130*	± 90	750*	± 1500	24*	± 11
230—280	0,33	600—910	1,5	21—27	0,42
160		375		19	
200	± 150	310	± 140	18	± 3
± 70	0,72	± 70	0,45	± 2	0,19
20	± 18	60*	± 76	11	± 3
± 10	0,85	40—80	1,0	± 2	0,26
10		50		12	

ми и редкими элементами, что, как показывает пример Шумиловского, Ингодинского, Шерловгорского массивов, является весьма благоприятным фактором постмагматического рудообразования. Непостоянство состава этих пород отражает сложность процессов дифференциации обогащенных летучими расплавами редкометальных гранитов.

К своеобразным образованиям кукульбейского комплекса относится фаза пегматитовых мусковитовых гранитов, магматический характер которых также очевиден (см. предыдущие разделы). Эти граниты (табл. 27) имеют ряд общих геохимических особенностей, хотя концентрации отдельных элементов в разных массивах и участках заметно различаются. Для пегматитовых гранитов характерны в 1,5—4 раза превышающие кларковые содержания редких щелочей, бериллия, бора, олова, вольфрама и очень низкие содержания стронция, бария и фтора. Как показано выше, эти же особенности, за исключением фтора, свойственны мусковитовым гранитам грейзенизированных куполов. Таким образом, между двумя главными разновидностями мусковитовых гранитов кукульбейского комплекса геохимически много общего. Главным их различием являются разные, как указывалось в предыдущем разделе, соотношения калия и натрия и существенно различные концентрации фтора — повышенные в грейзеновых куполах и пониженные в пегматитовых гранитах. По-видимому, в этих особенностях находят отражение генетические различия исходных расплавов фазы пегматитовых гранитов и биотитовых гранитов главной фазы — первые формировались в апикально-фронтальной зоне интрузий и были существен-

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Разновидность гранитов	Sn	
				\bar{C} дов. инт.	S V
1	63	Седловский	Биотитовые кр/з	7,9	± 3
2			Двуслюдяные ср/з(жилы-ные)	± 1	0,37
3	64—4	Листвянский	Биотитовые м/з	11	
4	64—3		То же	19	
5	64—1	Большие Шаронайские	Биотитовые ср=м/з	3,9	
6	64—1		То же, редкометаллы	9,3*	± 8
7	64—5	Верхне-Кулиндинский	Гранодиориты м/з	7—12	0,76
8	64—2		Двуслюдяные м/з	44	± 27
9	646	Кулиндинская группа в целом (№ 3—8)	Биотитовые м/з	± 22	0,62
10	65		Гранодиориты ср/з	32	± 30
11	65	Мало-Кангинский	Биотитовые кр/з	± 25	0,93
12	72		Биотитовые кр/з	25	
13	72	Тургинский	Биотитовые кр/з	8,5*	$\pm 9,6$
			Амазонитовые	6,6—11	0,86
			Биотитовые кр/з	45	
			Биотитовые кр/з	13	± 10
			Биотитовые кр/з	± 5	0,74
			Биотитовые кр/з	7,8	± 6
			Амазонитовые	± 3	0,79
			Амазонитовые	13	

но обогащены водой и натрием, вторые были относительно обогащены менее подвижным фтором и калием. Результаты более детального сопоставления свидетельствуют (№ 27 табл. 25 и № 7 табл. 27), что пегматитовые граниты по сравнению с грейзенизированными беднее литием и особенно вольфрамом, в них также минимальны концентрации стронция и бария. Содержания в пегматитовых гранитах таких элементов, как литий, бериллий, бор, олово заметно различаются (табл. 27), причем в общем случае их концентрации прямо коррелируют с редкометалльной продуктивностью пегматитов.

Геохимическая характеристика гранитов массивов кукульбейского комплекса, сопровождающихся преимущественно оловянным оруденением, часто в сочетании с редкометалльными пегматитами, в целом гораздо менее стабильна (табл. 28).

Наиболее низким уровнем накопления гранитофильных элементов отличаются биотитовые граниты Седловского массива, вполне сопоставимые с субредкометалльными гранитами ограничено рудоносных интрузий кыринского комплекса Даурской зоны. По существу, в них несколько повышены лишь содержания олова при очень слабо повышенных концентрациях фтора. Гранитам Седловского массива геохимически подобны биотитовые граниты большинства массивов Кулиндинской группы, которые сочетаются с массивами пегматитовых мусковитовых гранитов (рис. 43). Однако именно на примере Кулиндинских интрузий проявляется геохимическая нестабильность массивов в зависимости от условий их формирования. Наиболее примечательной геохими-

№ п/п	№ массива на карте (рис. 2)	Массив	Разновидность гранитов	г/т						Число проб
				W		Zn		Pb		
				\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	\bar{C} дов. инт.	S V	
1	63	Седловский	Биотитовые кр/з	1,5	$\pm 0,8$	47	± 10	34	± 7	16
2			Двуслюдяные ср/з(жилы-ные)	$>0,3$	0,51	± 4	0,22	± 3	0,20	2
3	64—4	Листвянский	Биотитовые м/з	± 3		± 10		40		5
4	64—3		То же	80		65		30		5
5	64—1	Большие Шаронайские	Биотитовые ср=м/з	5,2		49		33		15
6	64—1		То же, редкометаллы	1,9*	$\pm 2,4$	51	± 17	30	± 8	25
7	64—5	Верхне-Кулиндинский	Гранодиориты м/з	1,4—2,6	0,93	± 8	0,33	± 4	0,27	6
8	64—2		Двуслюдяные м/з	1,9	$\pm 0,8$	67	± 26	31	± 5	6
9	646	Кулиндинская группа в целом (№ 3—8)	Биотитовые м/з	$\pm 0,7$	0,43	± 21	0,38	± 4	0,17	6
10	65		Гранодиориты ср/з	8,8	$\pm 7,1$	88	± 33	13	± 4	6
11	65	Мало-Кангинский	Биотитовые кр/з	$\pm 5,8$	0,81	± 27	0,38	± 3	0,27	5
12	72		Биотитовые кр/з	5,0		43		34		25
13	72	Тургинский	Биотитовые кр/з	3,8*	± 27	54	± 19	30	± 8	4
			Амазонитовые	2,4—6,1	2,2	± 6	0,35	± 3	0,26	4
			Биотитовые кр/з	1,1		110		16		12
			Биотитовые кр/з	1,4*	± 13	46	± 39	39	± 9	12
			Биотитовые кр/з	0—2,4	2,8	± 19	0,84	± 4	0,24	12
			Биотитовые кр/з	2,0*	$\pm 2,7$	59	± 27	35	± 12	12
			Амазонитовые	1,5—2,8	1,0	± 14	0,45	± 6	0,34	5
			Амазонитовые	2,0		92		80		5

ческой особенностью Кулиндинской группы является принадлежность мелкозернистых биотитовых гранодиоритов Верхне-Кулиндинского дайкообразного штока к разновидности редкометалльных, приближающихся к ультраредкометалльным. В них резко повышены содержания фтора, рубидия, бериллия, вольфрама, очень высоки концентрации лития и олова (№ 7 табл. 28). Само по себе наличие редкометалльных разновидностей гранодиоритового состава — редкое исключение, обусловленное в данном случае, наиболее вероятно, процессами гибридного, выражавшегося в смешении дифференцированных остаточных расплавов, а скорее всего флюидов, с расплавами гранодиорит-диоритового («шахтаминского») состава. О близости состава кулиндинских гранодиоритов и субщелочных гранитоидов шахтаминского комплекса уже говорилось в предыдущем разделе. Эта близость подтверждается также заметно повышенными содержаниями в диоритах стронция и бария. Что же касается источника редкометалльных остаточных расплавов для образования гибридных гранодиоритов, то условия их формирования в Кулиндинской группе устанавливаются непосредственными наблюдениями.

В центральной части наиболее крупного, Большого Шаронайского массива исключительно на основе геохимических данных выделяется участок редкометалльных гранитов, резко обогащенных гранитофильными элементами и совершенно неотличимых петрографически и петрохимически (№ 18 и 19 табл. 23) от биотитовых гранитов краевой зоны массива. Последние, как следует из табл. 28 (№ 5), по низким содер-

жаниям элементов сопоставимы с субредкометальными гранитами Седловского массива и характеризуются лишь несколько повышенными содержаниями олова, а также стронция и бария. В гранитах редкометального ядра массива (№ 6) в два раза возрастают концентрации фтора, в пять раз — лития, в три раза — бериллия и олова, в два раза — бора. Таким образом, Б. Шаронайский массив — реальный пример формирования в процессе камерной дифференциации гипабиссальных интрузий внутреннего очага низкотемпературных, обогащенных летучими и редкими элементами расплавов, механизм которого был детально рассмотрен выше на примере Асакан-Шумиловского массива. Очевидно, именно с такими, скрытыми на глубине остаточными очагами редкометальных расплавов следует генетически связывать кварц-касситеритовое оруденение Ононского месторождения и другие известные в районе гидротермальные рудопоявления. Этот же вывод на основе анализа геолого-структурной обстановки был ранее сделан Р. М. Константиновым (Шаталов и др., 1972). Что касается редкометальных пегматитов, то по аналогии с Дурулгуевским и Мало-Кангинским массивами они, без сомнения, генетически и пространственно связаны с фазой пегматитоносных мусковитовых гранитов, также достаточно широко проявленной в Кулиндинской группе (№ 3 и 4 табл. 27). Наконец, Шаронайский массив группы служит примером формирования в апикальной зоне мусковитовых грейзенизированных гранитов, обогащенных фтором, литием, бериллием, оловом и особенно бором при резко пониженных содержаниях бария и стронция. Можно полагать, что образование этой разновидности связано с большей ролью в составе флюидной фазы воды по сравнению с гранитами редкометального ядра Б. Шаронайского массива.

Следовательно, Кулиндинская группа — это редкий случай множественного сочетания фазовых и фациальных разновидностей, возникавших на разных стадиях формирования интрузии в результате процессов магматической и эманационной дифференциации. На примере Кулиндинских массивов видно, что правильная оценка рудоносности магматических систем возможна только на основе детального изучения гипабиссальных интрузий, позволяющего оценить степень концентрирования элементов на магматическом этапе.

С редкометальными гранитами Кулиндинской группы весьма сходны гранодиориты и биотитовые граниты Мало-Кангинского массива, в апикальной зоне которого развита фаза пегматитоносных гранитов и с которым связано небольшое Луковогорское кварц-касситеритовое месторождение. Для гранитов массива (№ 10 и 11 табл. 28) характерны высокие концентрации лития, бериллия и олова, повышенное содержание фтора, низкие — стронция и бария. В отличие от Кулиндинской группы концентрирования бора в гранитоидах Мало-Кангинского массива не наблюдается. Как указывалось в предыдущих разделах, массив сформировался в пределах купольной гнейсо-гранитной структуры, очевидно, в результате гранитизации и анатексиса вмещающих гранодиоритов борщевочного комплекса. По-видимому, вследствие значительного притока летучих в условиях повышенных температур образовались наряду с кислыми гранодиоритовые разности краевой зоны массива.

Из приведенного материала следует, что рудоносность массивов рассматриваемой группы связана с формированием либо фазовых, либо фациальных разновидностей, обогащенных (в разной степени) фтором при обязательных высоких (в 4—16 раз превышающих кларковые) содержаниях лития и олова. Содержания рубидия, бериллия превышают кларковые в 1,5—3 раза, содержания вольфрама могут быть как повышенными, так и очень высокими. Следовательно, главным отличием биотитовых гранитов этой группы интрузий от биотитовых гранитов преимущественно вольфрамоносных массивов являются заметно более

высокие концентрации в первых (в случае их реальной рудоносности) фтора, лития и отчасти олова. На концентрациях вольфрама элементный состав сопровождающего оруденения практически не отражается.

К оловоносным разновидностям гранитов геохимически приближаются амазонитовые граниты Тургинских штоков (№ 13 табл. 28). По сравнению с рассмотренными разновидностями оловоносных гранитов в амазонитовых гранитах значительно выше концентрации рубидия, а также свинца и резко понижены содержания стронция и бария, что свидетельствует о происхождении этих гранитов из высокоотдифференцированных расплавов. С этим выводом согласуется ультракислый, сбалансированный в отношении калия и натрия состав амазонитовых гранитов (см. предыдущий раздел). Содержания бериллия в них слабо повышены, концентрации вольфрама соответствуют кларковым. На примере Тургинских штоков отчетливо устанавливается дегазация их внешних частей с полным исчезновением редкометальности гранитов (№ 12, табл. 28). Это связано, очевидно, с ограниченным объемом штоков и их ярко выраженным трещинным характером в сочетании с достаточно проницаемой вмещающей средой, представленной диоритами Тургинского массива шахтаминского комплекса. Явления дегазации подтверждаются привнесом (местами) фтора и лития в диориты на контакте их с амазонитовыми гранитами. Согласно мнению большинства исследователей, массивы амазонитовых гранитов представляют заключительную интрузивную фазу кукульбейского комплекса (Левицкий и др., 1963). Эта точка зрения полностью подтверждается изложенными данными: геохимически амазонитовые граниты подобны камерным дифференциатам редкометальных интрузий, представленным либо редкометальными биотитовыми гранитами внутренних зон некоторых интрузий (Б. Шаронайский массив, № 6 табл. 28), либо телами фельзитов и кварцевых порфиров (табл. 26, № 24 табл. 25). На основе проведенного анализа этих образований однозначно доказывается магматическая природа высоких концентраций фтора и редких элементов в группе поздних дифференциатов редкометальных интрузий. При этом, как видно из изложенных материалов, уровень накопления редких элементов в амазонитовых гранитах может уступать их концентрациям в фельзитах — наиболее поздних образованиях редкометальных гранитных систем.

Важно также отметить, что, хотя концентрирование фтора и гранитофильных редких элементов совершается в редкометальных интрузиях в целом синхронно, тем не менее уровень их накопления в конкретных гранитных системах может заметно различаться. Так, в Мало-Кангинском массиве умеренное накопление фтора сочетается с очень высокими концентрациями лития, в тургинских амазонитовых гранитах при умеренной концентрации фтора очень интенсивно накапливался рубидий, но практически не концентрировался бериллий. Наиболее автономным от других редких элементов является поведение бора, интенсивно концентрирующегося только в отдельных гранитных системах. Все эти примеры лишней раз подчеркивают значительную индивидуальность процессов дифференциации отдельных, пространственно изолированных редкометальных интрузий.

РУДОНОСНОСТЬ ГРАНИТОИДОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СВЯЗЬ ОРУДЕНЕНИЯ С ГРАНИТОИДАМИ

Тесная пространственная ассоциация оловянно-вольфрамового оруденения Забайкалья с гранитными интрузиями установлена давно. Она стала совершенно очевидной после опубликования получившей широкую известность монографии О. Д. Левицкого «Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья» (1939) — первой обобщающей сводки по кварц-вольфрамитовым и кварц-касситерит-вольфрамитовым месторождениям региона. Интерес к закономерностям размещения эндогенного оруденения в Забайкалье резко возрос после опубликования широко известной работы С. С. Смирнова (1944) об оловянно-вольфрамовом, золото-молибденовом и полиметаллическом металлогенических поясах Забайкалья.

Данные по главнейшим оловянными и вольфрамовым месторождениям и рудопроявлениям Забайкалья были обобщены в более поздней работе О. Д. Левицкого (1964). Сведения по вольфрамовым и некоторым другим месторождениям региона были существенно дополнены монографическими сводками В. Ф. Барабанова (1961, 1975) и Д. О. Онтеева (1974), а также публикациями, посвященными отдельным месторождениям (Ив. Ф. Григорьев, Е. И. Долманова, А. В. Дружинин, Р. М. Константинов, Е. А. Радкевич, И. З. Самонов, Н. А. Смолянинов, Н. И. Тихомиров и многие другие).

При оценке характера связи оруденения с магматизмом важное значение имеет анализ геологических признаков рудоносности конкретных гранитоидных формаций, главным из которых была и остается пространственная ассоциация оруденения с гранитоидными массивами. В Даурской зоне такой обзорный анализ может быть проведен на основе металлогенической схемы, помещенной в работе А. Д. Канищева (1971, рис. 1, с. 263). Как видно из схемы, главное распространение на территории зоны имеет оловянно-вольфрамовое оруденение, что полностью согласуется с включением этого региона в состав соответствующего пояса. Из схемы отчетливо видно резкое сгущение рудопроявлений, приуроченное к нескольким районам: Асакан-Шумиловскому, Верхне-Ингодинскому, Сохондинскому, Былыринскому и Хапчерангинско-Харалгинскому. По существу, в перечисленных районах сосредоточено более 80% всех известных на территории зоны рудопроявлений.

В Асакан-Шумиловском районе преимущественно кварц-вольфрамитовое, жильное и грейзеновое оруденение приурочено непосредственно к выходам или купольным выступам редкометальных интрузий асакан-шумиловского комплекса. С площадями распространения интрузий были связаны россыпные, отработанные в прошлом месторождения касситерита. Здесь известны Шумиловское, Студенческое, Молодежное месторождения и другие месторождения и рудопроявления грейзенового типа (Барабанов, 1975, рис. 1, с. 8). Наряду с главным вольфрамитом и подчиненным касситеритом в грейзеновых телах широко развиты топаз и флюорит, литиевые слюды, местами повышены содержания нио-

бия (Гайворонский, Гребенников, 1972). На схеме А. Д. Канищева это отражено в широком развитии фаций альбитизированных грейзенизированных гранитов. В последние годы в этом районе обнаружены также циннвальдитовые грейзены — цвиттеры (Коваленко и др., 1974), широко известные в оловянных месторождениях Рудных Гор Центральной Европы и непосредственно связанные с интрузиями редкометальных гранитов (Зоубек, Таусон, Козлов, 1973).

Оруденение в Хапчерангинско-Харалгинском районе также самым тесным образом ассоциирует с интрузиями гранитов харалгинского комплекса. В наиболее изученном Хапчерангинском месторождении оруденение характеризуется четко выраженной зональностью по отношению к Хапчерангинскому штоку. В целом оно представлено эндо-, экзо-контактовыми грейзенами и кварц-полевошпатовыми жилами с касситеритом, топазом, вольфрамитом, минералами бериллия, которые к югу от штока сменяются жильным касситерит-сульфидным оруденением (Онтоев, 1960; Константинов и др., 1967). Другое крупное оловорудное месторождение района, Тарбальджейское, приурочено к скрытому выступу этой же интрузии (Зорин, Бугров, 1964), куполом которой является обнаженный Хапчерангинский массив. Месторождение (штокверкового типа) представлено сетью тонких кварцевых прожилков в филлитах, содержащих наряду с касситеритом и сульфидами многочисленные флюорит, топаз, более редкий вольфрамит и очень редкий берилл (Радкевич, Витушкина, 1941). Многочисленные мелкие рудопроявления в пределах Харалгинского и Берейнского массивов представлены маломощными жильными грейзенами существенно кварцевого состава с касситеритом, сульфидами и флюоритом. Здесь известны также грейзенизированные участки с редкометальной минерализацией (Канищев, 1971). С небольшим Ингодинским массивом харалгинского комплекса связаны Лето- и Право-Ингодинские месторождения и рудопроявления жильного и грейзенового типа, детально охарактеризованные Е. И. Доломановой (1959). В кварцевых рудных жилах и прожилках месторождений наряду с ведущим касситеритом и подчиненным вольфрамитом широко развиты флюорит, топаз, сульфиды и ряд более редких минералов типично редкометальной ассоциации. Таким образом, все без исключения массивы редкометальных гранитов харалгинского и асакан-шумиловского комплексов сопровождаются эндогенной оловянно-вольфрамовой минерализацией разной интенсивности, характерной особенностью которой является постоянное присутствие минералов фтора и редкометальной ассоциации (литиевые слюды, минералы бериллия, тантало-ниобаты и т. п.), образующих иногда самостоятельные рудные концентрации. Следует отметить также обычную множественность рудопоявлений, фиксируемых в пределах редкометальных интрузий и зонах их ближних экзоконтактов.

Кварц-касситеритовые с сульфидами рудопоявления широко распространены также в Сохондинском и Былыринском внутренних районах Даурской зоны. Еще в 1960 г. Н. И. Тихомиров обратил внимание на существенные отличительные особенности минерального состава рудопоявлений этих районов, заключающиеся в их малосульфидном характере, что послужило основанием для выделения малосульфидно-силикатной оловорудной формации (Рудакова, Тихомиров, 1965). По мнению авторов настоящей работы, отличительные особенности оловорудных проявлений внутренней области Даурской зоны заключаются не столько в их малосульфидном характере, сколько в очень бедном минеральном составе вообще, для которого минералы фтора и редкометальной ассоциации совершенно не характерны.

К наиболее крупным месторождениям (рудопоявлениям) этого типа относится Комсомольское (Калинин, 1964), представленное слабо-минерализованными грейзеновыми зонами с бедной касситеритовой и

сульфидной (с шеелитом) минерализацией. Аналогичные Комсомольскому более мелкие рудопрооявления широко развиты в Былыринском районе, где все они ассоциируют с пластовыми интрузиями (или их участками) мелко-среднезернистых гранитов ФДИ кыринского комплекса (участки и тела Бильчирского массива). Кроме того, часть рудопрооявлений представлена пегматоидными шлирами с редким касситеритом, постоянно содержащими, как установлено авторами, мелкий шеелит, а также часто турмалин и ортит. Шлиры могут сопровождаться маломощными зонами грейзенизации кыринских гранитов. В грейзенизированных разностях и грейзенах отмечаются резко повышенные содержания бора при слабом повышении концентраций фтора и лития и полном отсутствии признаков накопления бериллия (Козлов, Свадковская, 1970). Таким образом, главным минерализатором в оруденении, связанном с гранитами ФДИ кыринского комплекса, выступает не фтор, а бор. Разведка рудопрооявлений рассматриваемого типа в разных участках (Ульзутуйское, Угдыринское и др.) дала отрицательные результаты.

К подобному же типу относятся многочисленные рудопрооявления Сохондинского района, включая, по-видимому, Букукунское месторождение. В рудопрооявлениях Сохондинской группы наряду с касситеритом и сульфидами постоянно присутствует шеелит. Грейзены характеризуются высокими содержаниями бора и низким уровнем накопления фтора и лития. Пространственно оруденение в Сохондинском районе обычно ассоциирует с дайкообразными интрузиями гранит-порфиров заключительной фазы сохондинского комплекса, хотя часть рудопрооявлений располагается на значительном удалении от тел гранит-порфиров, в зонах трещиноватости среди пород главной фазы сохондинского и кыринского комплексов. Кварц-касситеритовое Букукунское месторождение, судя по достаточно широкому развитию турмалиновой минерализации (Тихомиров, Рудакова, 1963), также относится к рудопрооявлениям рассматриваемой группы. Оно представлено кварцевыми жилами с касситеритом, пространственно связанными с телами мелко-среднезернистых гранитов ФДИ в гранитах главной фазы кыринского комплекса. В последние годы доказана бесперспективность месторождения. Следует подчеркнуть, что для целого ряда массивов ФДИ сопровождающих рудопрооявлений неизвестно, хотя, поскольку они включались в состав харалгинского комплекса, при поисковых работах этим массивам всегда уделялось повышенное внимание. Помимо Былыринского района, небольшие кварц-вольфрамитовые рудопрооявления известны в Оленгуйском массиве (Барабанов, 1975, рис. 1). Остается пока неясным, с какими именно интрузиями (ФДИ кыринского комплекса или редкометальными харалгинского) связаны месторождения Верхне-Чикойского района (Бодунгинское, Баджироевское и др.). Из всех изученных массивов заключительной фазы сохондинского комплекса только в Сохондинском районе очевидна пространственная ассоциация с ними кварц-касситеритового с сульфидами оруденения.

Благодаря совмещению в Даурской зоне гранитоидов разных формаций анализ пространственных связей оруденения с интрузиями встречает часто значительные затруднения. Тем не менее проведенный краткий обзор со всей очевидностью показывает, что все без исключения наиболее перспективные районы развития оловянно-вольфрамовой и редкометальной минерализации приурочены к интрузиям редкометальных гранитов харалгинского и асакан-шумиловского комплексов. Характерная особенность минерального состава этих месторождений и рудопрооявлений — присутствие минералов фтор-редкометальной ассоциации.

С частью интрузий ФДИ кыринского комплекса и заключительной фазы сохондинского комплекса ассоциирует бедная грейзеновая и кварц-касситеритовая минерализация с шеелитом «малосульфидного», по

Н. И. Тихомирову, типа, характеризующаяся бедным минеральным составом руд, отсутствием минералов фтор-редкометальной ассоциации, небольшими масштабами оруденения. С этими рудопроявлениями в участках их сгущения были связаны россыпные месторождения касситерита Былыринского района. В процессе длительных поисково-разведочных работ установлена малая практическая значимость коренного оруденения этого типа.

Пространственные связи гранитного магматизма и оруденения в Агинской зоне по сравнению с Даурской зоной более определены. Все массивы кукульбейского комплекса зоны сопровождаются оловянно-вольфрамовым оруденением разных генетических типов и интенсивности. С вольфрамоносными массивами зоны связаны в основном кварц-вольфрамитовые (нередко с касситеритом) месторождения, приуроченные в большинстве случаев к участкам грейзенизированных мусковитовых гранитов. К подобным месторождениям относятся Дедовогорское (и экзоконтактовое Ангатуйское) в Дурулгуевском массиве, Спокойное в районе Хангилайского массива (Иванова, 1972), месторождения Саханайской группы интрузий (Дульдургинское, Барун- и Зун-Ундурские), многочисленные месторождения Кукульбейского района, детально охарактеризованные в работах О. Д. Левицкого (Алдакачанское, Антоновогорское, Мало-Соктуйское и ряд более мелких проявлений). К этой же группе относятся Белухинское и Букукинское жильные вольфрамовые месторождения с повышенной ролью в рудах сульфидов (Барабанов, 1961). Белухинское месторождение приурочено к одноименному массиву кукульбейского комплекса, Букукинское большинство исследователей связывают со скрытой интрузией того же комплекса.

Для ряда массивов кукульбейского комплекса характерно развитие разнотипного оруденения. Так, в Дурулгуевском массиве известно Ималкинское кварц-полевошпат-касситеритовое месторождение (Григорьев, 1947), а с фазой пегматитоносных гранитов массива связаны редкотальные пегматиты. В дальнем экзоконтакте грейзенизированного купола Спокойного вольфрамитового месторождения известны кварц-касситеритовые месторождения (Увальное, Приваловское и др.). В Кулиндинской группе интрузий редкометальные пегматиты сочетаются с кварц-касситеритовым жильным оруденением (Ононское месторождение и некоторые рудопроявления).

Фаза пегматитоносных гранитов с сопровождающими редкометальными пегматитами широко развита в Мало-Кангинском массиве. Здесь также известно кварц-полевошпат-касситеритовое оруденение (Луковая Гора и др.), с которым были связаны касситеритовые россыпные месторождения (Кангинское и др., Радкевич, Витушкина, 1941). В ряде массивов комплекса известны камерные пегматиты с редкометальной минерализацией (Саханайской, Адун-Челонский, Седловский).

Наиболее богатые оловорудные месторождения связаны с заключительной фазой кукульбейского комплекса, представленной редкими массивами амазонитовых гранитов и телами кварцевых порфиров. К экзоконтакту Этыкинского массива амазонитовых гранитов приурочено одноименное оловорудное месторождение высокотемпературного типа (Левицкий и др., 1963). С редкометальными кварцевыми порфирами в районе Шерловгорского массива связано касситерит-сульфидное месторождение.

В целом характерной особенностью эндогенного оруденения, связанного с кукульбейскими интрузиями, является его комплексность и отчетливо редкометальный характер, выражающийся в постоянном присутствии (в определенных типах оруденения) минералов фтора и редких элементов. Это те же особенности, что характерны для оруденения, сопровождающего интрузии харалгинского и асакан-шумиловского комплекса Даурской зоны.

В отличие от массивов кукульбейского комплекса проявления оловянно-вольфрам-редкометального оруденения, связанные с интрузиями шахтаминского комплекса, не известны. С рядом массивов пространственно связано молибденовое оруденение (Шахтаминский, Бугунтуевский и некоторые другие). В последнее время обнаружены признаки скарново-шеелитового оруденения, ассоциирующего с некоторыми массивами комплекса.

С интрузиями заключительной фазы борщевочного комплекса связаны безрудные микроклиновые и миароловые касситеритсодержащие пегматиты (Борщевочный массив) и в некоторых участках пегматиты с бедной редкометальной минерализацией (Халзанский, Борщевочный массивы).

Изложенное позволяет сделать вывод о том, что пространственное размещение оловянно-вольфрам-редкометального оруденения региона определяется главным образом положением редкометальных интрузий асакан-шумиловского, харалгинского и кукульбейского комплексов.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ И ИХ ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДОНОСНОСТЬ

В настоящее время общепризнано, что связанное с гранитоидами эндогенное оруденение, как правило, ассоциирует с интрузиями лейкогранитов, представляющими поздние образования гранитоидных серий (Изох, 1971). Приведенные выше данные по комплексам Центрального Забайкалья полностью подтверждают эту закономерность — все вольфрам-оловянно-редкометальное оруденение пространственно связано с массивами кислых или ультракислых гранитов. Само по себе это обстоятельство означает вероятность генетической связи оруденения с лейкогранитами, особенно если последние являются поздними камерными дифференциатами интрузий. Действительно, в случае автономности магм и рудоносных погоней и возникновения их на разных этапах развития гипотетического глубинного очага, как это представляется во многих работах (Рундквист, Денисенко, Павлова, 1972, с. 176), пространственное совмещение поздних камерных дифференциатов и рудоносных гидротерм было бы совершенно необязательным.

Вместе с тем изложенные материалы говорят о том, что в Центральном Забайкалье, как и в иных регионах развития оловянно-вольфрамового оруденения, далеко не все массивы лейкогранитов рудоносны и среди многочисленных тел лейкогранитов разного возраста и разной формационной принадлежности рудоносные массивы составляют очевидное меньшинство.

В Даурской зоне многочисленная группа лейкогранитов представлена поздними, в большинстве своем не сопровождающимися оруденением интрузиями заключительных фаз кыринского и сохондинского комплексов. Аналогичные им по составу рудоносные интрузии кислых и ультракислых гранитов харалгинского комплекса единичны. Точно так же в Агинской зоне и сопредельной территории Восточного Забайкалья большим, чем рудоносные интрузии кукульбейского комплекса, развитием пользуются лейкограниты борщевочного комплекса, а в Восточном Забайкалье — поздние кислые безрудные дифференциаты ундинского комплекса (Козлов, 1972).

Характерной особенностью состава лейкогранитов рудоносного кукульбейского комплекса является их высокая глиноземистость. Однако этот же признак типичен для большинства интрузий борщевочного комплекса и, напротив, нетипичен для лейкогранитов рудоносного харалгинского комплекса. Таким образом, кислый калиевый состав интрузий

зий рудоносных гранитов относится к разряду обязательных, но далеко не определяющих признаков рудоносности гранитов.

Судя по количественным данным по редкоэлементному составу гранитов, определяющим признаком рудоносности (на рассматриваемый тип оруденения) является геохимическая характеристика гранитоидов. Сравнением геохимических материалов по заведомо рудоносным и безрудным массивам установлено наличие прямой связи между рудоносностью лейкогранитов и степенью концентрации в них редких элементов и летучих. Геохимическим анализом также установлено, что в процессе дифференциации гранитоидных интрузий происходит одностороннее концентрирование в поздних кислых дифференциатах ряда характерных редких элементов, степень которого для разных формаций и разных, представляющих одну формацию, интрузий различна. Развитое в Даурской зоне касситерит-кварцевое оруденение, отнесенное Н. И. Тихомировым к малосульфидному типу, связано с частью лейкогранитов ФДИ кыринского комплекса и некоторыми массивами заключительной фазы сохондинского комплекса. В гранитах массивов, с которыми оруденение указанного типа непосредственно ассоциирует, наблюдается умеренное концентрирование лишь части гранитофильных элементов — олова, вольфрама, рублидия, а из летучих компонентов — бора, сопровождающееся обычно резким снижением концентраций стронция и бария. Невысокий уровень концентрации в этих интрузиях части редких элементов соответствует небольшим масштабам сопровождающего оруденения, бедности его минерального состава, отсутствию в нем минералов редкометальной ассоциации и фтора и, в конечном счете, его малой практической значимости, что доказано отрицательными результатами многолетних производственных работ. Подобные, с невысоким уровнем накопления части редких элементов, граниты названы авторами субредкометальными. Они, как следует из вышесказанного, представляют группу ограниченно рудоносных интрузий (Козлов, Свадковская, 1972).

Всё продуктивное или, в некоторых случаях, высокопродуктивное оруденение региона ассоциирует с интрузиями собственно редкометальных гранитов, представляющих асакан-шумиловский, харалгинский и кукульбейский рудоносные комплексы. Характерным геохимическим признаком гранитов этих интрузий является обязательный высокий (в 2—4 раза превышающий кларковые концентрации) уровень накопления всех редких гранитофильных элементов: лития, рублидия, цезия, олова, вольфрама, бериллия, свинца, а также тантала и ниобия при обычно повышенных содержаниях фтора и пониженных — стронция и бария. Следует подчеркнуть, что в общем случае продуктивность редкометальных интрузий определяется условием одновременного накопления в гранитах большинства гранитофильных элементов и особенно фтора и щелочей. Для их реальной продуктивности такой признак, как уровень концентрации олова или вольфрама, оказывается зачастую совершенно непоказательным. В этой связи следует напомнить, что постоянно повышенные концентрации олова и вольфрама в гранитоидах шахтаминского комплекса не находят никакого отражения в характере сопровождающего оруденения, лишь в очень редких случаях определяют развитие связанного с интрузиями скарново-шеелитового оруденения.

Вместе с тем в группе рудоносных редкометальных интрузий устанавливаются совершенно определенные геохимические различия, отражающие разнотипность связанного с интрузиями оруденения. Наиболее очевидными являются геохимические признаки преимущественно вольфрамоносных и преимущественно оловоносных интрузий, частично уже обсуждавшиеся. Было показано (см. табл. 25), что граниты вольфрамоносных массивов при высоких содержаниях редких щелочных элемен-

тов, олова и вольфрама отличаются сравнительно низкими концентрациями фтора, едва превышающими кларковые. Для редкометалльных гранитов преимущественно оловоносных интрузивных тел характерны, напротив, повышенные содержания фтора. Таким образом, появляется необходимость выделения редкометалльных гранитов с пониженными и высокими ($>0,2\%$) содержаниями фтора.

Совершенно очевидно, что при всей конкретности излагаемой геохимической характеристики эти данные страдают известной неопределенностью вследствие множественности геохимических показателей и незакономерных колебаний содержаний отдельных элементов даже в гранитах одной фации, представляющих разные интрузии. Была предложена (Козлов, 1972; Козлов, 1974) тройная диаграмма, отражающая основные особенности редкоэлементного состава рудоносных гранитоидов: уровень концентрации редких щелочных элементов, стронция с барием и фтора, содержания которых (г/т) при построении диаграммы приравниваются к 100%. Построение диаграммы основано на установленной закономерности — снижении в гранитах концентраций стронция и бария в процессе их дифференциации, сопровождающемся концентрированием редких элементов. Уровень накопления последних наилучшим образом, как показано выше, отражается в накоплении редких щелочей. Концентрации фтора в лейкогранитах в подавляющем большинстве случаев прямо коррелируют с их рудоносностью и, кроме того, определяют элементный состав (Sn, W) профилирующего оруденения (Козлов, 1975).

На рассматриваемые диаграммы (рис. 57—59) нанесены точки всех изученных авторами массивов по данным приведенных выше таблиц редкоэлементной характеристики. Номера точек на диаграммах рис. 57 и 58 соответствуют номерам массивов на рис. 2; о степени рудоносности массивов можно приблизительно судить по данным предыдущего раздела.

Как видим, поля гранитоидов рудоносных и безрудных интрузий резко разграничены (рис. 57). Безрудные гранитоиды, представляющие главные фазы даурского, кыринского, сохондинского, шахтаминского и борщевочного комплексов, образуют компактное поле, тяготеющее к $Sr+Ba$ -углу диаграммы, что фиксирует преобладание этих элементов в рассматриваемой сумме. Граниты главных фаз рудоносных интрузий выделяются повышенными переменными концентрациями фтора при одновременном усилении роли редких щелочей. Характерно, что область перекрытия точек рудоносных и безрудных гранитов практически отсутствует. В нее попадает точка лишь одного, Куранжинского штока (№ 37) шахтаминского комплекса, габбро-диориты которого, как было показано, проработаны рудоносными флюидами, сформировавшими кварц-вольфрамитовое рудопроявление. В связи с этим следует заметить, что независимо от характера генетических соотношений габбро-диоритов штока и рудоносных растворов его положение на диаграмме в поле точек рудоносных гранитов закономерно. Точки гранитов харалгинского комплекса, интрузии которого сопровождаются преимущественно оловянным оруденением (Хапчерангинское, Тарбальджейские, Ингодинские месторождения), занимают компактное поле вблизи F-угла диаграммы, что фиксирует резкую обогащенность гранитов комплекса фтором относительно других элементов. Граниты главной фазы массивов кукульбейского комплекса по сравнению с харалгинскими обогащены фтором гораздо меньше. Большинство интрузий этой группы преимущественно вольфрамоносные, а для оловоносных (№ 65 и 63) характерно повышение роли фтора. В оруденении, сопровождающем группу Саханайских массивов (№ 58), граниты главной фазы которой также обогащены фтором, наряду с вольфрамитом существенную роль играет касситерит. Единственным примером, нарушающим общую закономерность в раз-

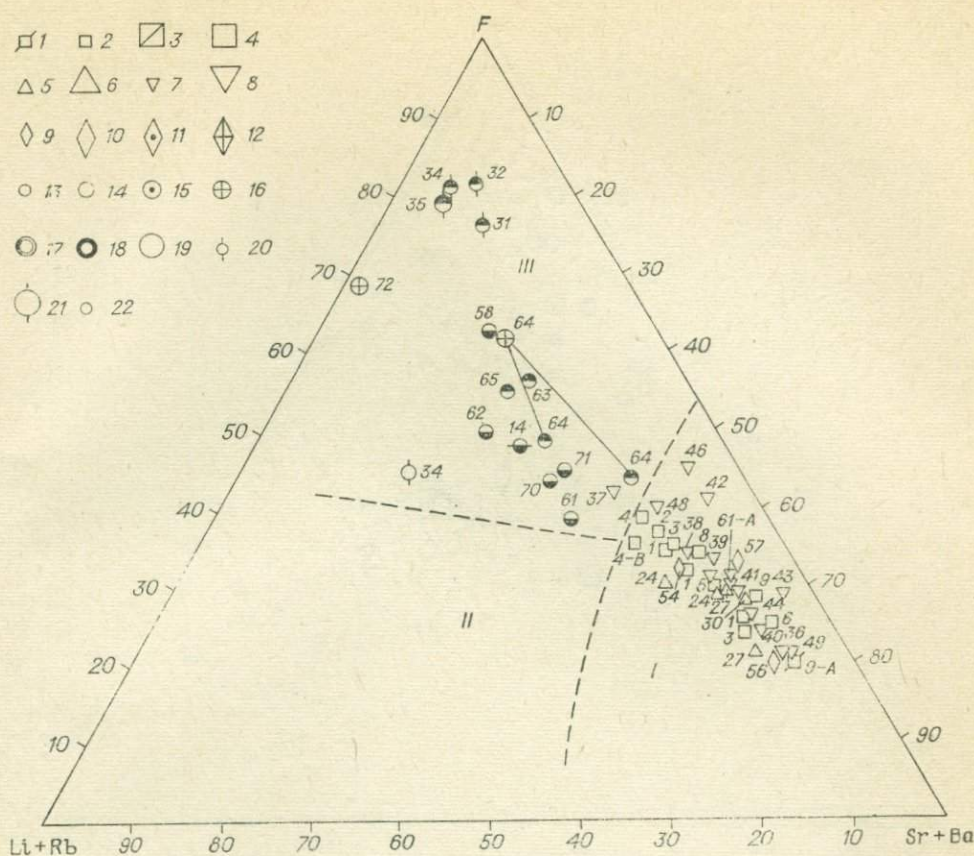


Рис. 57. Геохимическая диаграмма рудоносности гранитоидов главных фаз интрузий Центрального Забайкалья (зачернена нижняя половина условного знака — преимущественно вольфрамоносные массивы, верхняя половина — преимущественно оловоносные). Номера точек на диаграмме соответствуют номерам массивов на рис. 2.

1 — даурский комплекс, гранитоиды главной фазы; 2—4 — кыринский комплекс; 2 — гранитоиды главной фазы, 3 — граниты ФДИ калишпатизированные, 4 — граниты ФДИ; 5—6 — сохондинский комплекс; 5 — дациты и гранодиорит-порфиры главной фазы, 6 — граниты заключительной фазы; 7—8 — шахтаминский комплекс; 7 — гранитоиды главной фазы, 8 — гранит-порфиры заключительной фазы; 9—12 — борщевочный комплекс; 9 — гранитоиды главной фазы, 10 — граниты биотитовые заключительной фазы, 11 — граниты двуслюдяные заключительной фазы, 12 — граниты редкометалльные заключительной фазы; 13—19 — кукульбейский рудоносный комплекс; 13 — граниты биотитовые главной фации, 14 — граниты биотитовые мелкозернистые апикальной фации, 15 — граниты двуслюдяные апикальной фации, 16 — граниты амазонитовые и ультраредкометалльные, 17 — граниты мусковитовые и пегматитоносные, 18 — граниты мусковитовые грейзенизированных куполов, 19 — фельзиты и кварцевые порфиры заключительной фазы; 20—21 — харалгинский комплекс; 20 — граниты биотитовые порфиридные главной фации, 21 — фельзиты, кварцевые порфиры заключительной фазы; 22 — асакан-шумиловский комплекс, граниты биотитовые и лейкократовые главной фазы. Римскими цифрами обозначены поля: I — безрудных гранитов, II — ограниченно рудоносных, III — рудоносных.

границении полей преимущественно вольфрамоносных и оловоносных массивов, является точка № 64, представляющая биотитовые граниты Кулиндинской группы. Но и это исключение кажущееся. Как было показано, оловянное оруденение в массивах групп связано с формированием очагов редкометалльных гранитов во внутренней зоне биотитовых гранитов (указано стрелкой), слагающих внешние, вероятно, дегазированные фации массивов.

В целом диаграмма (рис. 57) совершенно определенно свидетельствует о том, что потенциальная рудоносность редкометалльных интрузий, реализованная на поздних этапах их развития, была заложена на магматической стадии формирования гранитов главной фации, расплавы которых имели определенные геохимические особенности, обеспечившие дальнейшее развитие этих магматических систем как рудоносных.

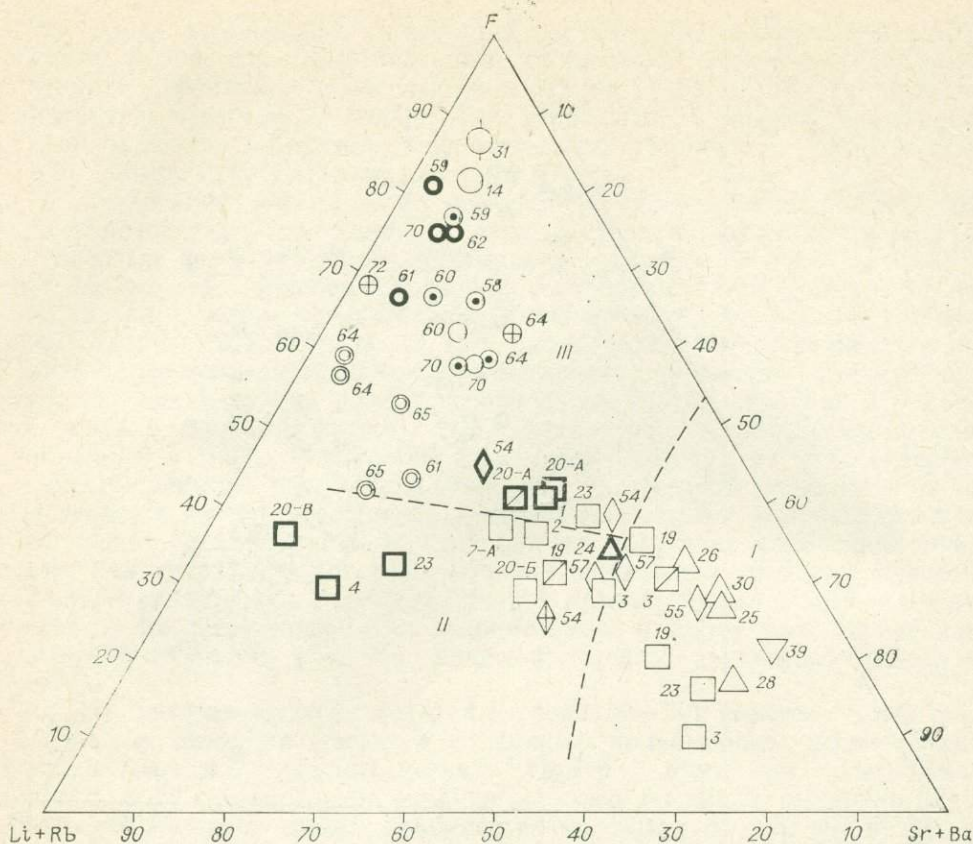


Рис. 58. Гранитоиды поздних фазово-фациальных дифференциатов (жирным контуром обведены массивы ограниченно-рудноносных гранитов). Усл. обозн. см. рис. 57. Номера точек на диаграмме соответствуют номерам массивов на рис. 2.

Не случайно также положение в пограничной между безрудными и рудоносными гранитами области точек гранитов главной фазы кыринского комплекса (№ 2, 4, 4в), представляющих наиболее отдифференцированные разновидности внутренней области Кыринского батолита. Именно с участком № 4 связано развитие наиболее продуктивных тел ФДИ кыринского комплекса (Бильчирский массив).

На диаграмме рис. 58 нанесены точки гранитов, представляющих поздние фазовые и фациальные дифференциаты безрудных и рудоносных интрузий, в которых с разной интенсивностью проявлены поздние и постмагматические процессы. В большинстве гранитов заключительной фазы сохондинского комплекса накопление гранитофильных элементов не фиксируется, и их точки не выходят из области безрудных гранитов на диаграмме рис. 57. В большей части разновидностей гранитов ФДИ кыринского комплекса повышена роль щелочных элементов и уменьшены концентрации стронция и бария без признаков накопления фтора. Явно рудоносные разновидности этих гранитов (№ 20в — Ульзутуйский шток, № 4 — дайки аплитовидных гранитов в районе Былыринских россыпных месторождений, сопровождаемые пегматоидными шширами с касситеритом) наиболее обогащены редкими щелочами. Сюда же попадает точка аплитовидных гранитов (№ 23) поздних дифференциатов Оленгуйского массива, в пределах которого известны бедные вольфрамитовые и касситеритовые грейзеновые рудопроявления. Меньшей степенью концентрации редких щелочей характеризуются граниты таких рудоносных массивов, как Гыр-Голунский (№ 20а), Сохондин-

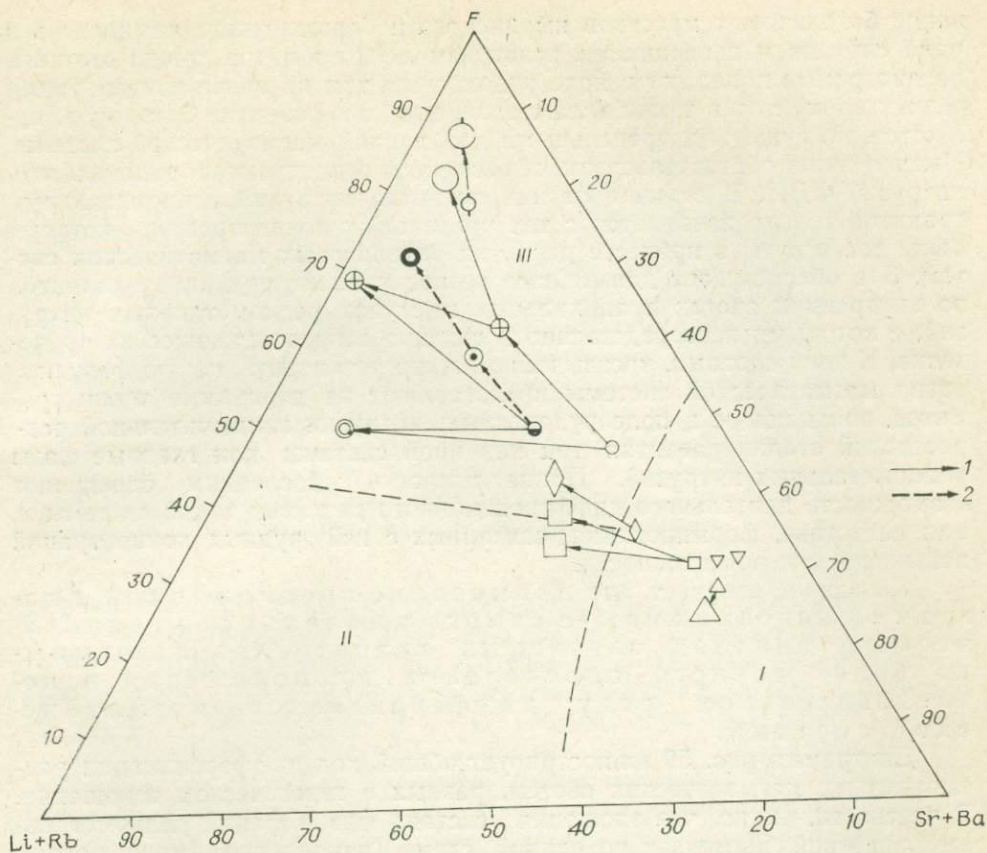


Рис. 59. Сводная диаграмма потенциальной рудоносности гранитоидных комплексов Центрального Забайкалья.

Условные обозначения см. рис. 57. Стрелками показаны: 1 — магматическая камерная дифференциация интрузий комплексов; 2 — эманационная дифференциация.

ской интрузии гранит-порфиров (№ 24). Большинство попадает в область рудоносных гранитов главной фазы редкометалльных гранитов диаграммы рис. 57. В целом положение рассматриваемой группы точек на диаграмме рис. 58 фиксирует поле точек ограниченно рудоносных, субредкометалльных по геохимическим признакам гранитов, сопровождаемых бедным кварц-касситеритовым (обычно с шеелитом) оруденением, практическое значение которого весьма невелико.

Все фациальные и фазовые поздние дифференциации редкометалльных интрузий независимо от способов их формирования (внутрикамерная магматическая дифференциация или эманационное концентрирование летучих и редких элементов в купольных выступах) характеризуются однонаправленным концентрированием редких щелочей и фтора. Наиболее высокой концентрацией последнего ($\approx 1\%$ и более) отличаются внутрикамерные дифференциации интрузий, представленные в изученных массивах в большинстве случаев ультраредкометалльными фельзитовыми породами существенно натрового (онгониты) или калиевого (эльваны) состава. Их точки располагаются вблизи фторного угла диаграммы. Подобные образования, в случае значительного их объема, сопровождаются продуктивным оловянным оруденением: таковы амазонитовые граниты Этыкинского массива (Левицкий и др., 1963) и кварцевые порфиры сопки Большой в районе Шерловогорского купола.

Сравнив диаграммы рис. 57 и 58, можно видеть очень важное генетическое различие безрудных и рудоносных интрузий: хотя формиро-

вание батолитовых массивов кыринского и борщевочного комплексов в ряде случаев и завершается развитием лейкогранитов, точки которых на диаграмме попадают в поле рудоносных, тем не менее концентрации редких элементов в таких телах, завершающих развитие батолитов, являются, по существу, предельными для данной магматической системы. Именно этим обстоятельством объясняется ограниченная рудоносность интрузий ФДИ. В отличие от них развитие интрузий редкометальных гранитов только начинается с тех предельных концентраций, которые были достигнуты в процессе развития батолитовых магматических систем. Это обеспечивает дальнейшее резкое концентрирование элементов во внутренних очагах и апикальных выступах редкометальных интрузий, с которыми непосредственно и связано сопровождающее их оруденение. Иными словами, чрезвычайно важно установить, какую фазу развития магматической системы представляют на диаграмме точки гранитов, попадающие в поле рудоносных: интрузии заключительной регрессивной стадии развития той или иной системы или главные фазы редкометальных интрузий. Принадлежность к последним определяет возможность длительного дифференционного развития такой системы и, как следствие, формирования связанных с ней рудных концентраций повышенной перспективности.

Сказанное означает, что применение предложенной диаграммы невозможно без самого тщательного геологического анализа изучаемых гранитоидов и возможно более точного определения их положения в последовательном ряду дифференциатов магматической системы.

Диаграмма рис. 59 иллюстрирует общий ход дифференциации рассмотренных магматических систем, разных в генетическом отношении. В частности, видно, что эволюция состава фаз и фаций редкометальных интрузий протекает по единой схеме (накопление фтора, редких щелочных и рудных элементов) независимо от механизма формирования дифференциатов: эманационного концентрирования элементов в купольных выступах либо путем внутрикамерной магматической дифференциации. Следует лишь отметить, что камерная дифференциация, проявляющаяся на заключительной стадии развития магматических редкометальных систем, приводит к наиболее интенсивному концентрированию редких элементов и формированию ультраредкометальных разновидностей гранитов. Диаграмма подтверждает вывод о том, что рудоносность редкометальных интрузий определялась особенностями геохимической характеристики гранитов главной фазы и, таким образом, имеет магматическую природу.

Сам факт, что одна и та же группа элементов определяет как геохимический облик гранитов рудоносных и ограниченно рудоносных интрузий, так и главные черты элементного состава сопровождающего интрузии оруденения, однозначно свидетельствует о генетической связи оруденения с гранитными интрузиями.

Все сказанное относится к потенциальной рудоносности гранитных интрузий, реальная рудоносность которых определялась во многом факторами конкретной тектонической обстановки на завершающем этапе их формирования: от тектонической обстановки во многом зависела возможность своевременного рудного сброса. Важным практическим фактором реальной рудоносности массивов является и степень их эрозионного среза, так как все процессы интенсивного концентрирования элементов так или иначе связаны с купольными выступами интрузий (*Metallization Associated...*, 1974), которые уничтожаются эрозией в первую очередь.

Исходя из установленной генетической связи оруденения с материнскими интрузиями, понятие потенциальной рудоносности

может быть определено, как способность гранитных интрузий продуцировать оруденение путем пневматолито-гидротермального обособления накопленных в процессе магматического развития интрузий рудных концентраций. Помимо генетической связи оруденения с интрузиями, в приведенном определении отражено прямое смысловое значение слова «рудноносность», означающее применительно к рассматриваемому объекту «граниты, несущие оруденение». По мнению авторов настоящей работы, другие многочисленные причины связи магматитов и оруденения, определяемые, в частности, тепловым полем (трансформация вадозных вод в гидротермы с явлениями мобилизации вещества вмещающих пород в зонах экзоконтакта, и т. п.), следует относить к разряду признаков рудогенерирующей способности интрузий, а не их рудноносности.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ

Сравнительное обобщение геохимических данных по безрудным и рудоносным гранитоидам Забайкалья и других регионов позволило выявить основные геохимические критерии рудоносности гранитоидов, которые были сформированы в ранее опубликованных работах Л. В. Таусона с соавторами (Таусон, Козлов, Кузьмин, 1968; Таусон и др., 1970). Согласно указанным работам, главными геохимическими признаками гранитоидов потенциально рудоносных интрузий являются:

- 1) повышенные или высокие концентрации летучих (фтор, бор);
- 2) высокие концентрации ряда характерных редких элементов (Li, Rb, Be, Sn, W, Ta, Nb и некоторые другие), превышающие кларковые в 1,5—4 раза;
- 3) высокая дисперсия концентраций редких и рудных элементов;
- 4) высокие концентрации ряда характерных редких элементов в минералах поздней стадии кристаллизации, в первую очередь в биотитах;
- 5) появление специфической акцессорной минерализации, связанной с повышенными концентрациями редких элементов.

Ведущее значение первых двух признаков в определении формационной принадлежности гранитоидов и оценке их потенциальной рудоносности подробно рассмотрено выше, в разделах, посвященных анализу геохимических особенностей.

Как показано в ранних работах авторов (Козлов, Воловикова, Свадковская, 1965; Козлов, 1969), концентрации редких элементов в биотитах и некоторых других минералах-концентраторах (Козлов, Клепикова, Свадковская, 1965) достаточно надежный показатель степени рудоносности гранитоидов. Важное значение геохимической характеристики биотитов в оценке рудоносности гранитоидов было показано в целом ряде публикаций (Барсуков, 1957; Руб, Руб, Лосева, 1971; Ляхович, 1973). Собранный авторами материал по геохимии биотитов и мусковитов изученных гранитоидов требует специального рассмотрения. Часть этих данных по гранитам Даурской зоны опубликована (Козлов и др., 1974). Показано, что биотиты рудоносных интрузий отличаются высокими концентрациями редких щелочных элементов, бериллия, олова, вольфрама. По содержаниям названных элементов в биотитах субредкометалльные граниты ограниченно рудоносных интрузий и редкометалльные граниты рудоносных интрузий практически не различимы. Это является дополнительным подтверждением вывода предыдущего раздела: главное различие этих интрузий заключается в их при-

надлежности соответственно к регрессивной и прогрессивной стадиям магматизма, что определяло существенно различный ход их развития.

Достаточно подробно геохимическая характеристика биотитов ряда интрузий Агинской зоны приводится в работах А. М. Гребенникова с соавт. (1971). Эти данные полностью подтверждают сделанные ранее выводы о повышенных концентрациях редких элементов в слюдах рудоносных интрузий, особенно из поздних фаз и фаций, с которыми непосредственно ассоциирует оруденение.

Повышение концентраций редких элементов и летучих в рудоносных гранитоидах находит закономерное отражение в их акцессорном составе. Высокое содержание фтора в забайкальских гранитах, как установлено проведенными исследованиями, фиксируется в появлении значительных количеств позднемагматических флюорита или топаза в ультраредкометалльных разновидностях (харалгинский комплекс). Высокие концентрации фтора в гранитах Рудных Гор ЧССР также связаны с присутствием в них акцессорных топаза и флюорита (Пельхен, 1972). Во всех случаях, когда наблюдается значительное повышение в гранитах содержания олова, вольфрама, тантала, ниобия и других редких элементов, оно находит отражение в появлении соответствующей акцессорной минерализации. Существенное повышение концентраций лития в гранитах приводит к появлению литиевых слюд. Как показано исследованиями М. Г. Руб с соавт. (1971), повышенные концентрации таких элементов, как олово, вольфрам, тантал, ниобий, в биотитах обусловлены в значительной мере содержащимися в биотитах микроакцессорными минералами. Поэтому вполне вероятно, что представления о преимущественно изоморфной форме вхождения в биотиты ряда рудных и других элементов не являются точными и решающей окажется связь этих элементов с микровключениями акцессорных минералов в биотитах. Очевидно, форма нахождения микроэлементов в биотитах при решении вопросов рудоносности имеет второстепенное значение.

Действительно, независимо от форм вхождения очень высокие концентрации редких элементов фиксируются только в биотитах и мусковитах рудоносных интрузий. Следовательно, можно полагать, что к моменту кристаллизации этих минералов остаточные расплавы или флюиды были значительно обогащены редкими металлами, что вызывало совместную кристаллизацию биотита и собственных акцессорных минералов редких металлов либо последующее образование микровключений акцессорных в результате диагенетических преобразований биотита, первоначально пересыщенного редкими металлами. В обоих случаях главным является условие высокой концентрации редких и рудных элементов в остаточных расплавах — растворах рудоносных интрузий (Козлов, 1969). А. М. Гребенниковым (1971) путем детального изучения акцессорного состава рудоносных интрузий Забайкалья установлена отчетливая зависимость между особенностями акцессорного состава гранитов и типом сопровождающего гранитные массивы оруденения. Следует заметить, что эти данные относятся в основном к поздним фазово-фациальным дифференциатам рудоносных интрузий, с которыми оруденение непосредственно ассоциирует.

Одним из наиболее надежных геохимических показателей рудоносности гранитоидов, как установлено Л. В. Таусоном с соавт. (1965), являются повышенные значения дисперсий содержаний элементов. Очевидно, в этом статистическом параметре одновременно находит отражение как общее накопление редких элементов в рудоносных гранитах, так и возрастающая неравномерность их распределения вследствие проявленных в разной степени процессов аутометасоматоза и перераспределения. Сравнительная степень собственно разброса концентраций элементов в гранитах разных массивов может быть легко оценена

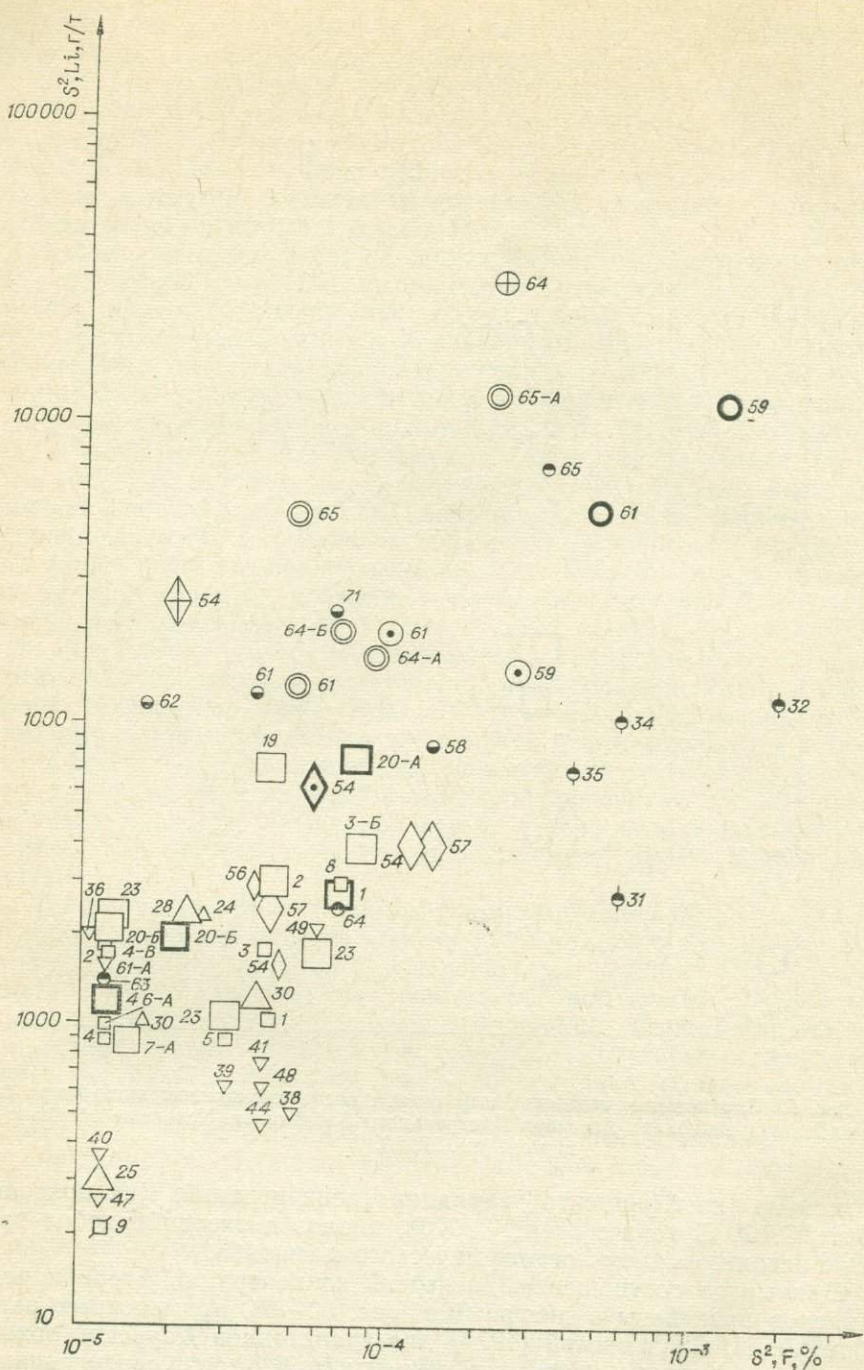


Рис. 61. Соотношение дисперсий концентраций фтора и лития в гранитоидах массивов Центрального Забайкалья. Условные обозначения см. рис. 57, 58.

ограниченно рудоносных гранитов кыринского и борщевочного комплексов несколько более высокими дисперсиями содержаний олова и лития, хотя различия проявляются скорее как тенденция. Еще слабее различия между этими разновидностями гранитоидов выражены в дисперсиях концентраций бериллия и вольфрама (рис. 62, 63). Это наглядно подтверждает вывод о том, что рудоносность редкометалльных гранитов определялась процессами их камерного дифференциационного

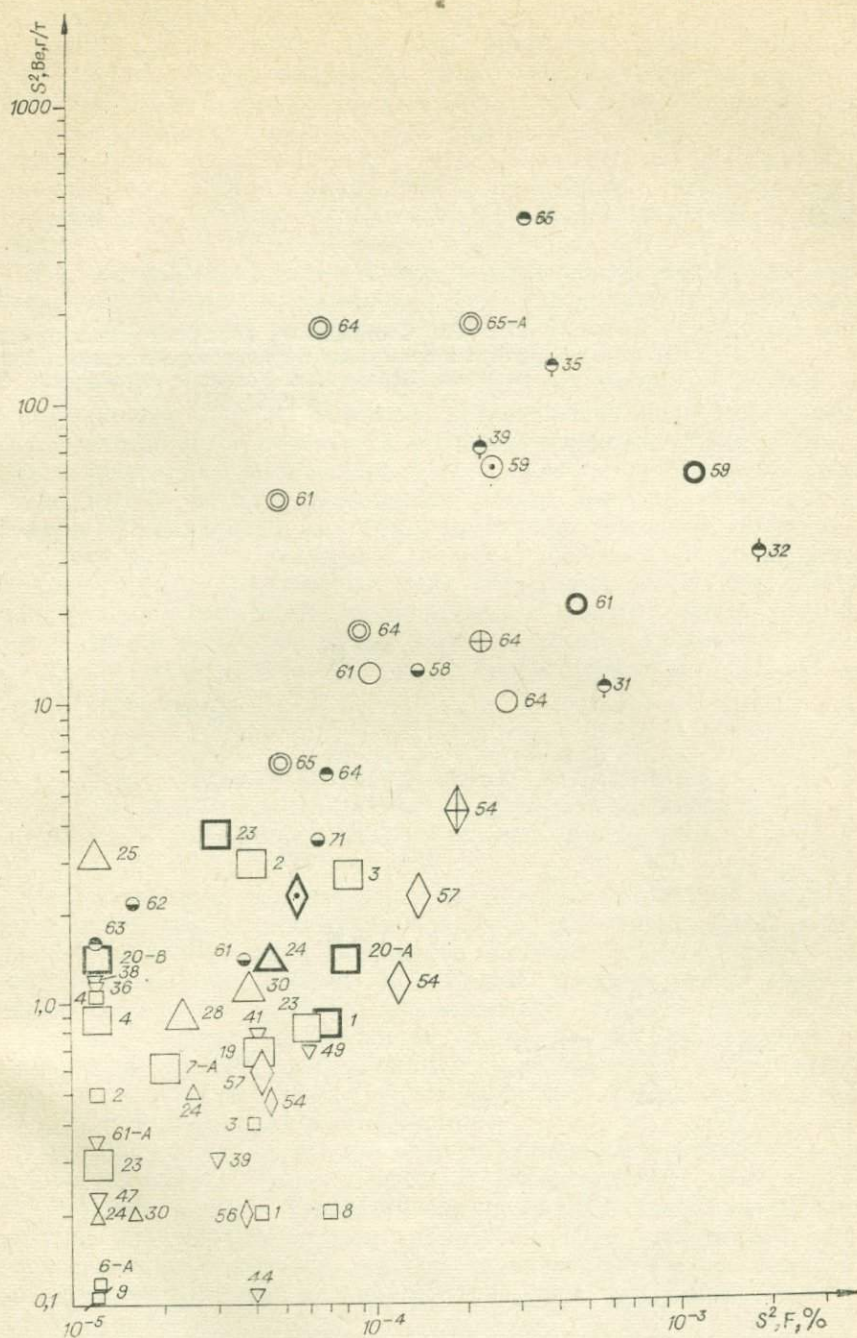


Рис. 62. Соотношение дисперсий концентраций фтора и бериллия в гранитоидах массивов Центрального Забайкалья. Условные обозначения см. рис. 57, 58.

развития, от интенсивности которых прямо зависела реальная продуктивность интрузий. Так, на всех диаграммах видно, что граниты Седловского (№ 63) массива характеризуются наименьшей дисперсией содержаний всех рассматриваемых элементов, что находится в хорошем соответствии с незначительной интенсивностью сопровождающего массив оруденения и практическим отсутствием в нем фаций дифференциации.

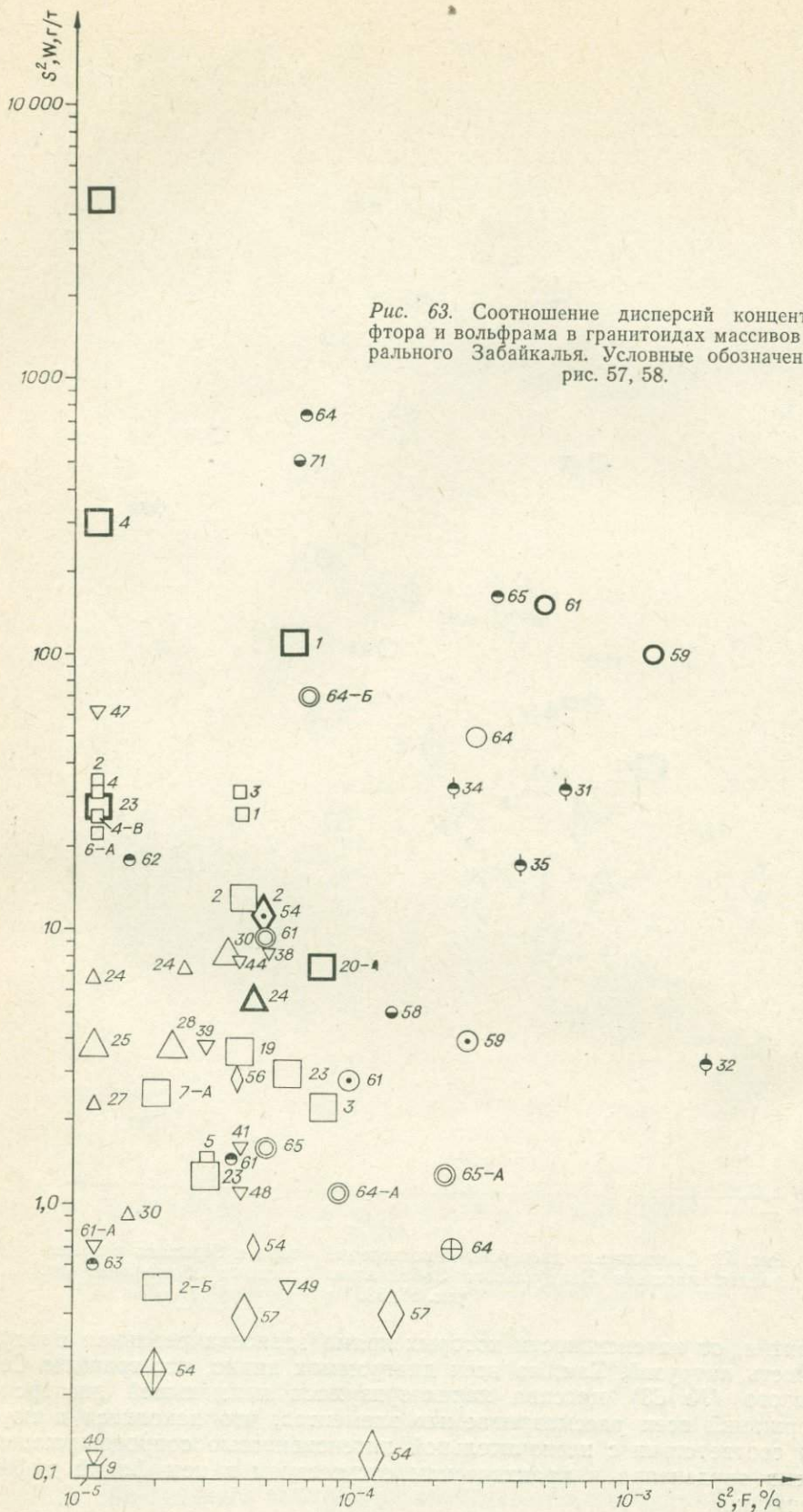


Рис. 63. Соотношение дисперсий концентраций фтора и вольфрама в гранитоидах массивов Центрального Забайкалья. Условные обозначения см. рис. 57, 58.

Наиболее выражена связь между дисперсиями концентраций фтора, олова и лития, хотя и для этих элементов может фиксироваться независимость уровня дисперсий (например, высокие дисперсии олова в массивах № 62 и 61 при низких дисперсиях фтора — рис. 60; высокие дисперсии фтора при пониженных дисперсиях лития во всех массивах харалгинского комплекса — рис. 61). Следовательно, связь рассматриваемых параметров определяется не столько геохимическими связями элементов, сколько сходным их поведением в процессе дифференциации.

Рис. 63 фиксирует отсутствие всякой связи между дисперсиями концентраций фтора и вольфрама. Это подтверждает известные выводы о несущественной роли соединений галоидов в переносе и концентрировании вольфрама (Иванова, 1972; Барабанов, 1975).

Диаграмма рис. 63 показывает одну из наиболее слабых сторон дисперсионного анализа в оценке рудоносности интрузий — невозможность в большинстве случаев по уровню дисперсии судить об интенсивности и масштабах оруденения. Так, граниты существенно оловоносного массива № 64 характеризуются столь же высокой дисперсией содержаний вольфрама, как граниты вольфрамоносной интрузии № 71. Более того, наиболее высокими дисперсиями содержаний вольфрама оказываются в ряде ограниченно рудоносных тел ФДИ (№ 20в, № 4), сопровождающихся наряду с кварц-касситеритовой лишь убогой шеелитовой минерализацией. Независимость уровня дисперсий и масштабов оруденения отмечалась также Р. Н. Мальковой и С. Н. Митрофанской (1973).

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ОБЛИК ГРАНИТОИДОВ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ ПО ДАННЫМ ОБРАБОТКИ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ НА ЭВМ

Рассмотренные геохимические материалы свидетельствуют о множественности геохимических признаков гранитоидов разных формаций и разной степени их информативности. Вследствие этого неизбежно возникает задача объединения полученной геохимической информации с целью выделения наиболее существенных геохимических признаков формаций. В отношении оценки их рудоносности такое сведение воедино множества геохимических данных было проведено с помощью диаграммы рудоносности (раздел «Геохимическая характеристика гранитоидов и их потенциальная рудоносность»).

Несомненно рациональный метод обобщения геохимической информации предложен Г. Тишендорфом, В. Пельхеном и Г. Ланге (Tischendorf, Pälchen, Lange, 1972). Он заключается в изображении средней геохимической характеристики гранитов в виде элементной количественной формулы, в которой числовые показатели при каждом элементе характеризуют степень его накопления или рассеяния относительно кларковых концентраций.

При обработке геохимических данных авторы настоящей работы применили сходную в отношении принципиального подхода, но значительно более сложную программу, учитывающую не только степень концентрирования или рассеяния элементов, но и дисперсию концентраций и существующие между элементами коррелятивные связи. Указанная программа многомерного классификационного анализа, разработанная и составленная В. Н. Евдокимовой, Н. А. Китаевым, В. Н. Чумакиным (Институт геохимии СО АН СССР, Иркутский государственный университет) для обработки материалов по геохимической съемке полей рудных месторождений (Евдокимова, Китаев, 1973), применена авторами для геохимической ранжировки гранитоидов впервые.

Геохимическая характеристика гранитоидных массивов Центрального Забайкалья (ассоциации элементов)

Порода	Рудоносность	№ массива на схеме (рис. 2)	Массив, участок*	Коэффициенты контрастности				
				Ряд накопления			Ряд рассеяния	
1	2	3	4	5			6	
<i>Даурский и кыринский комплексы</i>								
Главная фаза, гранодиориты	БР	9	В. -Илинский*	Sn 2,0	Ba 2,0	B 1,7		
	БР	9а	Оленгуйский*	Sn 1,5	Ba 2,4	B 1,6	K 1,5	Sr 0,7
	БР	1а	Право-Букукунский*	B 3,5	Sn 3,0	Ba 1,8		
	БР	1б	Агуцинский*	Sn 3,5	Li 2,5	Ba 1,6		Sr 0,5
	БР	3	В. -Кыринский*	Sn 3,2	Li 2,3	Ba 2,0	B 1,6	Sr 0,7
	БР	5	Лево-Былыринский*	Sn 3,0	Li 2,0	Ba 1,8	B 1,6	Sr 0,8
	БР	6а	Арыцирский	Sn 2,4	Li 2,0	Ba 2,1	B 1,8	Sr 0,7
	БР	6	Хамаро-Тыринский	Sn 3,1	Li 2,3	Ba 2,0	B 1,6	Sr 0,8
	БР	8	Н.-Акшинский*	Sn 3,7	B 2,5	Ba 2,0	Li 1,9	Sr 0,8
<i>Кыринский комплекс</i>								
Главная фаза, граниты	БР	1	Букукунский*	Sn 3,5	Li 2,5	Ba 1,8		Sr 0,5

ФДИ, граниты калишпатизированные, биотитовые	БР	2	Аршанский*	Sn 4,5	Li 2,3	B 1,8	Ba 1,6	Sr 0,5
	БР	3	В.-Кыринский*	Sn 3,8	Li 2,3	Ba 1,7		Sr 0,6
	ОГР Sn	4	Былыринский*	Sn 4,6	Li 2,3	Ba 1,7	B 1,9	Sr 0,7
	БР	4а	В.-Былыринский*	Sn 3,8	Li 2,2	Ba 1,7	B 2,0	Sr 0,6
ФДИ, граниты биотитовые мелко-среднезернистые, реже крупнозернистые	БР	19	Анацаканский	Sn 1,7	B 1,5	Li 1,5		F 0,5
	БР	3	В.-Кыринский*	Sn 1,7	B 1,7	Pb 1,6		F 0,2
	ОГР Sn	4	Былыринский*	Sn 1,9	B 1,7	Pb 1,4		F 0,4
	БР	9	Илинский*	Sn 2,0	B 1,8	Pb 1,6		F 0,6
	БР	6	Хамаро-Тыринский	Sn 1,6	B 1,9	Sr 1,6		F 0,5
	БР	17	Ендинский	Sr 2,0	B 1,9	Sn 1,8		F 0,4
	БР	19	Анацаканский	Sn 1,8	B 1,6	Li 1,4		F 0,5
	БР	23	Оленгуйский	Sn 1,9	B 1,8	Pb 1,5		F 0,4
	ОГР Sn	1	Букукунский*	Sn 2,6	B 2,0	Pb 1,6		F 0,4
	ОГР Sn(W)	20а	Гыр-Голунский	Sn 2,7	B 1,9	Pb 1,6		F 0,6
ФДИ граниты лейкократовые разнозернистые	БР	2	Аршанский*	Sn 1,7	B 1,5	Pb 1,4		F 0,3

1	2	3	4	5					6		
ФДИ, граниты аплитовидные	БР	3	В.-Кыринский*	$\frac{Sn}{2,0}$	$\frac{B}{1,8}$	$\frac{Pb}{1,7}$				$\frac{F}{0,2}$	$\frac{Ba}{0,3}$
	БР	3	Н.-Былыринский*	$\frac{Sn}{1,9}$	$\frac{B}{1,7}$	$\frac{Pb}{1,4}$				$\frac{F}{0,3}$	$\frac{Ba}{0,6}$
	БР	7a	Курулгинский	$\frac{Sn}{2,0}$	$\frac{B}{1,8}$	$\frac{Pb}{1,6}$				$\frac{F}{0,6}$	$\frac{Ba}{0,3}$
	БР	20	Салбаргуйский	$\frac{Sn}{1,9}$	$\frac{B}{1,7}$	$\frac{Pb}{1,7}$				$\frac{F}{0,2}$	$\frac{Ba}{0,4}$
	ОГР	20в	Ульзутуйский	$\frac{W}{7,0}$	$\frac{Sn}{5,2}$	$\frac{B}{3,7}$	$\frac{Be}{2,8}$	$\frac{Pb}{1,6}$		$\frac{F}{0,7}$	$\frac{Ba}{0,2}$
	БР	23	Оленгуйский	$\frac{Sn}{2,0}$	$\frac{B}{1,8}$	$\frac{Pb}{1,7}$				$\frac{F}{0,2}$	$\frac{Ba}{0,2}$
	ОГР Sn	4	Былыринский*	$\frac{W}{2,8}$	$\frac{Sn}{2,5}$	$\frac{B}{2,0}$	$\frac{Be}{1,5}$	$\frac{Pb}{1,4}$		$\frac{F}{0,4}$	$\frac{Ba}{0,3}$

Сохондинский комплекс

Главная фаза, порфириды	БР	24	Сохондинский	$\frac{B}{3,8}$	$\frac{Sn}{3,6}$	$\frac{W}{3,4}$	$\frac{Li}{2,7}$	$\frac{Rb}{1,7}$		$\frac{Sr}{0,4}$	
	БР	30	Алханайский	$\frac{Sn}{3,8}$	$\frac{B}{2,8}$	$\frac{Ba}{2,1}$	$\frac{W}{2,0}$	$\frac{Pb}{1,8}$		$\frac{Sr}{0,7}$	
Дациты и дацитовые порфиры	БР	24	Сохондинский	$\frac{B}{5,2}$	$\frac{W}{4,6}$	$\frac{Sn}{4,0}$	$\frac{Li}{2,2}$	$\frac{Ba}{1,8}$		$\frac{Sr}{0,5}$	
	БР	27	Былыра-Акшинский	$\frac{Sn}{4,2}$	$\frac{Li}{2,0}$	$\frac{Ba}{1,7}$	$\frac{B}{1,6}$			$\frac{Sr}{0,5}$	$\frac{W}{0,4}$
Гранодиорит-порфиры и гранодиориты	БР	24	Сохондинский	$\frac{Sn}{4,2}$	$\frac{W}{3,1}$	$\frac{B}{2,4}$	$\frac{Li}{2,4}$	$\frac{Pb}{1,9}$		$\frac{Sr}{0,4}$	

Заключительная фаза, граниты резкопорфировидные	БР	27	Былыра-Акшинский	$\frac{Sn}{3,7}$	$\frac{B}{2,3}$	$\frac{Li}{1,8}$	$\frac{Ba}{1,6}$	$\frac{Pb}{1,5}$		$\frac{Sr}{0,5}$	$\frac{W}{0,4}$
	БР	25	Бырцинские	$\frac{B}{2,2}$	$\frac{Sr}{2,1}$	$\frac{W}{2,0}$	$\frac{Sn}{1,5}$			$\frac{F}{0,6}$	$\frac{Be}{0,7}$
	БР	30	Алханайский	$\frac{Sr}{3,0}$	$\frac{B}{2,1}$	$\frac{Sn}{1,5}$				$\frac{F}{0,5}$	$\frac{W}{0,5}$
Гранит-порфиры	БР	25	Бырцинские	$\frac{B}{2,2}$	$\frac{Sr}{2,2}$	$\frac{Sn}{1,7}$	$\frac{W}{1,6}$			$\frac{F}{0,6}$	
	БР	28	Жипкошинский	$\frac{B}{2,4}$	$\frac{Sr}{1,8}$	$\frac{W}{1,7}$	$\frac{Sn}{1,7}$			$\frac{F}{0,2}$	
Риолиты	ОГР Sn (W)	24	Сохондинский	$\frac{W}{3,1}$	$\frac{B}{2,2}$	$\frac{Sn}{2,0}$	$\frac{Pb}{2,0}$	$\frac{Li}{1,5}$		$\frac{F}{0,4}$	$\frac{Ba}{0,5}$
	БР	26	Улетуйский	$\frac{Sr}{2,4}$	$\frac{B}{1,8}$	$\frac{Sn}{1,7}$	$\frac{Zn}{1,7}$			$\frac{F}{0,6}$	$\frac{W}{0,3}$

Шахтаминский комплекс

Габбро-диориты и диориты	БР	36	Загатайский	$\frac{B}{4,8}$	$\frac{Sn}{2,6}$	$\frac{Li}{1,7}$	$\frac{Ba}{1,7}$				
	БР	41	Чалотский	$\frac{B}{5,6}$	$\frac{Sn}{2,6}$	$\frac{Li}{1,7}$	$\frac{Ba}{1,7}$				
	БР	42	Хингинский	$\frac{Sn}{1,3}$	$\frac{B}{2,7}$	$\frac{Li}{2,0}$	$\frac{Ba}{2,0}$				
	БР	46	Хара-Шибирский	$\frac{B}{4,6}$	$\frac{Sn}{3,1}$	$\frac{Li}{2,0}$	$\frac{Ba}{1,5}$			$\frac{Sr}{0,6}$	
	БР	44	Хараганашский	$\frac{B}{2,9}$	$\frac{Sn}{2,2}$	$\frac{Li}{1,4}$	$\frac{Ba}{2,4}$				
	БР	48	Тургинский	$\frac{B}{8,0}$	$\frac{Sn}{3,0}$	$\frac{Li}{1,7}$	$\frac{Ba}{1,5}$				
	Р W	37	Куранжинский	$\frac{B}{6,0}$	$\frac{W}{3,2}$	$\frac{Sn}{3,1}$	$\frac{Li}{1,7}$	$\frac{Ba}{1,6}$		$\frac{Sr}{0,8}$	

1	2	3	4	5					6	
Гранодиориты	БР	38	Гашуновский	Sn 3,2	B 2,9	W 2,6	Ba 1,7	Li 1,5	Sr 0,8	
	БР	40	Будуланский	Sn 3,7	B 2,2	Ba 2,0	Li 1,8		Sr 0,8	
	БР	39	Бугунтуевский	Sn 3,0	B 3,0	Ba 1,9	Li 1,6		Sr 0,8	
	БР	49	Букукинские	Ba 2,8	B 2,4	Sn 2,3	Li 1,6			
	БР	47	Шивандинский	Sn 3,8	B 3,2	Ba 1,9	Li 1,8		Sr 0,7	
<i>Борщевочный комплекс</i>										
Главная фаза, гранодиориты и граниты крупнозернистые	БР	54	Халзанский	Sn 3,0	Li 2,3	B 1,8	Ba 1,7		Sr 0,7	
	БР	56	Кангинский	Sn 2,5	Li 1,9	B 1,8	Ba 1,8		Sr 0,7	
Граниты калишпатизированные	БР	54	Халзанский	Sn 1,9	B 1,9				F 0,6	
Граниты биотитовые разнозернистые	БР	54	Халзанский	Sn 1,9	B 1,8				F 0,5	Ba 0,5
	БР	57	Борщевочный	Sn 2,2	Ba 2,1	B 2,0	Li 1,8			
Граниты разнозернистые двуслюдяные	ОГР	54	Халзанский	Sn 2,1	B 1,8	Pb 1,5			F 0,4	B 0,3

Граниты лейкократовые редкометалльные	БР	54	Халзанский	Sn 3,8	Li 2,8	B 2,4	Be 2,1	Pb 1,9	Rb 1,7	Ba 0,4
<i>Кукульбейский комплекс</i>										
Граниты биотитовые крупнозернистые	P	58	Саханайский	Sn 4,2	B 3,5	Li 3,0	Be 2,5	W 1,7	Rb 1,7	Ba 0,4
	W (Sn)	60	Таптанайский	Sn 4,5	Li 4,1	B 2,4	Be 2,2	Pb 1,7	Rb 1,6	Ba 0,6
	P	62	Хангилайский	Sn	Li	B	Be	Pb	Rb	Ba
	W (Sn)			3,6	3,2	2,8	2,3	1,9	1,7	0,5
	P	61	Дурулгуевский	Sn 3,7	B 2,1	Li 1,9	Be 1,9	Pb 1,8	Rb 1,5	Ba 0,3
W (Sn)	71	Белухинский	Sn 3,5	B 2,8	Li 2,6	W 2,5	Be 2,3	Pb 1,8	Ba 0,5	
Граниты средне-мелкозернистые	P	70	Олдандинский	B 2,2	Sn 2,0	Li 1,8	Pb 1,6			Ba 0,7
	W (Sn)	70	Олдандинский	Sn	Li	Be	B	Pb	Rb	Ba
	W (Sn)			4,8	3,3	2,6	2,6	1,7	1,6	0,4
Граниты биотитовые средне-мелкозернистые	ОГР	63	Седловский	Sn 2,2	B 2,0	Pb 1,6	Li 1,5			Ba 0,4
	Sn	64	М.-Кулиндинский	B 2,6	W 1,7	Pb 1,7	Sr 1,7			F 0,6
Гранодиорит	ОГР	64	Б.-Шаронайские	Sn 3,0	B 2,9	Li 2,3	Pb 1,6	Be 1,6	Sr 2,3	Ba 0,8
	Sn	64	Листвянский	W 18,2	Sn 9,7	B 5,8	Be 4,5	Li 2,3	Rb 1,7	Ba 0,2
	P	64	Б.-Шаронайский (редкомет.)	Sn 10,9	Li 4,8	Be 3,8	B 3,7	W 2,3	F 2,1	Ba 0,4
	P	64	В.-Кулиндинский	Sn 8,0	B 4,1	Li 3,8	Be 2,7	W 2,1	F 1,6	Ba 0,8

1	2	3	4	5								6
Гранит биотитовый крупнозернистый	P	65	М.-Кангинский	Sn	Li	B	Be	W	Pb	Rb	F	Ba
	Sn			4,7	3,6	3,4	2,7	2,3	2,2	1,8	0,7	
Гранит амазонитовый	P	72	Тургинский	Sn	Li	Be	B	Pb	Rb	F	Ba	
				5,7	3,8	3,3	3,0	1,9	1,9	1,6	0,5	
Граниты мусковитовые грейзенизированных куполов	P	59	Зун-Ундурский	Sn	Li	Be	B	W	F	Rb	Ba	
	W(Sn)			14,0	4,8	4,2	4,0	3,1	2,4	2,2	0,3	
	P	61	Дурулгуевский	Sn	Be	Li	W	B	F	Rb	Ba	
	W			10,3	4,3	4,1	4,0	3,9	2,0	2,0	0,4	
	P	62	Хангилайский	W	Sn	B	Be	Li	Rb	F	Ba	
	W			21,4	11,4	6,7	5,2	2,4	1,9	1,4	0,2	
	P	70	Олдандинский	Sn	W	Be	B		Rb	Pb	Ba	
	W(Sn)			7,3	3,2	2,8	2,5		1,9	1,6	0,1	
Фаза пегматитоносных мусковитовых гранитов	P	61	Дурулгуевский	Sn	Be	Li	B		W	Rb	Ba	
				5,8	3,2	3,0	2,6		2,3	1,8	0,2	
	P	64	Богов Утес	Sn	Li	Be	B	W	F	Rb	Ba	
				14,0	4,7	4,2	3,3	2,7	2,5	2,3	0,1	
	P	64	Хара-Быркинский	Sn	W	B	Be	Li	Rb	Pb	Ba	
				5,8	3,7	3,4	3,3	2,5	1,9	1,7	0,2	
	P	65	М.-Кангинский (правобер. р. Онона)	Sn	B	Li	Be	W	Rb	F	Ba	
			6,6	4,6	3,6	3,3	2,1	1,5	1,5	0,3		
	P	65	М.-Кангинский (левобер. р. Онона)	Sn	Li	B	Be	W	F	Rb	Ba	
				11,1	4,2	3,6	3,4	2,2	2,1	2,0	0,3	

Харалгинский комплекс

Гранит-порфиры апикальной фации	P	31	Ингодинский	F	Sn	B	W	Be	Li	Rb	Pb	Ba
	Sn(W)			3,5	3,5	3,1	2,7	2,4	2,2	2,1	1,8	0,8
	P	32	Хапчерангинский	Be	Sn	F	Rb	W	Li	Pb	Ba	
	Sn			3,5	3,1	3,1	2,1	2,1	1,8	1,6	0,4	
	P	34	Харалгинский	Sn	W	Pb	Be				Ba	Li
	Sn			3,6	2,7	2,0	1,9				0,2	0,5
	P	35	Берейнский	Be	F	W	Sn	Rb	Li	Pb	Ba	
	Sn			3,7	3,3	3,3	2,6	2,2	2,2	1,8	0,1	
Граниты биотитовые резкопорфировидные	P	31	Ингодинский	W	Sn	F	B	Be	Rb		Ba	
	Sn(W)			3,6	3,5	3,4	3,1	2,6	2,1	0,5		
	P	32	Хапчерангинский	F	Be	Sn	Rb	Li	Pb	Ba		
	Sn			4,2	4,2	3,3	2,2	2,1	1,6	0,4		
		P	34	Харалгинский	Be	F	W	Sn	Rb	Li	Pb	Ba
	Sn	3,6			3,3	3,0	2,6	2,2	2,1	1,7	0,1	
	P	35	Берейнский	Be	W	F	Rb	Sn	Li	Pb	Ba	
	Sn			4,8	3,0	2,9	2,2	2,0	2,0	2,0	0,1	

Программой на основе статистического анализа всего объема геохимических данных проводится автоматическая классификация гранитоидов на геохимические ассоциации, представляющие строго определенный набор химических элементов, определяющих геохимический облик гранитоидов рассматриваемого геологического объекта (массив, комплекс). Каждая геохимическая ассоциация характеризуется числовыми статистическими параметрами (средние концентрации элементов в данной ассоциации, коэффициенты контрастности каждого входящего в ассоциацию элемента и др.). Коэффициент контрастности отражает наиболее главные геохимические черты ассоциации: степень аномальности концентраций элементов относительно фоновых содержаний с учетом дисперсии содержаний элементов и их коррелятивных связей. Этот коэффициент фиксирует относительную выраженную численно степень концентрирования или рассеяния каждого химического элемента ассоциации, что позволяет выразить элементную ассоциацию конкретного массива в виде числовых рядов характерных элементов, наиболее отчетливо концентрирующихся (ряд накопления) или рассеивающихся (ряд рассеяния). Порядковое положение элемента в ряду ассоциации определяется числовым значением коэффициента контрастности. В качестве фоновых концентраций были приняты кларковые содержания элементов, по К. Таркяну и К. Ведеполу (Turekian, Wedepohl, 1961) и А. П. Виноградову (1962), причем применены две шкалы — для гранитоидов, богатых кальцием, и для гранитоидов, бедных кальцием. По первой шкале обсчитывались все гранитоиды диорит-гранодиоритового состава, по второй — кислые и ультракислые. Применение двух шкал, по мнению авторов, позволяет с наибольшей достоверностью выявить группу «аномальных» элементов для дифференцированных комплексов и исключить по возможности ту часть геохимической характеристики комплексов, которая определяется не его индивидуальными особенностями, а общими для гранитоидов тенденциями в изменении содержаний макроэлементов в процессе дифференциации, при переходе от более основных к кислым разновидностям. Очевидно, именно эти тенденции определяли необходимость отдельной оценки кларковых концентраций для групп богатых и бедных кальцием гранитоидов.

Следовательно, в основной числовой характеристике примененной программы — коэффициенте контрастности — находят отражение оба главных критерия рудоносности гранитов: уровень накопления элементов и дисперсия их концентраций. Поэтому коэффициент контрастности является одновременно геохимическим критерием ранжировки гранитоидов и показателем их рудоносности.

Значения вычисленных коэффициентов контрастности для редкоэлементного состава гранитоидов приведены в табл. 29 и 30. Из таблиц исключены данные по элементам, характеризующимся малой контрастностью в ряду накопления ($<1,5$) или рассеяния ($>0,7$). Благодаря этому в полученной сводной геохимической характеристике (табл. 30) выделяются наиболее типичные особенности редкоэлементного состава изученных гранитоидов. Данные таблицы существенно дополняют сделанные ранее выводы в отношении их сравнительной количественной оценки.

В элементном составе шахтаминского и сохондинского комплексов, сформированных, как было показано, при участии щелочно-базальтоидных магм, ведущее место принадлежит элементам отчетливо глубинного происхождения — бору и олову (см. цитированные ранее работы В. Л. Барсукова и И. Н. Говорова), а также, в меньшей степени, баррию. Ведущая роль бора выступает наиболее резко в основных, габбро-диоритовых разновидностях пород шахтаминского комплекса, фиксируя наименьшую степень их гибридности за счет усвоения гранитного

Средняя геохимическая характеристика гранитоидных комплексов Центрального Забайкалья (ассоциации элементов)

Рудоносность	Комплекс, фаза	Порода	Коэффициенты контрастности						
			Ряд накопления					Ряд рассеяния	
БР	Кыринский, главная фаза	Гранодиориты	$\frac{Sn}{3,4}$	$\frac{Li}{2,4}$	$\frac{Ba}{1,8}$	$\frac{B}{1,6}$			$\frac{Sr}{0,7}$
БР		Граниты	$\frac{Sn}{4,5}$	$\frac{Li}{2,4}$	$\frac{B}{1,9}$	$\frac{Ba}{1,6}$			$\frac{Sr}{0,5}$
ОГР Sn	ФДИ	Биотитовые и лейкократовые граниты	$\frac{Sn}{2,0}$	$\frac{B}{1,7}$	$\frac{Pb}{1,5}$				$\frac{F}{0,4}$ $\frac{Ba}{0,4}$
	Сохондинский, главная фаза	Дацины, гранодиорит-порфиры	$\frac{Sn}{3,8}$	$\frac{B}{3,3}$	$\frac{Li}{2,1}$	$\frac{W}{2,1}$	$\frac{Ba}{1,5}$		$\frac{Sr}{0,5}$
БР—ОГР Sn(W)	Заключительная фаза	Граниты резкопорфировидные	$\frac{B}{2,2}$	$\frac{Sr}{2,0}$	$\frac{W}{1,8}$	$\frac{Sn}{1,7}$			$\frac{F}{0,4}$
БР	Шахтаминский, главная фаза	Габбро-диориты — диориты	$\frac{B}{7,1}$	$\frac{Sn}{3,0}$	$\frac{Ba}{1,8}$	$\frac{Li}{1,5}$			—
		Гранодиориты	$\frac{Sn}{3,1}$	$\frac{B}{3,0}$	$\frac{Ba}{1,9}$	$\frac{Li}{1,6}$	$\frac{Be}{1,5}$		$\frac{Sr}{0,8}$
БР	Борщевочный, главная фаза	Гранодиориты, граниты	$\frac{Sn}{2,7}$	$\frac{Li}{2,1}$	$\frac{B}{1,8}$	$\frac{Ba}{1,8}$			$\frac{Sr}{0,7}$
БР—ОГР	Заклучительная фаза	Граниты биотитовые и двуслюдяные	$\frac{Sn}{2,1}$	$\frac{B}{1,9}$					$\frac{F}{0,6}$
ОГР Sn	Кукульбейский, главная фаза	Граниты биотитовые субредкометалльные	$\frac{Sn}{2,6}$	$\frac{B}{2,5}$	$\frac{Li}{1,9}$	$\frac{Pb}{1,6}$			$\frac{Ba}{0,6}$
Р W		Граниты биотитовые редкометалльные с низким содержанием F	$\frac{Sn}{3,6}$	$\frac{B}{2,7}$	$\frac{Li}{2,5}$	$\frac{Be}{2,0}$	$\frac{Pb}{1,7}$	$\frac{Rb}{1,7}$	$\frac{W}{1,5}$
Р Sn, р. э.	Харалгинский, главная фаза	Граниты биотитовые редкометалльные с высоким содержанием F	$\frac{Sn}{9,0}$	$\frac{Li}{4,7}$	$\frac{Be}{3,6}$	$\frac{B}{3,6}$	$\frac{W}{2,5}$	$\frac{Rb}{2,1}$	$\frac{F}{2,0}$
Р Sn		Граниты биотитовые резкопорфировидные	$\frac{Be}{3,8}$	$\frac{F}{3,5}$	$\frac{Sn}{3,4}$	$\frac{W}{2,6}$	$\frac{Rb}{2,2}$	$\frac{Li}{1,9}$	$\frac{Pb}{1,7}$

субстрата и наибольшую геохимическую близость к глубинным источникам. Влияние гранитного вещества сказывается в переходе стронция в ряд рассеяния в дацитах сохондинского и гранодиоритах шахтаминского комплексов.

В группу главных элементов сиалических, собственно гранитных комплексов — кыринского и борщевочного — входит гранитофильный элемент — литий при сохраняющемся ведущем положении олова. Характерными элементами названных комплексов являются также бор и барий, причем коэффициенты контрастности бора в кыринских и борщевочных гранитах по сравнению с гранитоидами шахтаминского комплекса заметно снижаются.

В гранитах ФДИ кыринского и борщевочного комплексов ряд накопления характеризуют олово и бор при относительно низких значениях коэффициентов контрастности, а ряд рассеяния — фтор. Для гранитов ФДИ кыринского комплекса характерно, кроме того, умеренное накопление свинца и отчетливый вынос бария. Гранитофильность их по сравнению с гранитами ФДИ борщевочного комплекса выражена резко.

Олово и бор сохраняют ведущее положение и в элементной ассоциации кукульбейского комплекса. При переходе от субредкометалльных к редкометалльным разновидностям гранитов комплекса резко расширяется круг концентрирующихся гранитофильных элементов при одновременном возрастании их коэффициентов контрастности. Значения коэффициентов наиболее высоки в элементной ассоциации редкометалльных гранитов с высоким уровнем концентрации фтора, который в этой разновидности гранитов также входит в ассоциацию элементов накопления. Элементом рассеяния с высокой контрастностью всех гранитов кукульбейского комплекса является барий. Элементные ассоциации субредкометалльных биотитовых гранитов кукульбейского комплекса и гранитов главной фазы кыринского комплекса сходны. Главное их различие заключается в том, что в кыринских гранитах барий входит в ассоциацию ряда накопления, а во всех кукульбейских гранитах он является главным элементом ряда рассеяния. Наконец, главное различие гранитов кукульбейского и харалгинского комплексов заключается в ведущей роли в последнем не бора, как в кукульбейском, а фтора и значительном снижении в харалгинских гранитах роли лития.

Приведенные в табл. 30 данные статистического обшета позволяют выявить наиболее общие геохимические особенности гранитоидов рассмотренных формаций. В частности, они подтверждают генетическую общность шахтаминского и сохондинского комплексов и справедливость объединения их в одну формационную серию (Кормилицын, Щеглов, 1958). Точно так же не вызывает сомнения принадлежность кукульбейского и харалгинского (а также асакан-шумиловского) комплексов к генетически единой формационной серии, в системе которой интрузии каждого из названных комплексов характеризуются своими индивидуальными геохимическими чертами, отражающими различия в условиях их формирования.

Выявляется ведущая роль во всех без исключения рассмотренных гранитоидах олова и почти во всех — бора. Очевидно, в этой особенности находит прямое отражение металлогеническая специфика оловянно-вольфрамового пояса. Статистическим анализом практически впервые вскрыта ведущая роль бора в гранитах кукульбейского комплекса, что хорошо согласуется с характером его рудоносности. Вместе с тем данные таблицы свидетельствуют о том, что рудоносность гранитов находится в самой тесной зависимости от общего состава пород комплексов. Несмотря на высокие значения коэффициентов контрастности олова и бора в кыринских, сохондинских и шахтаминских гранитоидах главных фаз, в связи с ними оловянное оруденение не развивается. Это

объясняется ведущим значением фактора кристаллохимического рассеяния элементов (Таусон, 1967; и др.), заключающегося в тенденции рассеяния элементов в решетках породобразующих минералов-концентраторов (особенно темноцветных) благодаря их обилию в гранитоидах главных фаз. Значение кристаллохимического рассеяния резко сокращается в лейкогранитах, где начинают доминировать процессы остаточного эманационного концентрирования. Поскольку в лейкократовых гранитах роль барьера и стронция резко снижается, их обязательной геохимической особенностью является принадлежность барьера к ряду рассеяния. Все это приводит к тому, что менее высокий уровень коэффициентов контрастности типичных гранитофильных элементов в лейкогранитах по сравнению с гранитами главных фаз тем не менее фиксирует их потенциальную рудоносность.

Разделение гранитов на безрудные (БР), ограниченно рудоносные (ОГР) и рудоносные (Р) (табл. 29) основано на фактическом сопоставлении гранитных массивов и оруденения. При анализе результатов статистической обработки со всей очевидностью устанавливается (табл. 29), что реально рудоносными являются массивы ФДИ, в которых значения коэффициента контрастности олова и бора превышают 2. То же самое относится и к единственному рудоносному (№ 24) массиву заключительной фазы сохондинского комплекса. В наиболее рудоносных телах ФДИ (Ульзутуйский массив — № 20в) коэффициенты контрастности возрастают до 3—5 при одновременном расширении круга элементов ассоциации накопления. Все рудоносные массивы кукульбейского комплекса характеризуются полным набором гранитофильных элементов в ряду ассоциации накопления и возрастанием коэффициентов контрастности, значения которых для главных элементов превышают 3. Наиболее высокой контрастностью олова, редких элементов отличаются массивы комплекса, сопровождающиеся оловянным и собственно редкометальным оруденением. В таких массивах возрастает до 2 коэффициент контрастности фтора. Это полностью согласуется с выводами Л. Бурнола (Burnol, 1973) о наличии положительной коррелятивной связи между содержаниями редких элементов и фтора в бериллоносных редкометальных гранитах Франции. Высокими коэффициентами контрастности характеризуются также граниты фаций и фаз кукульбейского комплекса, с которыми оруденение непосредственно ассоциирует.

Табл. 29 полностью подтверждает сделанные ранее выводы о том, что рудоносность определяется степенью вовлечения в процесс концентрирования всей группы гранитофильных элементов еще на стадии формирования гранитоидов главной фазы рудоносных интрузий, в чем однозначно проявляется генетический характер связи с ними оруденения. Данные таблицы также показывают, что, согласно принятым геохимическим критериям рудоносности, реальная рудоносность определяется интенсивностью процессов дифференциации потенциально рудоносных интрузий и формирования фациальных и фазовых дифференциатов.

С точки зрения формального статистического анализа коэффициенты контрастности олова, бора, а также вольфрама в отношении оценки рудоносности не информативны. Во всех гранитоидах главных фаз кыринского, шахтаминского, сохондинского комплексов значения коэффициентов контрастности для этих элементов очень высоки (табл. 29) и не отражают реальной рудоносности таких интрузий. Поэтому главным условием применения коэффициента контрастности является предварительное геологическое выделение всех лейкогранитов и их отдельный геохимический анализ, однозначно выделяющий по уровню коэффициентов контрастности и набору характерных элементов ряда накопления интрузии ограниченно рудоносных и рудоносных гранитов. Отличительным признаком собственно редкометальных гранитов является вхождение в ряд накопления редких щелочных элементов и бериллия с

высоким значением коэффициентов контрастности, что совершенно не характерно для гранитоидов кыринского, сохондинского, шахтаминского, боршевичного комплексов.

Преобладающий элемент оруденения — Sn или W — определяется не относительным уровнем концентрирования этих элементов, а зависит от более сложных причин, главной из которых, как можно судить по результатам сравнения рудоносных интрузий харалгинского и кукульбейского комплексов, был уровень концентрации во флюидной фазе фтора, всегда значительно более высокий в интрузиях, сопровождающихся преимущественно оловянным оруденением (Козлов, 1975).

Бедный минеральный состав и небольшие масштабы оруденения, сопровождающего ограниченно рудоносные массивы, полностью коррелируют с относительно невысокими (2—3) коэффициентами контрастности (табл. 29) и более ограниченным набором элементов в ряду накопления субредкометалльных гранитов этих интрузий. Богатый минеральный состав, разнообразие генетических типов оруденения, его более значительные масштабы — все это как нельзя лучше коррелирует с полным набором гранитофильных элементов в ряду накопления редкометалльных интрузий и с высокими значениями (3—10) коэффициентов контрастности. Следует лишь заметить, что авторы не склонны преувеличивать значения предлагаемых статистических параметров в оценке рудоносности. Благодаря плохой обнаженности, разному уровню эрозионных врезов, профильному, а не площадному характеру опробования статистические оценки параметров остаются весьма приближенными. Истинные их значения, очевидно, могут быть получены лишь на основе равномерного объемного опробования объектов, что неосуществимо.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТНЫХ СИСТЕМ

Все мезозойские гранитоидные формации Центрального Забайкалья обогащены калием. Дифференциационное развитие их интрузий приводит обычно к формированию субщелочных, обогащенных калием лейкогранитов, с частью которых пространственно и генетически связано оловянно-вольфрам-редкометальное оруденение региона. Как показано в работах Э. Н. Изоха (1965, 1971), привнос щелочей имеет всегда глубинную природу и является наиболее характерным региональным признаком магматизма складчатых областей и металлогенических провинций. Поэтому принадлежность региона к оловянно-вольфрамовому поясу и существенно калиевый состав развитых в нем гранитоидных комплексов связаны, очевидно, функциональной зависимостью. В частности, глубинная природа и генетическое единство процессов привноса калия и олова при формировании рудоносных гранитоидных серий убедительно доказывается в работе И. Н. Говорова (1973). Вместе с тем, как показано всем предыдущим анализом, калиевый характер гранитного магматизма хотя и необходимый, но далеко не достаточный признак рудоносности гранитных систем.

Первоначальные очаги редкометальных интрузий могут возникать в отдельных купольных выступах гнейсо-гранитных структур борщевочного комплекса, подвергавшихся в период тектоно-магматической активизации интенсивному анатексису с привносом калия. Процесс анатектического развития массивов борщевочного комплекса, представляющих, очевидно, выступы древнего кристаллического фундамента, в начальный период активизации приводил к формированию в их апикальной зоне интрузий мелко-среднезернистых биотитовых и реже двуслюдяных гранитов, с которыми связаны малопродуктивные редкометальные пегматиты. В интрузиях собственно кукульбейского комплекса этот процесс формирования пегматитоносных гранитов получал свое дальнейшее развитие и сопровождался, судя по геологической обстановке Мало-Кангинского и Дурулгуевского массивов кукульбейского комплекса, одновременным формированием в недрах вмещающих гранитов борщевочного комплекса гомогенизированных ядер биотитовых гранитов главной фазы кукульбейского комплекса, в апикальной зоне которых обособлялись насыщенные летучими, в первую очередь водой, расплавы пегматитоносных гранитов. Поэтому можно полагать, что формирование интрузий кукульбейского комплекса связано с участками наиболее интенсивного проявления в период тектоно-магматической активизации процессов гранитизации и последующего анатексиса при участии потоков летучих глубинного происхождения. Связь процессов образования расплавов кукульбейских гранитов с гнейсо-гранитными купольными структурами фиксируется, по-видимому, появлением фазы пегматитоносных гранитов. Вместе с тем отсюда не следует, что формирование кукульбейских интрузий было приурочено непременно к гнейсо-гранитным массивам борщевочного комплекса. Очевидно, процессы гра-

нитизации и анатексиса в период тектоно-магматической активизации носили самый широкий характер и развивались в разной геологической обстановке. В Даурской зоне в ряде случаев они, по-видимому, совмещались с остаточными очагами лейкогранитов кыринского комплекса, следствием чего являлся нередко сопровождающий эти интрузии интенсивный калиевый метасоматоз. Подобные процессы получили самое широкое развитие в гранитоидах даурского комплекса одноименной зоны (Яновский, 1974, 1975). В случае особой интенсивности эти процессы завершались формированием редкометальных интрузий асаканшумиловского комплекса. Формирование рудоносных гранитных систем, вероятно, обусловлено более сильным притоком летучих компонентов — воды, бора, фтора. О существенной роли воды можно судить по фазе пегматитоносных мусковитовых гранитов кукульбейского комплекса и по формированию в купольных выступах кукульбейских интрузий фаций мусковитовых гранитов. Так, согласно Ж. Лемэру (Lemeyre, 1973), первоначальное содержание воды в расплавах, из которых могли кристаллизоваться мусковитовые граниты, могло достигать 7%. Геохимический анализ впервые выявил также особо важную роль в рудоносных интрузиях кукульбейского комплекса бора. Повышенная роль фтора в этих гранитах установлена давно (Беус, Ситнин, 1967; Кузьмин, Антипин, 1972) и была предметом неоднократного подробного обсуждения (Таусон и др., 1970).

Повышенные концентрации бора и фтора имеют глубинную природу и связаны со щелочно-базальтоидными магмами. Особенно ярко эта связь проявляется для бора в повышенных концентрациях этого элемента в гранитоидах шахтаминского и сохондинского комплексов, формирование которых, как показал петрохимический анализ, связано с гибридными в разной степени гранитным материалом очагами щелочно-базальтоидных магм. Обогащенность последних фтором также установлена вполне однозначно (Захаров, 1972; Таусон, Захаров, 1974). В то же время потоки летучих глубинного происхождения обнаруживают известную автономность от материнских щелочно-базальтоидных магм. Это фиксируется зачастую в совершенно различном уровне концентраций как фтора, так и особенно бора в магматитах разных интрузий.

Исключительно важное значение для раскрытия роли летучих в формировании редкометальных интрузий имеет то обстоятельство, что повышенные концентрации этих элементов в гибридных породах среднего состава обычно не сопровождаются каким-либо повышением концентраций группы гранитофильных редких элементов и не приводят к формированию олово-редкометального оруденения. Это означает, что мобилизующая роль фтора и бора как минерализаторов проявляется только в кислых гранитных расплавах. Следовательно, для формирования редкометальных гранитных систем был совершенно необходим этап своеобразной «передачи» летучих компонентов и связанных с ними калия, олова (Говоров, 1973), редких элементов от щелочно-базальтоидных магм гранитным расплавам существенно кислого, калиевого, состава, генерирующимся в глубинных зонах под воздействием этого привноса. Иными словами, эта «передача» осуществляется в механизме образования очагов расплавов редкометальных гранитов в период активизации. Пространственная разобщенность интрузий редкометальных гранитов ясно показывает, что интенсивность потоков летучих глубинного происхождения носила сугубо локальный характер и ни в коем случае не была равномерной в зонах тектоно-магматической активизации. Этим и определяется очаговое размещение редкометальных интрузий (Козлов, 1974; Томсон, Фаворская, 1973), что доказывает, в частности, малую, вопреки распространенному мнению, значимость в прогнозировании их местоположения зон глубинных разломов. Послед-

ние с совершенно одинаковой степенью достоверности фиксируют в Забайкалье как местоположение безрудных в отношении рассматриваемого оруденения интрузий шахматинского и сохондинского комплексов, ограниченно рудоносных и безрудных массивов ФДИ кыринского комплекса, так и рудоносных интрузий редкометальных гранитов.

Реализация потенциальной рудоносности формировавшихся в глубинных очагах исходных расплавов редкометальных интрузий осуществлялась в ходе их дальнейшего геологического развития, главными факторами которого были внедрение расплавов в верхний структурный этаж (гипабиссальные условия) и процессы их дифференциации. Как известно, высокая степень дифференцированности и связанная с нею многофазность нередко рассматриваются в качестве характерного признака рудоносных интрузий. Однако при этом обычно упускается из виду то обстоятельство, что данный признак относится к числу наиболее типичных для гранитных систем вообще. Из рассмотренных в работе формаций высокодифференцированным является борщевочный комплекс, интрузии которого характеризуются развитием ряда последовательных дифференциатов все более кислого и лейкократового состава, вплоть до образования двуслюдяных гранитов и пегматитов. Между тем, как было показано, рудоносность интрузий комплекса весьма ограничена.

Точно так же интенсивная дифференциация батолитовых интрузий кыринского комплекса завершилась формированием тел лейкогранитов ФДИ, лишь частью ограниченно рудоносных, а дифференциация Верхне-Ундинского батолита (Козлов, 1972), несмотря на многочисленность лейкогранитов поздних фаз, вообще не привела к формированию рудоносных дифференциатов. В общем случае сравнительно небольшие объемы интродуцировавшихся исходных расплавов редкометальных интрузий, о чем можно судить по их ограниченному размеру (рис. 2), в сочетании с гипабиссальными условиями их кристаллизации должны резко противодействовать дифференциации таких систем вследствие ограниченных запасов тепла и их убыстренного охлаждения. Следовательно, рудоносным интрузиям свойственна сложная дифференцированность вопреки геологическим условиям становления, что составляет их главный отличительный признак. Очевидно, возможность интенсивного проявления процессов дифференциации прямо связана с особенностями исходных расплавов редкометальных интрузий — их лейкократовым составом и повышенной концентрацией летучих, что определяло их «низкотемпературный» характер и было необходимым условием осуществления в широких масштабах камерной дифференциации.

Определяющим фактором концентрирования газовой-водной фазы в расплаве гипабиссальных интрузий является также наличие мощной слабопроницаемой оболочки роговиков (Летников, 1971, 1975), формирующихся вокруг таких интрузий в песчано-сланцевых толщах. Оболочки ороговикованных пород обеспечивают возможность длительной дифференциации таких гранитных систем в условиях их термостатирования и осуществления конвекции (там же).

Все сказанное однозначно свидетельствует о генетическом характере связи оловянно-вольфрам-редкометального оруденения с рассматриваемым типом редкометальных интрузий независимо от первоначальных источников магмогенерирующих флюидов, инициировавших их возникновение. Этот вывод подтверждает точку зрения многих специалистов — Ф. К. Шипулина (1972), Ф. Н. Шахова (1972), И. Н. Говорова (1973), С. Ф. Лугова (1964), Б. Л. Флерова (1971, 1973), Ф. А. Летникова (1975), хотя и до настоящего времени высказываются противоположные мнения, обоснование которых можно найти в работах Я. Н. Белевцева с соавт. (1972, с. 2, 33), Д. В. Рундквиста с соавт. (1971, с. 176) и др. В выработке правильной поисковой концепции этот вопрос имеет принципиальное значение.

Редкометалльные интрузии в разных регионах заметно отличаются концентрацией летучих и редких элементов, степень которой во многом определяла масштабы оруденения. Так, гранитоиды Рудных Гор Центральной Европы (Зоубек, Таусон, Козлов, 1973; Тишendorf, Ланге, 1972), редкометалльные граниты Корнуолла (Hall, 1973) характеризуются значительно большими концентрациями фтора и редких элементов по сравнению с рассмотренными редкометалльными интрузиями Забайкалья, что находит отражение в значительно больших интенсивности и масштабах связанного с этими интрузиями оловянного оруденения преимущественно грейзенового типа.

Для редкометалльных интрузий Забайкалья установлено несколько механизмов дифференциации. На более ранних стадиях развития в апикально-фронтальной зоне части интрузий концентрируются насыщенные летучими подвижные расплавы, из которых формировались интрузивные тела мусковитовых пегматитовых гранитов и связанных с ними редкометалльных пегматитов. В купольных выступах интрузий биотитовых гранитов в процессе их становления и кристаллизации одновременно концентрировались летучие, что приводило к формированию на поздней и постмагматической стадии автометасоматически перекристаллизованных мусковитовых гранитов, с фацией которых непосредственно связано кварц-вольфрамитовое оруденение. На завершающей стадии развития интрузий в пределах их купольных выступов формировались остаточные очаги насыщенных летучими и редкими элементами расплавов, из которых в гипабиссальных условиях кристаллизовались тела амазонитовых ультраредкометалльных гранитов (апогранитов, по А. А. Беусу с соавт., 1962), а в приповерхностных условиях — ультраредкометалльных гранит-порфиров, кварцевых порфиров существенно калиевого (эльваны) или натриевого (онгониты) состава. Механизм формирования остаточных очагов редкометалльных, насыщенных летучими расплавов связан (Таусон, 1972) с одновременной кристаллизацией внешних и нижних зон купольных выступов вследствие скопления в них летучих и образования во внутренней области куполов низкотемпературных расплавов, явившихся на завершающей стадии развития интрузий источником грейзенизирующих флюидов и гидротерм. Возможность кристаллизации гипабиссальных интрузий снизу вследствие концентрирования летучих в их верхних частях была показана в работе А. А. Кадика и Н. И. Хитарова (1968). Решающее значение купольных и гребневидных выступов интрузий в формировании связанного с гранитами оруденения неоднократно подчеркивал Ф. Н. Шахов (1972).

О ПРАКТИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Одним из ведущих факторов научного прогноза эндогенных месторождений, согласно А. Д. Щеглову (1971), являются критерии связи оруденения с магматизмом. Установление генетического характера связи оловянно-вольфрам-редкометалльного оруденения с гранитными интрузиями означает, что металлогения оруденения этого типа определяется всецело особенностями формирования и размещения рудоносных интрузий, вне связи с которыми оно не развивается.

Если при анализе закономерностей гидротермального оруденения иных металлов (полиметаллы, золото, ртуть и др.) предпочтение явно отдается региональным тектоническим факторам и местным закономерностям разрывной тектоники, то подобный, ставший в известной мере шаблонным подход в отношении оловянно-вольфрамового оруденения не является лучшим и не может привести к ожидаемому эффекту. Глав-

ным металлогеническим фактором контроля оловянно-вольфрамового и редкометального оруденения служит размещение рудоносных интрузий, что следует из многочисленных давно известных геологических материалов по оловорудным провинциям мира. В частности, ведущее значение этого признака в металлогении олова Центральной Европы подчеркивается Г. Тишendorфом (Tischendorf, 1973). На важное значение магматического контроля в размещении вольфрамового оруденения указывает также А. Д. Щеглов (1973).

Само по себе выявление генетического характера связи оловянного оруденения с гранитоидами еще не означает успешного решения металлогенических вопросов. Как известно, в Центральном Забайкалье оловоносность кыринских гранитов в достаточной мере обоснована Ив. Ф. Григорьевым и Е. И. Доломановой (1961). Однако в общем виде этот вывод мог приводить к весьма широким прогнозным заключениям, согласно которым перспективной можно было считать всю громадную территорию развития гранитоидов кыринского комплекса. Следовательно, суть вопроса состояла в том, чтобы из всего многообразия гранитных интрузий Забайкалья попытаться выделить рудоносные массивы и найти критерии оценки их сравнительной рудоносности.

Этим целям и служит проведенное геохимическое сопоставление гранитоидов региона. Следует подчеркнуть, что примененная в работе методика расчета количественной геохимической характеристики гранитоидов с помощью статистического многомерного анализа может быть использована для прямой и объективной металлогенической ранжировки гранитоидных образований по данным редкоэлементного состава. В системе этой ранжировки каждый геологический объект гранитного состава может быть охарактеризован соответствующей элементной формулой, количественно оценивающей степень концентрации (числитель формулы) и рассеяния (знаменатель) типичных для данного объекта элементов, образующих в совокупности его элементную ассоциацию. Геохимическая ранжировка может быть непосредственно применена для составления геохимических карт, на которых соответствующие геологические объекты будут охарактеризованы количественно в элементных ассоциациях. Составленные подобным образом геохимические карты одновременно несут главную металлогеническую информацию, непосредственно вытекающую из генетического характера связи оруденения рассматриваемого типа с гранитными интрузиями, которая позволяет на количественной и независимой от разного рода субъективных факторов основе проводить сопоставление гранитоидных образований по степени их потенциальной рудоносности.

На основе геохимической характеристики гранитоидов возможно вполне надежное выделение группы потенциально рудоносных интрузий с подразделением последних на ограниченно рудоносные, сложенные субредкометальными гранитами, и рудоносные, представленные разновидностями редкометальных и ультраредкометальных гранитов (Козлов, Свадковская, 1972). Среди последних на основании геохимического анализа могут быть выделены также преимущественно вольфрамоносные интрузии и массивы, сопровождаемые оловянным и собственно редкометальным оруденением (см. рис. 57—59, табл. 29, 30).

Полученные результаты полностью подтверждают выводы И. Н. Говорова, подчеркивавшего, что при разработке металлогении олова и подобных ему металлов результаты геохимических исследований должны иметь определяющее значение (1973, с. 153). В более общем виде этот вывод был сформулирован Е. А. Радкевич (1974, с. 80): «...Металлогенисты в большей степени, чем это было на прежнем этапе развития, должны уделять внимание изучению не только общегеологических связей, но и самого вещества пород и руд».

Действительно, как отмечалось выше, пространственное размещение рудоносных интрузий в Центральном Забайкалье не регулируется какими-либо сугубо специфическими, свойственными только этим интрузиям факторами регионального структурного контроля и может быть охарактеризовано как очаговое (Козлов, 1974). Поэтому надежно выявить редкометальные массивы среди подобных им образований зон тектоно-магматической активизации можно в первую очередь геохимическими методами.

Таким образом, при поисково-съемочных работах в районах развития гранитоидов с помощью геохимических методов возможно выделение среди них потенциально рудоносных на оловянно-вольфрам-редкометальное оруденение интрузий и оконтуривание на этой основе перспективных площадей. Имеются достаточные основания считать малоперспективными на коренное оруденение территории, сложенные гранодиорит-гранитной ассоциацией пород, принадлежащих батолитовым массивам, и сосредоточить основное внимание на участках развития лейкогранитов гипабиссальных интрузий. На основе геохимической оценки сравнительной степени рудоносности интрузий (ограниченно рудоносные и рудоносные редкометальные) возможна также вполне обоснованная предварительная оценка перспективности ассоциирующей с интрузиями оловянной минерализации.

Подобные геохимические работы требуют дополнительно к обычно применяемому приближенно-количественному спектральному анализу (точность 30—50%) специальных количественных (точность не менее 20%) методов анализа на ограниченный круг гранитофильных элементов, включая обязательно редкие щелочи, фтор и бор. Получение геохимической характеристики исследуемых геологических объектов возможно по ограниченному числу представительных проб (Беус, 1966) и, следовательно, не потребует значительных дополнительных затрат. Последние будут полностью оправданы исключением уже на первом этапе из сферы детальных работ заведомо бесперспективных по геохимическим данным объектов.

Благодаря проведенной по геохимическим признакам идентификации формационной принадлежности тел лейкогранитов в Даурской зоне и выделению среди них рудоносных (ограниченно рудоносных) массивов, круг потенциально рудоносных интрузий в регионе резко сузился. Следовательно, существовавшая оценка рудоносности гранитоидов, полученная на основе геологического формационного анализа, существенно завышала перспективы изученной территории на оловянно-вольфрам-редкометальное и оловянно-сульфидное оруденение. Например, среди интрузий, объединявшихся в Даурской зоне в рудоносный харалгинский комплекс Центрального Забайкалья, рудоносными являются единичные массивы редкометальных гранитов, фиксирующие местоположение в общем давно уже известных рудных районов. Большинство же интрузий лейкогранитов, выделенных авторами в ФДИ кыринского комплекса и заключительную фазу сохондинского комплекса, по геохимическим признакам безрудные или, реже, ограниченно рудоносные. Опыт разведки ряда рудопроявлений свидетельствует о том, что промышленные перспективы оруденения, сопровождающего такие ограниченно рудоносные массивы, невелики и не могут быть сопоставимы с перспективами оруденения, сопровождающего редкометальные интрузии. В частности, малоперспективен по геохимическим признакам и крупный Оленгуйский массив (ФДИ кыринского комплекса), неоднократно ранее параллелизовавшийся с редкометальными рудоносными интрузиями Асакан-Шумиловского района.

Проведенные исследования подтвердили потенциальную рудоносность большинства массивов кукульбейского комплекса Агинской зоны, которая также находит отражение в ряде давно известных в регио-

не месторождений. К разряду уточняющих данных следует отнести вывод о малой перспективности (ограниченной рудоносности), по геохимической оценке, Седловского массива. Оценка рудоносности с помощью ЭВМ выявила высокую перспективность Листвянского массива Кулиндинской группы (см. табл. 29), в связи с которым можно ожидать развития представляющего практический интерес оруденения.

Авторы отдают себе отчет в том, что сделанные выводы о перспективах рудоносности Центрального Забайкалья в известном смысле негативны. Перспективы обнаружения в Центральном Забайкалье новых, ранее неизвестных редкометальных интрузий и связанных с ними рудных районов, учитывая хорошую геологическую изученность региона, весьма невелики. Поэтому при определении главных направлений поисков на оруденение рассматриваемого типа в Центральном Забайкалье неизбежно встает вопрос о ревизии старых рудных районов. Весьма обнадеживающим примером является проведенная в последние годы успешная разведка Шумиловского месторождения, обнаружившая во внутренней зоне Шумиловского гранитного купола вольфрамитовое оруденение грейзенового типа (Омельяненко, Козлов, Шеремет, 1974). Учитывая важное значение купольных выступов в локализации высокотемпературного оруденения, главной задачей поисково-разведочных работ в старых рудных районах можно считать разведку внутренних зон малоэродированных куполов, выявление с помощью геофизики и разведку скрытых купольных выступов редкометальных интрузий.

ЛИТЕРАТУРА

- Апельцин Ф. Р., Гинзбург А. И., Архангельская В. В. и др. 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.
- Афонин В. П., Гуничева Т. Н., Харченко А. М., Пискунова Л. Ф. Расчет поправок на поглощение и возбуждение при рентгено-спектральном флуоресцентном анализе горных пород.— «Заводская лаб.», 1974, т. 40, № 6, с. 655—657.
- Баддингтон А. Формирование гранитных тел. М., ИЛ, 1963. 108 с.
- Барабанов В. Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Т. 1. Л., Ленингр. ун-т, 1961. 360 с.
- Барабанов В. Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Забайкалья. Т. 2. Л., Ленингр. ун-т, 1975. 360 с.
- Барабашев Е. В., Чабан Н. Н. Предверхнеюрские интрузии Центрального Забайкалья.— В кн.: Зап. Забайкал. отд. Географ. об-ва СССР, вып. 19. Чита, 1963, с. 7—25.
- Барабашев Е. В., Чабан Н. Н., Фомин И. Н. Петрохимические особенности и металлогеническая специализация раннемезозойских интрузий Центрального Забайкалья.— В кн.: Зап. Забайкал. отд. Географ. об-ва СССР, вып. 23. Иркутск, 1964, с. 81—108.
- 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.
- Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В., Удинцев Г. Б. Металлоносность верхней мантии Земли и проблема рудообразования.— В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. Т. 3. М., «Наука», 1974, с. 203—209.
- Бевзенко П. Е., Недашковский П. Г. К проблеме связи магматизма и источника рудного вещества с глубинным строением Земли (на примере Тихоокеанского пояса).— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10. М., «Наука», 1973, с. 126—137.
- Белевцев Я. Н., Коваль В. Б., Николаенко В. И. Современные проблемы эндогенного рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1972. 230 с.
- Беус А. А. Принципы прогнозной оценки потенциальной рудоносности геологических комплексов.— В кн.: Вопросы прикладной геохимии, вып. 1. М., «Недра», 1966, с. 21—65.
- Беус А. А. Геохимия литосферы (породообразующие элементы). М., «Недра», 1972.
- Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзитированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962. 195 с.
- Беус А. А., Ситнин А. А. Геохимические особенности гранитоидов кукульбейского интрузивного комплекса в Восточном Забайкалье.— «Сов. геол.», 1967, № 9, с. 104—109.
- Богомолов Н. С., Барабашев Е. В., Gladkov В. Г. и др. Глубинные разломы Забайкалья (в границах Читинской области).— «Изв. Забайкал. фил. Географ. об-ва СССР», 1970, т. 6, вып. 1, с. 21—45.
- Борсук А. М. Применение К-Аг-метода для установления длительности и истории формирования сложных магматических формаций.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Ч. 1. М., «Наука», 1972, с. 140—143.
- Бубнов Е. Т. Описание западной части Асакан-Шумилового массива.— «Бюл. науч.-техн. информ. Чит. геол. упр.», 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 горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.
- Гайворонский Б. А., Гребенников А. М. Вольфрамоносность и оловоносность мезозойских гранитов и грейзенов Шумилового и Молодежного месторождений (Центральное Забайкалье).— В кн.: Зап. Забайкал. фил. Географ. об-ва СССР, вып. 67. Чита, 1972, с. 31—35.

- Геологическая съемка вулканогенных образований. Л., «Недра», 1971. 399 с.
- Геологическая съемка интрузивных образований. Л., «Недра», 1972. 319 с.
- Геологический словарь. Т. 1. М., «Недра», 1973. 487 с.
- Геологический словарь. Т. 2. М., «Недра», 1973. 456 с.
- Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья. М., «Недра», 1970. 232 с.
- Геология Северо-Восточной Азии. Т. 3. Л., «Недра», 1973. 396 с.
- Гладков В. Г. Об особенностях строения и формирования Кулидинской интрузии верхнеюрского возраста (Восточное Забайкалье).— В кн.: Добыча и обработка руд редких, цветных и благородных металлов. М., «Недра», 1965, с. 101—117. (Тр. ИРГИРЕДМЕТ, вып. 13).
- 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., Левашев Г. Б., Радкевич Е. А., Стрижкова А. А. Позднемезозойские гранитоидные серии Приморья и их петрохимическая специфика.— «Докл. АН СССР», 1972, № 2, с. 418—421.
- Гребенников А. М. Парагенетические ассоциации акцессорных минералов в потенциально рудоносных гранитоидах Восточного Забайкалья.— В кн.: Минералого-геохимические очерки Забайкалья. Улан-Удэ, 1971, с. 41—44.
- Гребенников А. М. Вольфрамоносные, танталоносные и ниобий-фтороносные типы гранитоидов и сопровождающие их продуктивные формации. (На примере Восточного Забайкалья).— В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., Ленингр. ун-т, 1971, с. 51—59.
- Гребенников А. М., Гайворонский Б. А., Пьянников А. Я. Потенциально рудоносные гранитоиды — основа прогнозов на оловянно-вольфрамовое и редкометальное оруденение Восточного Забайкалья.— В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья, вып. 6. Чита, 1971, с. 3—11.
- Гребенников А. М., Огородников В. Д., Пьянников А. Я., Чабан Н. Н. Минералого-геохимические особенности вольфрамоносных и танталоносных гранитов кукульбейского интрузивного комплекса.— «Изв. Забайкал. фил. Географ. об-ва СССР», 1971, т. 7, № 6, с. 34—40.
- Гребенников А. М., Шемонаева Т. А. Критерии оценки потенциальной редкометальной рудоносности гранитоидов кукульбейского интрузивного комплекса Восточного Забайкалья.— «Геол. и геофиз.», 1971, № 7, с. 34—41.
- Григорьев Ив. Ф. Имаджинское месторождение. 1947. (Тр. МГРИ, т. 22).
- Григорьев Ив. Ф., Долманова Е. И. Особенности специализированных оловоносных гранитоидов Забайкалья и возможные условия образования месторождений олова.— В кн.: Металлогенетическая специализация магматических комплексов. М., «Недра», 1964, с. 157—186.
- Даценко В. М. К вопросу о происхождении гранитоидов в областях проявления квазикратонного магматизма.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 202, № 4, 905—908.
- Деньгин Ю. П. Средне- и позднепалеозойский магматизм Забайкалья.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 219—227.
- Долманова Е. И. Оловянно-вольфрамовые месторождения Ингодинского рудного узла и их генетические особенности. М., Изд-во АН СССР, 1959. 299 с. (Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 23).
- Дружинин А. В., Колесниченко В. С. О возрастном взаимоотношении вольфрамового и оловянного оруденения в Кукульбейском рудном районе (Восточное Забайкалье).— «Геол. рудн. месторожд.», 1964, № 1, с. 81—87.
- Евдокимова В. Н., Китаев Н. А. Обработка данных геохимических съемок на основе анализа рудных полей.— В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке по вторичным ореолам рассеяния. Иркутск, 1973, с. 212—225.
- Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1960. 156 с.
- Загузина И. А. Главные типы гранитоидных формаций Северо-Востока СССР и время их формирования.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 5, с. 3—11.
- Залашкова Н. Е. Закономерности распределения бериллия, лития и рубидия в гранитах Восточного Забайкалья.— В кн.: Геохимические циклы. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 110—120.
- Захаров М. Н. Петрология и геохимия акатуевского эффузивно-интрузивного комплекса в Приангурской структурной зоне Юго-Восточного Забайкалья. Автореф. дис. Иркутск, 1972. 20 с.
- Зорин Ю. А., Бугров Ю. Н. Морфология кровли Хапчерагинского плутона по геофизическим данным.— В кн.: Зап. Забайкал. отд. Географ. об-ва СССР, вып. 23. Иркутск, 1964, с. 145—147.
- Зоубек В., Таусон Л. В., Козлов В. Д. Первые результаты геохимического и геотектонического сопоставления оловоносных гранитоидов Рудных Гор (Чехословакия) и Восточного Забайкалья (СССР).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 5, с. 13—24.
- Иванова Г. Ф. Геохимические условия образования вольфрамитовых месторождений. М., «Наука», 1972. 152 с.

- Изох Э. П.** Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглинозистых гранитов. Новосибирск, «Наука», 1965. 139 с.
- Изох Э. П.** О систематике гранитоидных формаций при металлогенических и геохимических исследованиях.— В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Ч. 2. Иркутск, 1971, с. 3—27.
- Интрузивные комплексы Забайкалья.** М., «Недра», 1964. 216 с.
- Кадик А. А., Хитаров Н. И.** Роль естественной конвекции в переносе магматического тепла и вещества.— «Геохимия», 1968, № 6, с. 651—655.
- Калинин А. С.** Некоторые особенности грейзенового процесса на Комсомольском месторождении.— «Докл. АН СССР», 1964, вып. 157, № 6, с. 1379—1381.
- Калинин А. С.** Грейзены Гыр-Галунского интрузива.— В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 3. М., «Наука», 1965, с. 169—259.
- 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.
- Кириллов Г. И., Меньшиков В. С.** Вопросы тектоники и некоторые черты металлогении междуречья Унды и Урулюнгуя.— В кн.: Вопросы рудоносности Восточного Забайкалья. М., «Недра», 1967, с. 179—193.
- Коваленко В. И.** Некоторые проблемы происхождения редкометалльных гранитоидов.— «Записки ВМО», 1975, ч. 104, вып. 6, с. 664—677.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Антипин В. С., Петров Л. Л.** Топазосодержащий кварцевый кератофир (онгонит) — новая разновидность субвулканических жильных магматических пород.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 199, № 2, с. 430—433.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Зоненшайн Л. П.** и др. Редкометалльные граниты Монголии. М., «Наука», 1971. 240 с.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Летников Ф. А.** О магматическом генезисе редкометалльных литий-фтористых гранитов.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 190, № 2, с. 446—449.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Козлов В. Д., Владыкин Н. В.** Метасоматические диттерты и связанное с ними редкометалльное оруденение (на примере месторождений Монголии и Чехословакии).— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Наука», 1974, с. 42—53.
- Козеренко В. Н.** Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. Львов, уи-т, 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 Ундино-Газимурского района (Восточное Забайкалье).— В кн.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М., «Наука», 1972, с. 48—96.
- Козлов В. Д.** Оценка степени потенциальной рудоносности гранитоидов Центрального Забайкалья по геохимическим данным.— В кн.: Рудные месторождения Забайкалья и методы их поисков. Чита, 1973, с. 136—138. (Зап. Забайкал. фил. Географ. об-ва СССР, вып. 93).
- Козлов В. Д.** Геохимические особенности рудоносности и вопросы размещения гранитных интрузий в Центральном Забайкалье.— «Изв. АН СССР. Сер. 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., Свядковская 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., Клепикова Е. А., Свядковская Л. Н.** Распределение рубидия и свинца в калиевых полевых шпатах гранитоидов в процессе магматической дифференциации и аутометасоматических изменений.— В кн.: Геохимия и петрология магматических и метасоматических образований. М., «Наука», 1965, с. 175—195.
- Козлов В. Д., Кулагашев А. И.** 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., Свядковская Л. Н.** Отличительные геохимические особенности грейзеновых образований кукульбейско-харалгинского и кыринского гранитоидных комплексов Центрального Забайкалья.— В кн.: Ежегодник-1969 СибГЕОХИ. Иркутск, 1970.
- Козлов В. Д., Свядковская Л. Н.** Металлогеническое значение геохимических исследований гранитоидов юга Центрального Забайкалья.— В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья, вып. 8. Чита, 1972а, с. 15—17.
- Козлов В. Д., Свядковская Л. Н.** Геохимия и рудоносность гранитоидов Южно-Даурского свода (Центральное Забайкалье).— В кн.: Редкометалльное оруденение гранитоидов Забайкалья. Чита, 1972б, с. 58—75. (Зап. Забайкал. фил. Географ. об-ва СССР, вып. 82).

- Козлов В. Д., Свадковская Л. Н. Фазово-фациальные дифференциаты редкометалльных гранитных массивов Центрального Забайкалья, условия их формирования и генетические черты.— В кн.: Ежегодник-1973 СибГЕОХИ. Новосибирск, 1974, с. 41—46.
- Козлов В. Д., Старченко В. В. Некоторые геохимические признаки вольфрамоносных 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. Сер. геол.», 1975, № 4, с. 45—64.
- Комаров П. В., Демидова Н. Г. О возрасте верхнемезозойских грейзенов Восточного Забайкалья.— «Геол. рудн. месторожд.», 1966, № 4, с. 101—104.
- Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития континентальных мезозойских Восточной Азии.— «Докл. АН СССР», 1963, т. 151, с. 911—914.
- Константинов Р. М., Томсон И. Н., Чеглоков С. В. и др. Особенности зональности оруденения в некоторых рудных узлах Восточного Забайкалья.— «Геол. рудн. месторожд.», 1967, № 3, с. 41—53.
- Константинов Р. М., Томсон И. Н., Полякова О. П. Возрастная последовательность формирования рудных формаций Восточного Забайкалья.— В кн.: Новые данные по магматизму и минерализации в рудных районах востока СССР. М., «Наука», 1971, с. 36—49.
- Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 4, с. 63—80.
- 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, Кн. изд-во, 1958. 21 с.
- Крамбайн У., Грейбилл Ф. Статистические модели в геологии. М., «Мир», 1969. 398 с.
- Краснов В. П. Новые данные о возрасте и глубинности интрузий харалгинского комплекса.— «Вестн. науч. информ. Забайкал. отд. Географ. об-ва СССР», 1965а, № 1, с. 5—9.
- Краснов В. П. Этап раннемезозойской стабилизации позднегерцинского складчатого пояса Центрального Забайкалья.— «Вестн. науч. информ. Забайкал. отд. Географ. об-ва СССР», 1965б, № 3, с. 7—14.
- Краснов В. П. О возрасте гранитоидов кыринского комплекса и их принадлежности к образованиям мезозойского тектоно-магматического цикла.— «Вестн. науч. информ. Забайкал. отд. Географ. об-ва СССР», 1966, № 5, с. 3—13.
- Краснов В. П. Среднеюрские интрузии района верховий рек Чикоя и Ингоды.— В кн.: Гранитоидные массивы Сибири и оруденение. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 91—111.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.
- Кузьмин М. И. Закономерности распределения редких элементов в мезозойских гранитоидах центральной части Восточного Забайкалья. Автореф. дис. Иркутск, 1966.
- Кузьмин М. И. Геохимические типы мезозойских гранитоидов западной части Монголо-Охотского пояса.— В кн.: I Междунар. геолог. конгр. Т. 3. Кн. 2. М., ГЕОХИ АН СССР, 1972, с. 275—287.
- Кузьмин М. И., Антипин В. С. Поведение рубидия и лития при становлении Соктуйского гранитного массива.— В кн.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. М., «Наука», 1965, с. 97—126.
- Кузьмин М. И., Антипин В. С. Геохимическая характеристика мезозойских гранитоидов Восточного Забайкалья.— В кн.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М., «Наука», 1972, с. 132—185.
- Кузьмин М. И., Клепикова Е. А., Петров Л. Л. и др. Поведение редких элементов при становлении гипабиссальных гранитных интрузий.— В кн.: Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964, с. 5—18.
- Левицкий 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.
- Левицкий О. Д. Геология рудных месторождений Забайкалья. М., «Наука», 1964.
- Левицкий О. Д., Аристов В. В., Константинов Р. М., Станкев Е. А. Этыкинское оловорудное месторождение Восточного Забайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963. 122 с. (Тр. ИГЕМ, вып. 100).
- Леонтьев А. Н. Пространственные отношения редкометалльных гранитов, пегматитов и гидротермалитов. М., «Недра», 1972а. 102 с.
- Леонтьев А. Н. О соотношении между аллометасоматитами гранитового состава и дифференцированными редкометалльными гранитами Белокурухинского массива (Ал-

- тай).— В кн.: Редкометалльные граниты и проблема магматической дифференциации. М., «Недра», 19726, с. 162—187.
- Лесняк Р. В.** Структурное положение и возраст гранитных интрузий кукульбейского комплекса в Восточном Забайкалье.— «Геол. и геофиз.», 1965а, № 11, с. 56—65.
- Лесняк Р. В.** О структурном положении юрских интрузий на территории Шилка-Аргунского междуречья.— «Изв. Забайкал. отд. Географ. об-ва СССР», 1965б, т. 1, вып. 3, с. 16—25.
- Лесняк Р. В., Семенов В. Н.** Материалы по абсолютному возрасту горных пород Читинской области.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области, вып. 1. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 83—107.
- Летников Ф. А.** Факторы, влияющие на рудоносность гранитных интрузий.— В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитов. Ч. 2. Иркутск, 1971, с. 60—65.
- Летников Ф. А.** Особенности формирования гранитоидов в древних метаморфических комплексах.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 4, с. 3—8.
- Летников Ф. А.** Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск, «Наука», 1975. 214 с.
- Лугов С. Ф.** О металлогенической специализации мезозойских гранитоидов Чукотки.— В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., «Недра», 1964, с. 187—197.
- Лугов С. Ф., Подольский А. М., Сперанская И. М.** Фтор в магматических породах оловянных структурно-формационных зон Охотско-Чукотского вулканического пояса.— В кн.: Материалы по геохимии фтора и его роли в процессах минералообразования. М., 1970, с. 92—113.
- Лукашев А. Н., Громов А. В., Чижик О. Е.** К генезису мелкозернистых гранитов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1972, № 3, с. 17—24.
- Лукашев А. Н., Колбин Б. А., Чижик О. Е.** О происхождении гранитных пегматитов малых глубин.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 11, с. 9—17.
- Львов Б. К., Кетрис М. П.** О количественно-минералогической классификации гранитоидов.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1973, № 3, с. 31—35.
- Ляхович В. В.** О биотите как индикаторе рудоносности гранитоидов.— «Геол. рудн. месторожд.», 1973, т. 15, с. 41—51.
- Малькова Р. Н., Митрофанская С. Н.** Петрология и геохимия рудоносных гранитов.— В кн.: Геотектоногены Казахстана и редкометальное оруденение. Т. 2. Алма-Ата, «Наука», 1973, с. 23—87.
- Мелентьев Г. Б., Мартыанов Н. Н., Дурнев В. Ф. и др.** Пространственно-генетические взаимоотношения между редкометальными гранитами и пегматитами.— В кн.: Редкометалльные месторождения, их генезис и методы исследования. М., «Недра», 1972, с. 141—151.
- Милькевич Р. И.** Последовательность процессов регионального метаморфизма супракrustальных образований западной части Борщевочного хребта.— В кн.: Зап. Забайкал. отд. Географ. об-ва СССР, вып. 35. Чита, 1969, с. 127—134.
- Нагибина М. С.** Вулканогенный комплекс гольцов Сохондо.— «Вестн. МГУ», 1947, № 2, с. 119—129.
- Нагибина М. С.** Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963. 464 с.
- Невский В. А., Сморгчов И. Е.** О некоторых проблемах постмагматического рудообразования.— В кн.: Очерки по геологии и геохимии рудных месторождений. М., «Наука», 1970, с. 8—17.
- Негрей Е. В.** О дифференциации при становлении гранитных интрузий формации малых глубин на примере формирования доплотных интрузивов (Центральный Казахстан).— В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., «Недра», 1972, с. 83—113.
- Недумов И. Б., Акелин Н. А., Земская И. П.** О фациальной связи редкометальных пегматитов и гранитов.— В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., «Недра», 1972, с. 187—198.
- Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. М., Изд-во АН СССР, 1963. 182 с.
- Омельяненко С. А., Козлов В. Д., Шермет Е. М.** К генезису Шумиловского оловянно-вольфрамового месторождения (Центральное Забайкалье).— В кн.: Ежегодник-1973 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 213—216.
- Онтоев Д. О.** Некоторые данные по геологии и зональности оруденения Хапчаганского месторождения (Восточное Забайкалье).— «Геол. рудн. месторожд.», 1960, № 5, с. 55—71.
- Онтоев Д. О.** Стадийность минерализации и зональность месторождений Забайкалья. М., «Наука», 1974. 244 с.
- Осипов М. А.** Механизм образования камерных пегматитов в интрузивах гранитоидов формации малых глубин.— В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., «Недра», 1972, с. 242—253.
- Пельхен В. В.** О петрографической и геохимической характеристике гранитов Восточных Рудных гор и их генезисе.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Ч. 1. М., «Наука», 1972, с. 229—230.

- Пермяков Б. Н.** Магматические формации Забайкалья.— В кн.: Зап. Забайкал. отд. Географ. об-ва СССР, вып. 89. Чита, 1973, с. 20—22.
- Пермяков Б. Н., Пермякова И. А.** Основные принципы выделения магматических формаций (на примере Забайкалья).— В кн.: Зап. Забайкал. отд. Географ. об-ва СССР, вып. 95. Чита, 1973, с. 3—18.
- Петров В. П., Белянкина Е. Д.** Признаки глубинности интрузивных горных пород.— В кн.: Петрология. М., «Наука», 1972, с. 101—107.
- Петрографический словарь**. М., Госгеолтехиздат, 1963. 448 с.
- Попов С. Д.** О генетической связи олово-вольфрамово-молибденовых месторождений и их поиски на территории СССР.— В кн.: Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монгольской АССР, вып. 2. Улан-Удэ, 1955, с. 16—69.
- Пополитов Э. И., Философова Т. М.** Геохимическая характеристика продуктов начальных стадий геосинклинали развития (Западный Саян).— В кн.: Ежегодник-1971 СибГЕОХИ, Новосибирск, «Наука», 1972, с. 83—88.
- Потапов В. В.** Граниты Кольванского массива и связанное с ними оруденение.— В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. М., «Наука», 1965, с. 39—115.
- Потапов В. В.** Внутреннее строение и рудоносность мезозойского гранитного массива.— В кн.: Гранитоидные массивы Сибири и оруденение. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 5—90.
- Радкевич Е. А.** Проблемы современной металлогении.— В кн.: Проблемы металлогении и рудогенезиса. Алма-Ата, «Наука», 1974, с. 72—84.
- Радкевич Е. А., Витушкина А. И.** Тарбальджейское оловорудное месторождение. М., 1941, с. 1—22. (Тр. Ин-та геол. наук, вып. 41).
- Руб М. Г., Руб А. К., Лосева Т. И.** Слюды как индикаторы рудоносности гранитоидов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 10, с. 73—85.
- Рудакова Ж. Н.** Оловоносные граниты Юго-Западного Забайкалья. М., «Недра», 1973. 192 с.
- Рудакова Ж. Н., Тихомиров Н. И.** Типы оловорудных месторождений Забайкалья.— «Зап. ВМО», 1965, сер. 2, ч. 94, № 6, с. 642—654.
- Рудич К. Н.** О геологическом положении и механизме внедрения субвулканических тел.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 9, с. 33—45.
- Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г.** Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). М., «Недра», 1972. 328 с.
- Рутштейн И. Г.** Юрские гранитоиды Кукульбейского хребта.— В кн.: Матер. совещания по расчленению гранитоидов Забайкалья. Улан-Удэ, 1960, с. 100—102.
- Рутштейн И. Г.** Некоторые особенности геологического развития и мезозойский рудогенез Восточного Забайкалья.— В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья, вып. 7. Чита, 1971, с. 15—19.
- Свадковская Л. Н.** Петролого-геохимическая характеристика фаций гранитоидов и их аутометасоматически измененных разновидностей рудоносной Верхне-Ингодинской интрузии.— В кн.: Зап. Забайкал. отд. Географ. об-ва СССР, вып. 56, 1971, с. 104—109.
- Свадковская Л. Н.** Геохимические критерии выделения интрузий рудоносных гранитоидов харалгинского комплекса.— В кн.: Зап. Забайкал. отд. Географ. об-ва СССР, вып. 69, 1972, с. 78—80.
- 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 Цагаи-Олуйского массива и проблема «омоложения» домезозойского основания Восточного Забайкалья.— «Вестн. науч. информ. Забайкал. отд. Географ. об-ва СССР», 1965, № 1, с. 9—13.
- Смирнов С. С.** Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1944. 89 с.
- Соловьев С. П.** Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., «Наука», 1970. 312 с.
- Спектральный анализ элементов-примесей в горных породах.** Сборник статей. М., «Наука», 1972. 127 с.
- Старченко В. В.** Геолого-тектонический очерк Центрального Забайкалья.— В кн.: Тектоника мезозойских и кайнозойских впадин Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск, СО АН СССР, 1961, с. 253—263.
- Старченко В. В.** Краткий очерк геологического строения Центрального Забайкалья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области, вып. 1. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 3—15.

- Старченко В. В.** Геология средне-верхнеюрских вулканоплутонических формаций юго-восточной части Центрального Забайкалья и основные черты их металлогении. Автореф. дис. Львов, 1968. 22 с.
- Старченко В. В., Беляков Е. А., Фомин И. Н., Барабашев Е. В.** Геология средне-верхнеюрских вулканогенных образований Центрального Забайкалья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области, вып. 2. М., «Недра», 1966, с. 16—32.
- Таусон Л. В.** Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961. 232 с.
- Таусон Л. В.** Факторы геохимической истории редких элементов в гранитном магматическом процессе.— «Геохимия», 1967, № 11, с. 1310—1319.
- Таусон Л. В.** О механизме кристаллизации гипабиссальных интрузий.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 204, № 2, с. 447—450.
- Таусон Л. В.** Геохимические типы гранитоидов.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 215, № 2, с. 446—449.
- Таусон Л. В., Анфилов В. Н., Коваленко В. И. и др.** Факторы потенциальной рудоносности гипабиссальных интрузий гранитоидов.— В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов, вып. 1. Иркутск, 1970, с. 216—261.
- Таусон Л. В., Дубов Р. И., Козлов В. Д., Кузьмин М. И.** Геохимическое значение дисперсии концентраций редких элементов в гранитоидах. В кн.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. М., «Наука», 1965, с. 12—22.
- Таусон Л. В., Захаров М. Н.** Геохимические особенности калиевых щелочных базальтоидов Приаргунья.— «Геохимия», 1974, № 3, с. 380—391.
- Таусон Л. В., Козлов В. Д., Каширин К. Ф., Свядковская 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. М., «Наука», 1968, с. 166—172. (МГК, XXIII сессия, докл. сов. геологов).
- Таусон Л. В., Козлов В. Д., Смирнов В. Н., Брандт С. Б.** Абсолютный возраст при решении генетических вопросов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 6, с. 3—8.
- Темников Ю. И.** Пегматитоносные гранитоидные массивы Восточного Забайкалья.— «Сов. геол.», 1971, № 8, с. 54—67.
- Темников Ю. И., Грузова Л. Г.** Структура и морфология Халзанского пегматитоносного интрузива (Восточное Забайкалье).— «Изв. вузов. Геол. и разведка», 1972, № 5, с. 44—52.
- Тихомиров Н. И.** Особенности забайкальских месторождений касситерито-сульфидной формации и связь их с магматической деятельностью.— «Сов. геол.», 1960, № 7, с. 49—58.
- Тихомиров Н. И., Рудакова Ж. Н.** Время выделения турмалина в ходе формирования некоторых оловорудных месторождений Забайкалья.— «Зап. ВМО», 1963, 2 сер., ч. 92, вып. 3, с. 267—268.
- Тишendorф Г., Ланге Х.** Геохимия варисских гранитов западной части Рудных Гор (ГДР) как функция их возраста.— В кн.: I Междунар. геохим. конгр. Т. 3. Кн. 2. М., 1971, 1972, с. 303—319.
- Томсон И. Н., Иванов И. Б., Константинов Р. М. и др.** Об абсолютном возрасте мезозойских магматических комплексов и рудных формаций Восточного Забайкалья.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1963, № 12, с. 31—40.
- Томсон И. Н., Фаворская М. А.** О типах очаговых структур и связи с ними оруденения.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10. М., «Наука», 1973, с. 49—65.
- Флеров Б. Л.** Связь месторождений с магматизмом (Якутия).— В кн.: Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии. М., «Наука», 1971, с. 298—305.
- Флеров Б. Л.** Глубина формирования и эрозионный срез месторождений.— В кн.: Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии. М., «Недра», 1971, с. 294—298.
- Флеров Б. Л.** Связь оловорудных месторождений с магматизмом.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1973, с. 153—168.
- Фомин И. Н.** Петрология главных мезозойских магматических формаций Центрального и Западного Забайкалья.— В кн.: Зап. Забайкал. отд. Географ. об-ва СССР, вып. 55. Чита, 1971, с. 3—44.
- Фоминных В. Г., Знаменский Н. Д.** Геохимические особенности различных генетических типов гранитоидов Урала в связи с их металлогенией. 1973, с. 120—124. (Тр. Ин-та геологии и геохимии Уральского научного центра АН СССР, вып. 100).
- Шарапов И. П.** Применение математической статистики в геологии. М., «Недра», 1965. 260 с.
- Шаталов Е. Г., Орлова Л. В., Томсон И. Н., Константинов Р. М.** Металлогенический анализ рудоконтролирующих факторов в рудных районах. М., «Недра», 1972. 296 с.
- Шахов Ф. Н.** О рудоносности гранитоидных интрузий.— В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М., «Наука», 1972, с. 20—28.

Щеглов А. Д. Об основах научного прогноза эндогенных месторождений.— В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971, с. 7—9.

Щеглов А. Д. Металлогения вольфрама в пределах советского сектора Тихоокеанского рудного пояса.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10. М., «Наука», 1973, с. 198—212.

Шеремет 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.

Шипулин Ф. К. Об условиях образования рудоносных растворов в глубинных магматических очагах.— В кн.: Междунар. геол. конгр. XXIV сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 4. Минеральные месторожд. М., «Наука», 1972, с. 21—33.

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 Чикоя в Центральном Забайкалье. Автореф. дис. Иркутск, 1975, 36 с.

Virnol L. Géochimie du béryllium et gîtes de départ acide dans les leucogranites du Massif central.— «Bull. Bur. rech. géol. et minières», 1973, Sec. II, 41, N 3, p. 169—173.

Hall A. Géochimie des granites varisques du Sud—Ouest de l'Angleterre.— «Bull. Soc. géol. France», 1973, t. 15, N 3—4, p. 229—237. Discuss., p. 237—238.

Henley S. Petrogenesis of quartz porphyry dykes in southwest England.— «Nature Phys. Sci.», 1972, v. 235, N 57, p. 95—97.

Hughes Ch. J. Note on the variability of granophyric texture.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1972, v. 83, N 8, p. 2419—2421.

Kozlov V. D. The sequence of phases and facies in the massifs of rare—metal granites in Transbaikalia and the problem of their ore—bearing capacity.— In: Metallization Associated with Acid Magmatism. Vol. 1. Praha, 1974, p. 201—205.

Kuznetsov Yu. A. Main types of magmatic formations and their distribution in the fundamental structures of the Earth's crust.— In: Rept. 22nd Sess. India, 1964. Int. Geol. Congr. Part 16. New Delhi, 1964, p. 271—282.

Lemeyre J. Les marques de l'eau dans les leucogranites du Massif central français.— «Bull. Soc. géol. France», 1973, t. 15, N 3—4, p. 288—295.

Metallization Associated with Acid Magmatism. Vol. 1. Sci. editor M. Štemprok. Praha, 1974. 411 p.

Nockolds S. R. Average chemical composition of some igneous rocks.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1954, v. 65, N 10.

Tischendorf G. The metallogenetic basis of tin exploration in the Erzgebirge.— «Trans. Inst. Mining and Met.», 1973, B82, Febr., p. 9—24.

Tischendorf G., Pälchen W., Lange H. Zur geochemischen Charakterisierung granitoider Gesteine.— «Geologie», 1972, Bd 21, N 4—5, S. 554—569.

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.

Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies of the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$.— In: Mem. Geol. Soc. America, 1958, v. 74, p. 153.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Гранитоидные формации Центрального Забайкалья	7
Общие сведения о регионе	—
Вопросы формационного расчленения гранитоидов	8
Геохимические данные в формационном анализе гранитоидов	9
Интрузивные комплексы Центрального Забайкалья	10
Глава 2. Гранитоиды Даурской зоны	17
Даурский и кыринский комплексы	—
Распространенность и формационное расчленение	—
Гранитоиды главных фаз	20
Гранитоиды фазы дополнительных интрузий (ФДИ)	22
Петрохимия гранитоидов комплексов	29
Геохимическая характеристика гранитоидов даурского и кыринского комплексов	43
Сохондинский комплекс	59
Распространенность образований комплекса и вопросы их выделения	—
Краткая геолого-петрографическая характеристика комплекса	62
Петрохимия гранитоидов комплекса	67
Геохимические особенности гранитоидов и вопросы генезиса	77
Харалгинский комплекс	85
Вопросы выделения и распространенность гранитоидов комплекса	—
Геолого-петрографическая характеристика интрузий	87
Петрохимическая характеристика гранитоидов комплекса	96
Геохимические особенности гранитоидов комплекса	99
Глава 3. Гранитоиды Агинской зоны	112
Шахтаминский комплекс	—
Распространенность и геологическая характеристика массивов комплекса	—
Петрохимия гранитоидов комплекса	118
Геохимическая характеристика гранитоидов комплекса	131
Борщевочный комплекс	140
Распространенность и геологическая характеристика массивов комплекса	—
Петрохимия гранитоидов комплекса	143
Геохимия гранитоидов комплекса	150
Кукульбейский комплекс	158
Распространенность и геологическое строение массивов комплекса	—
Петрохимия гранитоидов комплекса	167
Геохимические особенности гранитоидов комплекса и некоторые вопросы их рудоносности	185

Глава 4. Рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья	206
Пространственная связь оруденения с гранитоидами	—
Геохимическая характеристика гранитоидов и их потенциальная рудоносность	210
Геохимические критерии потенциальной рудоносности	217
Геохимический облик гранитоидов и их рудоносность по данным обработки геохимической информации на ЭВМ	223
Заключение	237
Некоторые вопросы происхождения редкометалльных гранитных систем	—
О практическом значении результатов исследований	240
Литература	243

**СИБИРСКИМ ОТДЕЛЕНИЕМ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

в 1977 г. будут выпущены следующие книги:

Рентгеновские спектры молекул
(объем 17 л., цена 1 р. 40 к.)

Книга дает возможность познакомиться с последними достижениями в экспериментальных и теоретических исследованиях рентгеновских спектров молекулярных систем, т. е. газов и тех твердых веществ, для которых можно пренебречь образованием энергетических зон и другими твердотельными эффектами.

Первая, теоретическая часть книги подробно знакомит с теорией рентгеновских спектров молекул и особенно с химическими аспектами их интерпретации. Во второй половине книги излагаются экспериментальные результаты и их теоретическая интерпретация, причем выводы непосредственно применимы в различных областях химии.

Афонин В. П., Гуничева Т. Н.
Рентгеноспектральный флуоресцентный анализ
горных пород и минералов
(объем 16 л., цена 1 р. 60 к.)

В книге рассмотрены теоретические основы и практическое применение рентгеноспектрального флуоресцентного анализа горных пород и минералов. Основное внимание уделено способам анализа на многоканальных рентгеновских спектрометрах, управляемых ЭВМ, и другой современной автоматизированной рентгеноспектральной аппаратуре. Кроме специалистов, занятых изучением химического состава минерального вещества, книга может представить интерес для работников аналитических лабораторий цементных, стекольных заводов, заводов черной и цветной металлургии.

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

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: 117464, Москва В-464, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»; 197110 Ленинград П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига».

Адреса магазинов «Академкнига»:

- 480391 **Алма-Ата**, ул. Фурманова, 91/97;
- 370005 **Баку**, ул. Джапаридзе, 13;
- 320005 **Днепропетровск**, проспект Гагарина, 24;
- 734001 **Душанбе**, проспект Ленина, 95;
- 375009 **Ереван**, ул. Туманяна, 31;
- 664033 **Иркутск**, ул. Лермонтова, 303;
- 252030 **Киев**, ул. Ленина, 42;
- 277012 **Кишинев**, ул. Пушкина, 31;
- 443002 **Куйбышев**, проспект Ленина, 2;
- 192104 **Ленинград**, Д-120, Литейный проспект, 57;
- 199164 **Ленинград**, Менделеевская линия, 1;
- 199004 **Ленинград**, 9 линия, 16;
- 103009 **Москва**, ул. Горького, 8;
- 117312 **Москва**, ул. Вавилова, 55/7;
- 630076 **Новосибирск**, Красный проспект, 51;
- 630090 **Новосибирск**, Академгородок, Морской проспект, 22;
- 620151 **Свердловск**, ул. Мамина-Сибиряка, 137;
- 700029 **Ташкент**, Л-29, ул. Ленина, 73;
- 700100 **Ташкент**, ул. Шота Руставели, 43;
- 634050 **Томск**, наб. реки Ушайки, 18;
- 450075 **Уфа**, Коммунистическая ул., 49;
- 450075 **Уфа**, проспект Октября, 129;
- 720001 **Фрунзе**, бульвар Дзержинского, 42;
- 310003 **Харьков**, Уфимский пер., 4/6.

Валерий Дмитриевич Козлов
Людмила Николаевна Свядковская

**ПЕТРОХИМИЯ,
ГЕОХИМИЯ И РУДОНОСНОСТЬ
ГРАНИТОИДОВ
ЦЕНТРАЛЬНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ**

Ответственный редактор
Лев Владимирович Таусон

Редакторы Е. А. Беляева, И. П. Зайцева
Художественный редактор Т. Ф. Каминина
Художник А. Н. Денисов
Технический редактор Ф. Ф. Орлова
Корректоры А. М. Картавин, А. А. Надточий

Сдано в набор 7 мая 1976 г. Подписано в печать 24 февраля 1977 г. МН 10013. Формат 70×108¹/₁₆.
Бумага типографская № 2. 16 печ. л., 22,4 усл. печ. л., 19,8 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз.
Заказ № 167. Цена 1 р. 98 к

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

Цена 1 р. 98 к.

2005