М. Е. ФЕДОРОВА

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОЛОГИЯ ГРАНИТОИДОВ ХАНГАЙСКОГО НАГОРЬЯ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО
КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

АКАДЕМИЯ НАУК МНР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ

ЗСБНХУ-ЫН ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

ХӨДӨЛМӨРИЙН ГАВЪЯАНЫ
УЛААН ТУГИЙН ОДОНТ
ГЕОЛОГИЙН ХУРЭЭЛЭН

БНМАУ-ЫН ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

ГЕОЛОГИЙН
ХУРЭЭЛЭН

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE USSR

ORDER
OF THE RED BANNER
OF LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE MPR

GEOLOGICAL
INSTITUTE

М. Е. ФЕДОРОВА

ХАНГАЙН УУЛСЫН БОРЖИГИЙН ГЕОЛОГИЙН БАЙРШИЛ БА ПЕТРОЛОГИ (ТОВ МОНГОЛ)

МОНГОЛ-ЗОВЛОЛТИЙН
ГЕОЛОГИЙН-ЭРДЭМ
ШИНЖИЛГЭЭНИЙ
ХАМТАРСАН ЭКСПЕДИЦИИ

Бутээл, цуврал 21

Эрхлэх зэвлэл:

Н. С. Зайцев, ЗСБНХУ-ын ШУА-ийн сурвалжлагч гишуун *Л. В. Таусон,*
БНМАУ-ын ШУА-ийн сурвалжлагч гишуун *Б. Лувсан-Данзан,*
ЗСБНХУ-ын ШУА-ийн сурвалжлагч гишуун *И. В. Лучицкий,*
академич *В. В. Меннер, В. Г. Гербова,* академич *А. В. Пейве,*
П. П. Тимофеев, О. Томуртогоо, академич *А. Л. Яншин*

Хариуцлагатай эрхлэгч

А. А. Маракушев

1977

«НАУКА» ХЭВЛЭЛИЙН ГАЗАР
МОСКВА

М. Е. ФЕДОРОВА

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОЛОГИЯ ГРАНИТОИДОВ ХАНГАЙСКОГО НАГОРЬЯ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ МОНГОЛИЯ)

СОВМЕСТНАЯ
СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

Труды, выпуск 21

Редакционная коллегия:

Н. С. Зайцев, член-корреспондент АН СССР *Л. В. Таусон*, член-корреспондент АН МНР *Б. Лувсан-Данзан*, член-корреспондент АН СССР *И. В. Лучицкий*, академик *В. В. Меннер*, *В. Г. Гербова*, академик *А. В. Пейве*, *П. П. Тимофеев*, *О. Томуртогоо*, академик *А. Л. Яншин*

Ответственный редактор

А. А. Маракушев

1977

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА

УДК 551.552.321.1 (517.3)

M.E.FEDOROVA

GEOLOGICAL POSITION AND PETROLOGY OF GRANITOIDES IN KHANGAI UPLAND

(CENTRAL MONGOLIA)

THE JOINT
SOVIET-MONGOLIAN
SCIENTIFIC-RESEARCH
GEOLOGICAL EXPEDITION

Transaction, vol. 21

Editorial board:

N.S. Zaitsev, Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences *L. V. Tauson*, Corresponding Member of the MPR Academy of Science *B. Luvsan-Dansan*, Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences *I. V. Luchitsky*, Academician *V. V. Menner*, *V.G. Gerbova*, Academician *A. V. Peive*, *P.P. Timofeev*, *O. Tomurtogoo*, Academician *A.L. Yanshin*

Responsible Editors

A.A.Marakushev

Геологическое положение и петрология гранитоидов Хангайского нагорья (Центральная Монголия). Федорова М.Е. М., "Наука", 1977.

Монография представляет собой первое описание интрузивного магматизма Хангайского синклинория, относящегося по типу к терригенным геосинклиналям. Интрузивные породы представлены исключительно гранитоидами, состав которых закономерно изменялся в ходе развития структуры. Особое внимание уделено изучению состава породообразующих минералов как источнику информации условий образования гранитоидов.

Специальный раздел посвящен сравнительному анализу эволюции интрузивного магматизма геосинклинальных зон разного типа (терригенных и эвгеосинклинальных). Табл. 42. Ил. 49. Библ. 138 назв.

Ф $\frac{20805-362}{055\,(02)-77}$ 311-77

© Издательство "Наука", 1977 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Центральная Монголия, в особенности наиболее труднодоступная ее часть – Хангайское нагорье (рис. 1), до недавнего времени в геологическом отношении была практически не изучена. На первой геологической карте МНР масштаба 1 : 2 500 000, вышедшей в 1957 г. под редакцией В.А. Обручева и Н.А. Маринова, на этой территории были выделены только огромные поля нерасчлененных терригенных пород и гранитоидов палеозойского возраста. Полоса развития терригенных пород протягивалась от Хангайского нагорья на северо-восток, в Забайкалье, и была выделена впервые В.А. Амантовым и П.С. Матросовым (1961) в качестве Хангай-Хэнтэйской складчатой зоны.

Редкие исследователи посещали Хангайское нагорье (Клеменц, 1897; Гранэ, 1906 г.; Сизова, 1935) и сообщали отрывочные сведения о геоморфологии, четвертичном вулканизме, находках фауны. Об интрузивных образованиях было лишь известно, что здесь развиты докембрийские анортозиты и среднепалеозойские гранитоидные интрузивы (Хасин, Волчек, 1957 г.).

В течение ряда лет автор настоящей работы занималась изучением геологического строения Хангайского нагорья, причем наибольшее внимание было уделено исследованию интрузивных пород. Было установлено, что эти породы представлены почти исключительно гранитоидами палеозойского и мезозойского возраста.

Изучение характера интрузивного магматизма Центральной Монголии имеет не только региональное значение. Хангайский синклинорий, в пределах которого размещаются исследованные гранитоиды, является своего рода эталоном терригенных геосинклинальных зон, выделяемых в складчатых поясах центральноазиатского типа (Зоненшайн, 1969). Для таких зон характерно широчайшее развитие песчано-алевролитовых толщ при практически полном отсутствии начальных вулканитов основного состава, столь типичных для эвгеосинклиналей.

Интрузии обильно насыщают терригенные геосинклинали и, что очень важно подчеркнуть, представлены только гранитоидами. Для эвгеосинклиналей чрезвычайно характерен ультраосновной и основной магматизм, а гранитоидный магматизм проявляется широко лишь на заключительных этапах развития структуры. Представлялось интересным сопоставить характер эволюции гранитоидного магматизма столь различных геосинклинальных зон.

В первой, большей части работы приводятся описание геологического положения, характеристика минерального и химического составов гранитоидов Хангайского нагорья, предположения о генезисе этих гранитоидов. В основу этого раздела, кроме личных наблюдений автора, положены материалы В.И. Гольденберга, Е.Е. Федорова, И.П. Пугачевой, И.О. Макстенека, А.К. Уфлянда, М.В. Чехович, О.А. Тихоновой, И.Б. Филипповой, Л.П. Зоненшайна, Н.Н. Хераскова, З.П. Козловской, а также материалы сотрудников ГЕОХИ им. Вернадского – А.С. Павленко и Л.В. Филиппова, проводивших позднее на этой территории геохимические исследования.

Заключения о химическом составе гранитоидов были сделаны на основании анализа более 120 проб весом 10–15 кг, отобранных из наиболее часто встречающихся разновидностей. Большая часть проб промывалась вручную на лотках. Серый

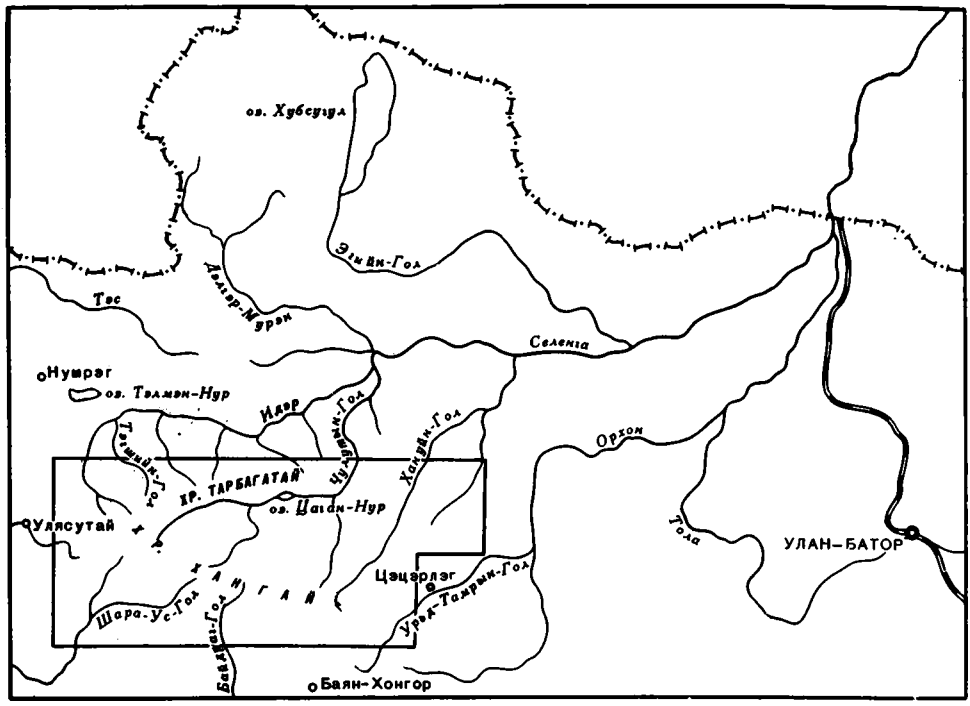


Рис. 1. Обзорная карта Центральной Монголии (оконтурен район исследований)

шлих направлялся на минералогический анализ (лаборатория экспедиции № 15 ВАГТа), из легкой фракции после обработки в тяжелых жидкостях и на электромагнитном сепараторе извлекались биотиты и полевые шпаты. Роговая обманка выделялась из тяжелой фракции шлиха на сепараторе типа СИМ-1. Чистота всех выделенных монофракций проверялась под бинокуляром.

Геохимическая характеристика гранитоидов приводится на основании 130 количественных спектральных анализов (пробы весом 0,5–1,0 кг), выполненных в лаборатории Киевского университета М.А. Кушниром, а также 280 приближенно количественных спектральных анализов мономинеральных фракций, произведенных в лаборатории Московского университета В.С. Андреевым.

Статистическая обработка результатов анализов выполнена на вычислительной машине "Сетунь". Для определения значимости различий содержаний окислов и элементов использовались критерии Фишера и Стьюдента, а также непараметрический критерий Уайта. Вся статистическая обработка проводилась для 5% уровня значимости.

В заключительной части работы по литературным данным дается сопоставление характера интрузивного магматизма промежуточных геосинклинальных зон типа Хангайской, Джунгаро-Балхашской и Уральской, Южно-Монгольской эвгеосинклинальных зон.

В геологической части работы большую помощь автору оказали советы Л.П. Зоненшайна. По теоретическим петрологическим вопросам, затронутым в работе, важное значение имели консультации А.А. Маракушева, Л.Л. Перчука, В.А. Жарикова. Всем перечисленным лицам автор выражает глубокую благодарность.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ХАНГАЙСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Хангайский синклинорий является западным окончанием варисской Хангай-Хэнтэйской складчатой зоны, протягивающейся из областей Центральной Монголии в Восточное Забайкалье. Эта зона в свою очередь входит в состав огромного Центрально-Азиатского складчатого пояса, занимающего обширные пространства между Сибирской платформой на севере и Таримской и Северо-Китайской платформами на юге.

Особенности геологического строения и истории развития Хангайского синклинория подробно рассмотрены в работах И.Б. Филипповой ($1969_{1,2}$) и Л.П. Зоненшайна (1969, 1972). Краткое изложение стратиграфии и тектоники синклинория приводится в основном по данным этих исследователей, а также по материалам Н.Н. Хераскова, А.К. Уфлянда, В.И. Гольденберга и собственным наблюдениям автора.

В плане синклинорий представляет собой овал, вытянутый в северо-западном направлении (рис. 2). От расположенных к северо-западу раннекаледонских складчатых сооружений он отделен огромными массивами гранитоидов позднепалеозойского возраста. Северо-западные структуры Хангайского синклинория подходят под прямым углом к северо-восточным раннекаледонским структурам.

Северо-Монгольская и Центрально-Монгольская геоантиклинальные зоны отделяются от Хангайского синклинория крупными расколами. Восточной границей синклинория является Хархоринское поперечное поднятие, отделяющее его от варисского Хэнтэйского синклинория.

Строение Хангайской геосинклинальной зоны в грубой схеме простое: выделяются две структурные единицы – внутренний прогиб и краевые поднятия (рис. 2). По северному краю прогиба обособляется Ундуруланское, по западному – Шараусгольское краевые поднятия, оформившиеся в каледонскую эпоху складчатости. Внутренний прогиб как область осадконакопления существовал длительное время, по крайней мере от девона до перми, а по мнению некоторых исследователей (В.И. Гольденберг, 1966 г.), в течение всего палеозоя. Окончательное замыкание прогиба произошло в послеНижнепермское время.

Краевые поднятия характеризуются наличием двух структурных этажей: нижнего, сложенного вендско-позднерифейскими-кембрийскими и нижнепалеозойскими отложениями, и верхнего, залегающего резко несогласно на нижнем и представленного девонскими, каменноугольными пермскими толщами (рис. 3). Нижний структурный этаж наиболее полно представлен в пределах Шараусгольского поднятия, где мощные (5000 м) карбонатно-терригенные отложения вендско-кембрийского возраста слагают основание разреза. На них согласно залегает нижнепалеозойский песчано-сланцевый комплекс – дзагинская серия (мощность около 6 км), возраст которой определяется как среднекембрийский – ордовикский.

Отложения верхнего структурного этажа в Шараусгольском поднятии залегают только в мульдах и грабенах и представлены эффузивами среднего и кислого состава (девон), песчаниками, конгломератами, глинистыми сланцами (карбон), конгломератами и песчаниками (нижняя пермь).

В Ундуруланском поднятии нижний структурный этаж представлен отложениями только дзагинской серии, среди которых широким развитием пользуются

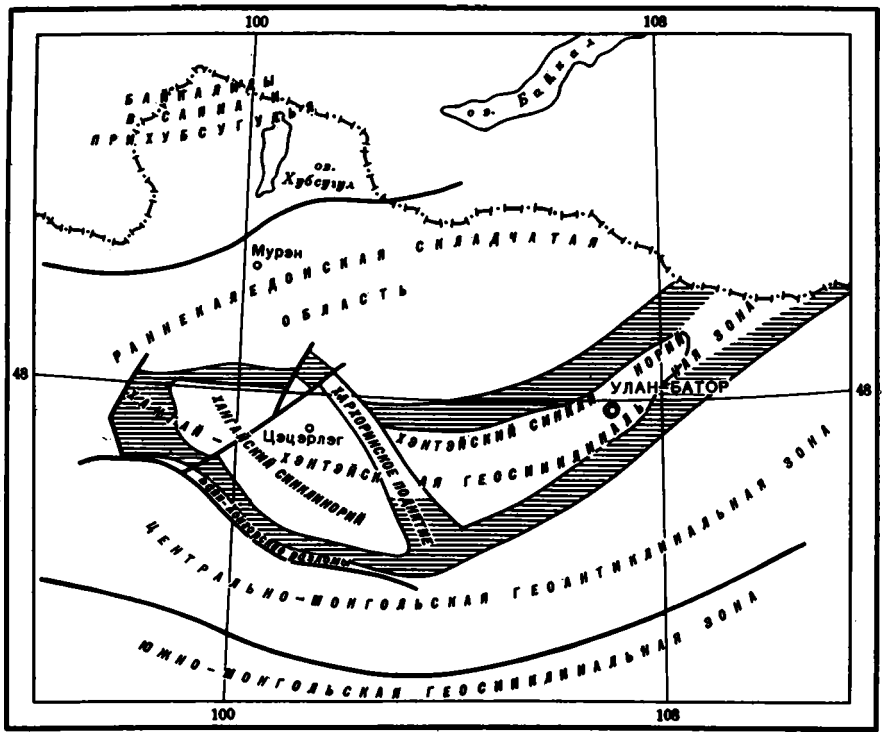


Рис. 2. Положение Хангайского синклинория в структуре Центральной Монголии; заштрихованы краевые поднятия Хангай-Хэнтэйской зоны (по И.Б. Филипповой, 1969)

метаморфические зеленые сланцы, известняки, песчаники и филлитовидные сланцы общей мощностью около 4500 м. На них резко несогласно с размывом залегают породы девонского возраста, представленные в основном субаэральными вулканогенными образованиями. Среди них выделяются три свиты: наринская – лавы среднего состава, лавобрекчии и туфы; тарятская – конгломераты, песчаники, алевролиты и глинистые сланцы с обильной нижнедевонской фауной; хунэйская – лавы кислого, реже – среднего состава и их туфы. Общая мощность девонских отложений достигает 7000 м.

На эффузивы хунэйской свиты с размывом ложатся песчаники и алевролиты нижнекаменноугольного возраста. Они являются осадками геосинклинального типа, отлагавшимися в условиях мелководья. Появление таких отложений свидетельствует о том, что Ундуруланское поднятие в этот период испытывало прогибание и на значительной части его территории был восстановлен геосинклинальный режим. Нижнекаменноугольные терригенные толщи выполняют вытянутую в широтном направлении Сумзинскую синклиналь, являющуюся западным окончанием Приорхонского внешнего геосинклинального прогиба.

Внутренняя часть Хангайского синклинория выполнена мощными (12–13 км) однообразными терригенными толщами, выделяемыми в качестве хангайской серии (рис. 3). Они представлены в основном разнозернистыми неслоистыми песчаниками, алевролитами, алевритами с линзами и прослоями гравелитов, конгломератов и редкими покровами зеленокаменно-измененных порфиритов. По всему разрезу, иногда обогащая отдельные его части, встречаются горизонты вишнево-красных сургучных яшм.

Контакты с песчано-сланцевыми нижнепалеозойскими отложениями дзагинской серии, которые обрамляют весь внутренний прогиб, везде тектонические, за исключением западного центриклинального замыкания, где наблюдался постепенный переход между верхними горизонтами дзагинской серии и нижними горизонтами хангайской (В.И. Гольденберг, Е.Е. Федоров, 1966 г.).

Хангайская серия расчленена на четыре согласно залегающие свиты: эрденцогтинскую (Der), цзцэрлэгскую (C_1cc), джаргалантинскую (C_{2-3}dg) и байдарагинскую (C_3–P_1bd). Возраст их определяется как по немногочисленным находкам фауны и флоры, так и по положению в разрезе (джаргалантинская свита).

Верхнепермские отложения (P_2) завершают терригенный разрез палеозойского возраста. Они залегают согласно на породах байдарагинской свиты, и во внутренних частях прогиба между верхнепермскими отложениями и породами байдарагинской свиты наблюдается постепенный переход. В краевых частях синклинория в основании верхней перми залегает песчано-конгломератовый горизонт с галькой пород хангайской серии и гранитов. Очевидно, что здесь перед отложением верхнепермских осадков был перерыв в осадконакоплении. Верхняя пермь в пределах прогиба представлена чередующимися пачками грубо- и тонкообломочных пород (песчаники, алевролиты, углистые сланцы и конгломераты). Мощность верхнепермских осадков 1500 м, возраст доказывается на основании многочисленных находок верхнепермской флоры.

Мезозойские отложения залегают в грабенах и мульдах в центральной части синклинория резко несогласно по отношению к его структуре и представляют собой образования нового, орогенного этапа развития этой области. Триасовые конгломераты и песчаники с резким угловым несогласием ложатся на верхнепермские осадки. Выше, также с размывом на породах разного возраста, в том числе и на гранитах хангайского (Pz^1_3hg) и шараусгольского (Pz^2_3 sh) комплексов, залегают трахибазальтовые и трахиандезитовые порфириты батцэнгильской свиты, триасово – юрский возраст которых устанавливается на основании сопоставления с вулканогенной толщей (T_3–J_1) Абзогской впадины Приорхонского прогиба.

Таким образом, геосинклинальный этап развития внутреннего прогиба характеризуется накоплением мощных терригенных толщ (хангайская серия) при резко подчиненном, ничтожном развитии вулканогенных пород. Положение

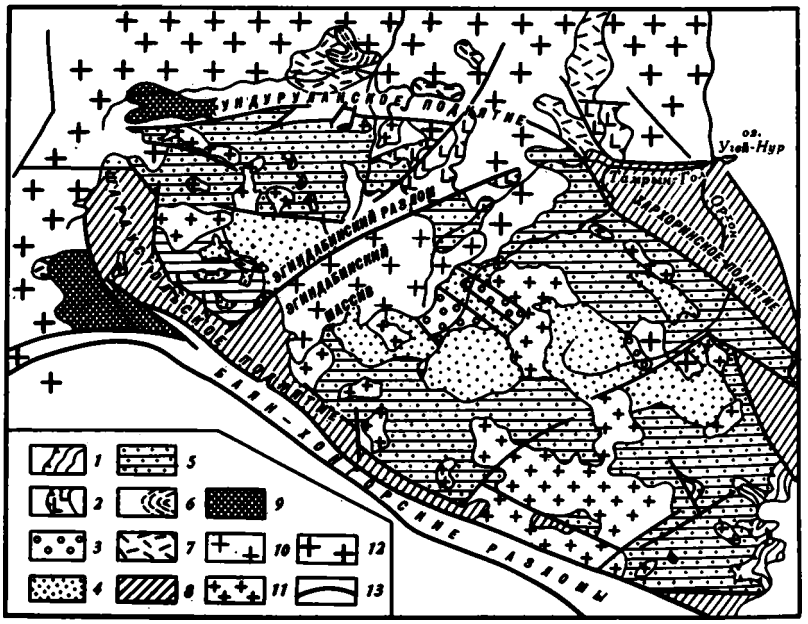


Рис. 3. Геологическая схема Хангайского синклинория (по Л.П. Зоненшайну, 1972)

1 – осадочная толща юры; *2* – вулканогенная толща юры; *3* – пермь; *4* – верхняя половина хангайской серии (C_{2-3}); *5* – нижняя половина хангайской серии (D – C_1); *6* – нижний карбон краевых поднятий; *7* – вулканический девон краевых поднятий; *8* – сланцевые толщи нижнего палеозоя (дзагинская серия); *9* – поздний рифей – нижний кембрий; *10* – мезозойские эгиндабинские граниты; *11* – верхнепалеозойские хангайские гранитоиды; *12* – различные верхнепалеозойские гранитоиды обрамления Хангайского синклинория; *13* – разломы

верхнепермских осадков двойственное: по составу они близки к молассам орогенного типа, структурно тесно связаны с геосинклинальной хангайской серией.

По вопросу о возрасте складчатости Хангайского синклинория существует по крайней мере два мнения: наиболее важными складкообразовательными движениями, обусловившими изменение структурного плана, являются поздневарисские (Филиппова, 1969; Зоненшайн, 1972); коренная перестройка прогиба произошла в преднижнепермское время (Зайцев и др., 1969).

Подводя итог, следует подчеркнуть, что важнейшей особенностью Хангайского синклинория в целом является однообразный салический состав слагающих его пород, которые формировались на протяжении целой геологической эпохи – всего палеозоя в полном объеме. Наличие редких прослоев яшм и порфиритов среди мощных геосинклинальных терригенных толщ свидетельствует об эпизодических связях этой структуры с глубинными зонами Земли. Именно эти особенности синклинория и предопределили исключительно гранитоидный состав интрузивных пород, достаточно обильно насыщающих как внутренние его части, так и обрамление.

Важную роль в строении синклинория сыграли разрывные нарушения. Среди них следует отметить северные разломы, по которым он отделяется от раннекаледонских структур Северной Монголии, и Эгиндабинскую систему расколов, разделяющую синклинорий на два блока. Протяженные северные разломы субширотного и северо-восточного простирания заложились, по-видимому, в период оформления раннекаледонских складчатых сооружений как поднятий на границе их с варисской геосинклиналью. Эта система расколов, видимо, неоднократно подновлялась и в какой-то степени контролировала внедрение всех позднепалеозойских интрузивов. Разломы того же простирания прослеживаются также в пределах Ундуруланского поднятия и по границе его с внутренним прогибом. Очевидно, с ними связана локализация небольших тел гранитов шараусгольского комплекса.

Эгиндабинская система расколов северо-восточного простирания сечет палеозойские складчатые структуры почти под прямым углом и прослеживается на расстояние свыше 200 км. Эти разломы заложились, очевидно, в самом конце палеозоя–начале мезозоя. Между северными ветвями Эгиндабинских разломов наблюдаются выходы нижнепалеозойских отложений, что связано, вероятно, со значительными вертикальными движениями по этой зоне. По этой же системе внутрь синклинория проникли значительные массы шараусгольских гранитов. Кроме того, Эгиндабинские разломы контролировали также внедрение крупной интрузии оловоносных гранитов мезозойского возраста, а на продолжении их к северу – излияний трахиандезитов и трахибазальтов батцэнгильской свиты.

Описываемая тектоническая зона очень важна, так как является, по существу, барьером, отделяющим Восточную Монголию с обильным мезозойским редкометальным гранитным магматизмом от Западной, в которой не известны молодые граниты. Хангайский синклинорий – последняя к западу палеозойская структура, в которой локализуются мезозойские редкометальные граниты.

В пределах Хангайского синклинория широко развиты разновозрастные интрузивные образования гранитоидного состава, становление которых связано с определенными этапами развития его структурных элементов.

Выделяются тоналит-гранодиорит-плагиогранитный тарбагатайский (Pz_3^1 tr), гранодиорит-гранитный хангайский (Pz_3^1 hg), гранитный шараусгольский (Pz_3^2 sh) и гранодиорит-гранитный эгиндабинский (Mzeg) комплексы.

Формирование первых двух комплексов, по-видимому, сопутствовало складкообразовательным движениям, обусловившим переход от геосинклинального этапа развития к орогенному. Внедрение интрузий происходило, очевидно, в заключительные этапы движений, в связи с чем они являются секущими по отношению к только что образовавшимся частным складчатым структурам, оставаясь, однако, в целом согласными с общим планом дислокаций. Массивы тарбагатайского комплекса локализованы в основном в пределах краевых поднятий

(рис. 4, вклейка), а хангайского – во внутреннем прогибе, хотя значительные массы последнего "выплескиваются" в западное обрамление синклинория.

Становление шараусгольского комплекса относится, вероятно, к началу орогенного этапа развития синклинория, превратившегося к этому времени уже в достаточно жесткую глыбу. В связи с этим основные массы лейкократовых гранитов этого комплекса формируются по границам его с раннекаледонскими складчатыми сооружениями и лишь незначительно – в пределах внутреннего прогиба.

Мезозойский эгиндабинский комплекс обязан своим появлением активизации области. Внедрение его, как уже отмечалось, связано с глубинными расколами, расчленившими Хангайский блок примерно посередине (рис. 3, 4).

Итак, формирование интрузивных пород в Хангайском синклинории происходило в течение двух тектоно-магматических циклов. Первый, позднепалеозойский, включает тарбагатайский и хангайский позднескладчатые комплексы, а также орогенный шараусгольский. Второй, мезозойский, представлен только одним эгиндабинским комплексом.

Хангайский синклинорий, таким образом, является весьма своеобразной структурой, выполненной терригенными монотонными отложениями, принципиально отличной от геосинклинальных зон альпийского типа с их обильным начальным вулканизмом, линейным типом складчатости, мигрирующей от центра к краям, широко развитым интрузивным магматизмом ультраосновного и основного состава.

Структуры, подобные Хангайскому синклинорию (возможно, и с другим вещественным выполнением – сланцевым или карбонатным), выделяются Л.П. Зоненшайном (1972) в новую категорию промежуточных областей, являющихся принадлежностью геосинклинальных поясов центральноазиатского типа в отличие от поясов альпийского типа. К числу таких областей он относит также Западно-Саянскую, Горно-Алтайскую, Джунгаро-Балхашскую (с вулканогенно-терригенным выполнением), Идэрскую, Хамсаринскую, Восточно-Таннуольскую (с продуктами сиалического вулканизма), Цаганоломскую зоны, Хубсугульский прогиб (с карбонатными отложениями).

Общим для всех этих зон, помимо особенностей тектонического развития, является исключительно гранитоидный состав интрузивных пород при практическом отсутствии массивов ультраосновного или основного состава.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВОВ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Разновозрастные гранитоидные интрузивы Хангайского синклинория были впервые расчленены нами на четыре интрузивных комплекса. При выделении их мы исходили из определения магматического комплекса (конкретная магматическая формация), которое дал Ю.А. Кузнецов (1964, с. 20), применив к магматическим ассоциациям известное определение Н.П. Хераскова (1952) для геологических формаций вообще. "Магматический комплекс – конкретная, т.е. занимающая определенное место в пространстве и времени, ассоциация типов пород... тесно связанных парагенетическими отношениями, близких по возрасту и геологическим условиям образования... Он характеризуется определенным набором магматических пород, особенностями петрохимии и минерального состава..."

Отсутствие перекрывающих отложений, а также противоречивость определений радиологического возраста не позволяют в настоящее время давать обоснованную датировку возраста выделенных интрузивных комплексов. Поэтому на настоящей стадии изученности удобнее и, видимо, правильнее определять их возраст несколько загрубленно, основываясь только на точно установленных геологических фактах.

По возрасту все интрузивные комплексы Хангайского синклинория могут быть разделены на позднепалеозойские (тарбагатайский, хангайский, шараусгольский) и мезозойские (эгиндабинский).

Таблица 1. Определение радиологического возраста

Номер образца	Комплекс, порода, фаза	Местонахождение	Биотит	
			K, вес. %	Ar, нмм^3/г
	Тарбагатайский			
1032*	Тоналит, II фаза	В 4 км от сомона Таряту	7,0	0,0655
УУ**-599	Гранодиорит, II фаза	В 10 км к северу от Ундур-Улан-сомона	6,6	0,0757
УУ**-600	То же	То же		0,0741
4223*	Плагиогранит, III фаза	В 15 км к северо-востоку от Ундур-Улан-сомона		
	Хангайский			
2171*	Порфировидный гранит, II фаза, субфаза	В 12 км к юго-западу от сомона Хангай	5,92	0,0720
2281*	Крупнозернистый гранит, II фаза	Правый борт р. Шара-Ус-Гол, скала Халюп-хай	5,73	0,0595
2045*	Гранодиорит, II фаза	Левый борт р. Дзагин-Гол, в 8 км южнее слияния с р. Джаргалантуин-Гол	7,28	
1577*	Порфировидный гранодиорит, II фаза	Левый борт р. Буянту-Гол, в 14 км к северу от устья р. Бумбатуин-Гол		
МАН**-594	Порфировидный гранит, II фаза, 2 субфаза	В 2 км к северу от Мандал-сомона	7,0	0,0610
ЧУЛ**-598	Порфировидный гранодиорит, II фаза, 1 субфаза	Верховья р. Чулутуин-Гол, у сомона Чулуту	7,5	0,0623
ЧУЛ**-597	То же	То же	7,0	0,690
ХНГ**-666	Меланократовый непорфировидный гранодиорит, II фаза	Южный склон хр. Тарбагатай	7,2	0,0838
ТРХ**-662	Гранодиорит порфировидный, II фаза	То же	6,9	0,0580
ХНГ**-674	Лейкократовый гранит, II фаза	Левобережье р. Урду-Тэрхин-Гол, у сомона Хангай		
2339*	Шараусгольский			
	Крупнозернистый лейкократовый гранит, I фаза	Южный склон хр. Тарбагатай		
4713*	То же	Водораздел рек Чулутуин-Гол и Хануй-Гол		
2744*	Мелкозернистый гранит, II фаза	В 7,5 км к северу от р. Тэгшин-Гол		
4142*	Крупнозернистый лейкократовый гранит, I фаза	Верховье р. Бургасуин-Гол		
ШУ**-680	Среднезернистый лейкократовый гранит, I фаза	Верховье р. Шара-Ус-Гол	6,4	0,0784
БУ**-586	Крупнозернистый гранит, I фаза	Верховье р. Элэсэту-Гол		
БУ**-589	Среднезернистый гранит, I фаза	То же		
ТРХ**-663	Среднезернистый лейкократовый гранит, I фаза	Северный берег оз. Цаган-Нур	5,0	0,0647
МАН**-592	Эгиндабинский			
	Гибридный гранодиорит I фаза	Устье р. Улин-Гол	6,2	0,0925
МАН**-593	Гибридный кварцевый диорит, I фаза	Устье р. Улин-Гол	7,0	0,0836
4251*	Гранит, II фаза	В 5 км к востоку от перевала Эгин-даба		
ХТМ**	То же	Верховье р. Урдь-Тамрын-Гол		

* Определения лаборатории ВАГТа.

** Здесь и далее образцы, любезно предоставленные А.С. Павленко и Л.В. Филипповым (ГЕОХИ); определения лаборатории Ин-та геохимии СО АН СССР, г. Иркутск.

Биотит	Кали-натровый полевой шпат			Геологическое обоснование возраста
10^6 лет	K, вес. %	Ar, нмм^3/г	10^6 лет	
230	8,0	5,45	180	Прорывает терригенные породы D_1 (определенные фаунистически)
289				Прорывает андезитовые порфириты D_1 (наринская свита)
284				То же
	3,79	0,0678	230	"
	Валовое определение			
295	5,61	0,0400	180	Порывает песчаники цэцэрлэгской свиты (C_1)
260	5,55	0,0415	180	По сопоставлению
282				Прорывает песчаники эрденьцогтинской свиты D_1
	6,81	0,0420	157	По сопоставлению
223				Прорывает песчаники второй толщи байдарикской свиты (C_3-P_1)
214				Прорывает алевролиты первой толщи байдарикской свиты (C_3-P_1)
248				То же
293				По сопоставлению
285				Прорывает песчаники эрденьцогтинской свиты (D_1)
290				Прорывает песчаники цэцэрлэгской свиты (C_1)
	3,92	0,0256	170	Прорывает песчаники (C_1), определенные фаунистически
	Валовое определение			
	5,69	0,0358	160	Прорывает эффузивы хунэйской свиты (D_{2-3})
			153	Прорывает лейкократовые граниты I фазы этого же комплекса
	3,97	0,0389	245	Прорывает эффузивы хунэйской свиты (D_{2-3})
	Валовое определение			
305				Прорывает порфировидные граниты хангайского комплекса
257				То же
243				
322				Прорывает гранодиориты тарбагатайского комплекса
375				Прорывает алевролиты третьей толщи байдарикской свиты (C_3-P_1)
289				То же
188				Прорывает зеленые сланцы дзагинской серии (Pz_1)
127				Прорывает зеленые сланцы дзагинской серии (Pz_1)

Позднепалеозойский возраст пород тарбагатайского комплекса доказывается на основании прорывания габброидами и гранодиоритами девонских эффузивно-осадочных толщ и нижнекаменноугольных отложений, охарактеризованных находками фауны. Таким образом, породы должны быть по крайней мере послениженекаменноугольными и, видимо, более молодыми, так как прорывают, кроме того, песчаники джаргалантинской свиты, возраст которой определяется как средне-верхнекаменноугольный, на основании согласного залегания на нижнекаменноугольных отложениях цэцэрлэгской свиты. Верхний возрастной предел менее ясен, так как тарбагатайские гранитоиды прорваны только лейкократовыми гранитами шараусгольского комплекса и не перекрыты осадочно-вулканогенными отложениями.

Определения радиологического возраста дают результаты 230–290 млн. лет (табл. 1), соответствующие по советской геохронологической шкале 1966 г. границе карбона и перми.

Позднепалеозойский возраст гранитоидов хангайского комплекса определяется на основании того, что они прорывают песчано-сланцевые толщи хангайской серии, включая и отложения байдарагинской свиты, верхнекаменноугольный–нижнепермский возраст которой доказан находками флоры и фауны. Хангайские гранитоиды прорваны гранитами шараусгольского комплекса. Таким образом, по геологическим данным они послениженепермские. Определения радиологического возраста дают интервал 230–295 млн. лет, что соответствует верхнему карбону–перми (табл. 1). Р.А. Хасин (1971 г.) считает интрузивные образования тарбагатайского и хангайского комплексов близкими по времени становления на основании определения радиологического возраста.

Позднепалеозойский, но более молодой (по сравнению с тарбагатайскими и хангайскими гранитоидами) возраст устанавливается и для гранитов шараусгольского комплекса на основании прорывания ими фаунистически охарактеризованной байдарагинской свиты (C_3–P_1 bd). На существование временного перерыва между шараусгольскими, тарбагатайскими и хангайскими гранитоидами указывают не только факты прорывания, но и иная структурная приуроченность массивов шараусгольского комплекса. Если массивы тарбагатайского и хангайского комплексов локализуются в пределах синклинория, то массивы шараусгольских гранитов тяготеют к зоне его сочленения с раннекаледонскими сооружениями.

Верхняя возрастная граница шараусгольских гранитов определяется по перекрыванию их эффузивами верхнетриасового–нижнеюрского возраста (батцэнгильская свита) на правобережье р. Хануй-Гол. Определения радиологического возраста дают значительный разброс значений от 322 до 243 млн. лет (табл. 1), что соответствует интервалу середина карбона – верхняя пермь.

Не лишено вероятности предположение, что формирование шараусгольского комплекса приходится на конец палеозоя – начало мезозоя. Основанием для этого служит сопоставление гранитов этого комплекса с мезозойскими морион-гранитами, рвущими верхнепермские отложения в восточном Хангае (Амантов, Михайлов 1966).

Мезозойский возраст эгиндабинских гранитоидов доказывается на основании того, что они рвут флористически охарактеризованные отложения верхнепермского возраста. Кроме того, они прорывают гранитоиды хангайского и шараусгольского комплексов. На более молодой возраст эгиндабинских гранитов и гранодиоритов по сравнению с возрастом всех остальных интрузивных пород Хангайского нагорья косвенно указывают также резко дискордантное положение Эгиндабинского массива по отношению к палеозойской структуре синклинория и несомненная связь с молодыми расколами.

Верхний возрастной предел устанавливается по находкам гальки гранитов, очень сходных с эгиндабинскими, в конгломератах нижне-среднеюрского возраста к северу от Эгиндабинского массива. Радиологический возраст эгиндабинских гранитов составляет 127–188 млн. лет и соответствует юре, а гибридных гранодиоритов и кварцевых диоритов 290–375 млн. лет. Такое задревнение возраста объясняется тем, что эти породы интенсивно контаминированы материалом вмещающих пород (дзагинская серия, Pz_1dz).

Тарбагатайский интрузивный комплекс

Тоналит-гранодиорит-плагиогранитные интрузивы тарбагатайского комплекса наблюдаются по северному и западному обрамлениям Хангайского синклинория, локализуясь в пределах Ундуруланского краевого поднятия и Центрально-Монгольского гранитоидного узла. Наиболее широким распространением они пользуются на южных и отчасти северных склонах хр. Тарбагатай, где слагают один крупный массив–Тарятский и два более мелких массива – Чулутинский и Хануйский.

На юго-западных отрогах Хангайского хребта в районе сомонов Баян-Булак и Дэлгэр на левобережье р. Шара-Ус-Гол также наблюдаются некрупные (около 100 км^2) интрузивы тарбагатайского комплекса. Весьма вероятно, что здесь, в пределах Центрально-Монгольского гранитоидного узла (см. рис. 4), они распространены шире. Однако диагностика их затруднена в связи с тем, что, помимо гранодиоритов и тоналитов тарбагатайского комплекса, развиты гранитоиды тэлминского ($\gamma\delta Pz_1$) и хангайского комплексов сходного облика и близкого состава.

Обращает на себя внимание, что все массивы тарбагатайского комплекса располагаются в целом согласно плану складчатых дислокаций. Так, к западу от Шараусгольского поднятия, где господствуют субмеридиональные простирания, интрузивы вытянуты в этом же направлении. Массивы комплекса в пределах Ундуруланского поднятия имеют субширотную ориентировку, согласную с его складчатой структурой. Таким образом, в грубой схеме интрузивы тарбагатайского комплекса окаймляют Хангайский внутренний прогиб, подчиняясь его контурам. Тем не менее по отношению к частным структурам они проявляют себя как резко секущие тела, располагающиеся нередко под прямым углом к простиранию вмещающих толщ.

Массивы тарбагатайского комплекса сложены гранодиоритами, тоналитами, плагиогранитами. Это – среднезернистые породы массивной текстуры, окрашенные в серый цвет различных оттенков. Для этих пород характерны незначительное содержание кали-натрового полевого шпата и существенное преобладание биотита в составе темноцветных минералов.

Кроме перечисленных разностей, но в гораздо меньшем количестве, встречены кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты непостоянного состава и структур. Принадлежность пород основного состава (габбро, габбро-диориты) к гранитоидным комплексам доказывается, как правило, их пространственной связью с породами кислого состава. Габброиды тарбагатайского комплекса пространственно тесно связаны с гранитоидами. Они локализуются либо в краевых частях крупных тоналит-гранодиоритовых массивов, либо образуют небольшие самостоятельные тела в непосредственной близости от них. Площадь, сложенная габбро и габбро-диоритами, составляет не более 2–3% от площади развития остальных пород комплекса. Генетическая связь габброидов и гранитоидов тарбагатайского комплекса подтверждается их петрохимическими и геохимическими особенностями (см. раздел, посвященный петрохимии и геохимии).

Формирование комплекса происходило, по крайней мере, в три фазы. Самыми первыми внедрились небольшие интрузии, малые тела диоритов и габбро-диоритов. Вслед за ними формировалась основная масса пород комплекса – гранодиориты, тоналиты, реже – кварцевые диориты, существенно плагиоклазовые граниты (II фаза). Завершилось его становление внедрением плагиогранитов и тоналитов. Дайковая серия практически не проявлена.

Наиболее крупным массивом, в котором представлены образования всех интрузивных фаз, является Тарятский, располагающийся в районе сомона Таряту, к северу и югу от оз. Цаган-Нур (рис. 5). Крупный провес кровли, сложенный вулканогенно-терригенными отложениями девона, делит его на две неравные части: северную – бóльшую и южную – меньшую.

Позднепалеозойский возраст пород тарбагатайского комплекса доказывается на основании прорывания габброидами и гранодиоритами девонских эффузивно-осадочных толщ и нижнекаменноугольных отложений, охарактеризованных находками фауны. Таким образом, породы должны быть по крайней мере посленижнекаменноугольными и, видимо, более молодыми, так как прорывают, кроме того, песчаники джаргалантинской свиты, возраст которой определяется как средне-верхнекаменноугольный, на основании согласного залегания на нижнекаменноугольных отложениях цэцэрлэгской свиты. Верхний возрастной предел менее ясен, так как тарбагатайские гранитоиды прорваны только лейкократовыми гранитами шараусгольского комплекса и не перекрыты осадочно-вулканогенными отложениями.

Определения радиологического возраста дают результаты 230–290 млн. лет (табл. 1), соответствующие по советской геохронологической шкале 1966 г. границе карбона и перми.

Позднепалеозойский возраст гранитоидов хангайского комплекса определяется на основании того, что они прорывают песчано-сланцевые толщи хангайской серии, включая и отложения байдарагинской свиты, верхнекаменноугольный–нижнепермский возраст которой доказан находками флоры и фауны. Хангайские гранитоиды прорваны гранитами шараусгольского комплекса. Таким образом, по геологическим данным они посленижнепермские. Определения радиологического возраста дают интервал 230–295 млн. лет, что соответствует верхнему карбону–перми (табл. 1). Р.А. Хасин (1971 г.) считает интрузивные образования тарбагатайского и хангайского комплексов близкими по времени становления на основании определения радиологического возраста.

Позднепалеозойский, но более молодой (по сравнению с тарбагатайскими и хангайскими гранитоидами) возраст устанавливается и для гранитов шараусгольского комплекса на основании прорывания ими фаунистически охарактеризованной байдарагинской свиты (C_3–P_1bd). На существование временного перерыва между шараусгольскими, тарбагатайскими и хангайскими гранитоидами указывают не только факты прорывания, но и иная структурная приуроченность массивов шараусгольского комплекса. Если массивы тарбагатайского и хангайского комплексов локализуются в пределах синклинория, то массивы шараусгольских гранитов тяготеют к зоне его сочленения с раннекаледонскими сооружениями.

Верхняя возрастная граница шараусгольских гранитов определяется по перекрыванию их эффузивами верхнетриасового–нижнеюрского возраста (батцэнгильская свита) на правобережье р. Хануй-Гол. Определения радиологического возраста дают значительный разброс значений от 322 до 243 млн. лет (табл. 1), что соответствует интервалу середина карбона – верхняя пермь.

Не лишено вероятности предположение, что формирование шараусгольского комплекса приходится на конец палеозоя – начало мезозоя. Основанием для этого служит сопоставление гранитов этого комплекса с мезозойскими морион-гранитами, рвущими верхнепермские отложения в восточном Хангае (Амантов, Михайлов 1966).

Мезозойский возраст эгиндабинских гранитоидов доказывается на основании того, что они рвут флористически охарактеризованные отложения верхнепермского возраста. Кроме того, они прорывают гранитоиды хангайского и шараусгольского комплексов. На более молодой возраст эгиндабинских гранитов и гранодиоритов по сравнению с возрастом всех остальных интрузивных пород Хангайского нагорья косвенно указывают также резко дискордантное положение Эгиндабинского массива по отношению к палеозойской структуре синклинория и несомненная связь с молодыми расколами.

Верхний возрастной предел устанавливается по находкам гальки гранитов, очень сходных с эгиндабинскими, в конгломератах нижне-среднеюрского возраста к северу от Эгиндабинского массива. Радиологический возраст эгиндабинских гранитов составляет 127–188 млн. лет и соответствует юре, а гибридных гранодиоритов и кварцевых диоритов 290–375 млн. лет. Такое задревнение возраста объясняется тем, что эти породы интенсивно контаминированы материалом вмещающих пород (дзагинская серия, Pz_1dz).

Тарбагатайский интрузивный комплекс

Тоналит-гранодиорит-плагиогранитные интрузивы тарбагатайского комплекса наблюдаются по северному и западному обрамлениям Хангайского синклинория, локализуясь в пределах Ундуруланского краевого поднятия и Центрально-Монгольского гранитоидного узла. Наиболее широким распространением они пользуются на южных и отчасти северных склонах хр. Тарбагатай, где слагают один крупный массив–Тарятский и два более мелких массива – Чулутинский и Ханийский.

На юго-западных отрогах Хангайского хребта в районе сомонов Баян-Булак и Дэлгэр на левобережье р. Шара-Ус-Гол также наблюдаются некрупные (около 100 км^2) интрузивы тарбагатайского комплекса. Весьма вероятно, что здесь, в пределах Центрально-Монгольского гранитоидного узла (см. рис. 4), они распространены шире. Однако диагностика их затруднена в связи с тем, что, помимо гранодиоритов и тоналитов тарбагатайского комплекса, развиты гранитоиды тэлминского ($\gamma\delta Pz_1$) и хангайского комплексов сходного облика и близкого состава.

Обращает на себя внимание, что все массивы тарбагатайского комплекса располагаются в целом согласно плану складчатых дислокаций. Так, к западу от Шараусгольского поднятия, где господствуют субмеридиональные простирания, интрузивы вытянуты в этом же направлении. Массивы комплекса в пределах Ундуруланского поднятия имеют субширотную ориентировку, согласную с его складчатой структурой. Таким образом, в грубой схеме интрузивы тарбагатайского комплекса окаймляют Хангайский внутренний прогиб, подчиняясь его контурам. Тем не менее по отношению к частным структурам они проявляют себя как резко секущие тела, располагающиеся нередко под прямым углом к простиранию вмещающих толщ.

Массивы тарбагатайского комплекса сложены гранодиоритами, тоналитами, плагиогранитами. Это – среднезернистые породы массивной текстуры, окрашенные в серый цвет различных оттенков. Для этих пород характерны незначительное содержание кали-натрового полевого шпата и существенное преобладание биотита в составе темноцветных минералов.

Кроме перечисленных разностей, но в гораздо меньшем количестве, встречены кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты непостоянного состава и структур. Принадлежность пород основного состава (габбро, габбро-диориты) к гранитоидным комплексам доказывается, как правило, их пространственной связью с породами кислого состава. Габброиды тарбагатайского комплекса пространственно тесно связаны с гранитоидами. Они локализуются либо в краевых частях крупных тоналит-гранодиоритовых массивов, либо образуют небольшие самостоятельные тела в непосредственной близости от них. Площадь, сложенная габбро и габбро-диоритами, составляет не более 2–3% от площади развития остальных пород комплекса. Генетическая связь габброидов и гранитоидов тарбагатайского комплекса подтверждается их петрохимическими и геохимическими особенностями (см. раздел, посвященный петрохимии и геохимии).

Формирование комплекса происходило, по крайней мере, в три фазы. Самыми первыми внедрились небольшие интрузии, малые тела диоритов и габбро-диоритов. Вслед за ними формировалась основная масса пород комплекса – гранодиориты, тоналиты, реже – кварцевые диориты, существенно плагиоклазовые граниты (II фаза). Завершилось его становление внедрением плагиогранитов и тоналитов. Дайковая серия практически не проявлена.

Наиболее крупным массивом, в котором представлены образования всех интрузивных фаз, является Тарятский, располагающийся в районе сомона Таряту, к северу и югу от оз. Цаган-Нур (рис. 5). Крупный провес кровли, сложенный вулканогенно-терригенными отложениями девона, делит его на две неравные части: северную – бóльшую и южную – меньшую.

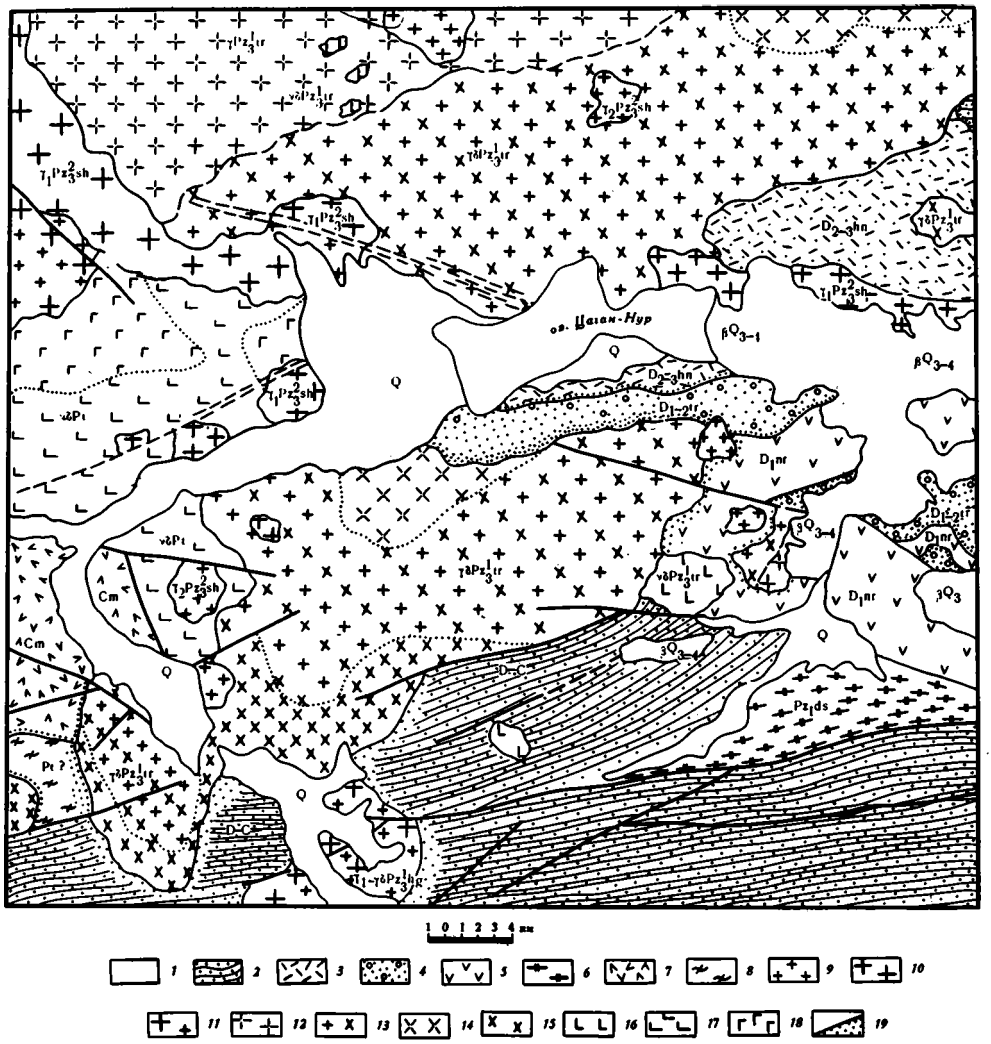


Рис. 5. Геологическая карта Тарятского массива (составила М.Е. Федорова)

1 – четвертичные аллювиальные отложения и базальты; *2* – песчаники и алевролиты хангайской серии (девон-карбон); *3 – 5* – девон: *3* – эффузивы кислого и среднего состава хунейской свиты, *4* – песчаники и алевролиты тарятской свиты, *5* – андезито-базальтовые порфириты наринской свиты; *6* – кварц-хлорит-серицитовые сланцы дзагинской серии (нижний палеозой); *7* – эффузивы кислого состава (кембрий); *8* – метаморфические сланцы (протерозой); интрузивные образования; *9–10* – шараусгольский комплекс: *9* – мелкозернистые граниты (II фаза), *10* – среднезернистые граниты (I фаза); *11* – порфировидные гранитоиды хангайского комплекса; *12–16* – тарбагатайский комплекс: *12* – средне-крупнозернистые биотитовые плагиограниты и существенно плагиоклазовые граниты (III фаза), *13* – среднезернистые роговообманково-биотитовые гранодиориты и тоналиты (II фаза), *14* – среднезернистые биотит-роговообманковые кварцевые диориты (II фаза), *15* – такситовые гранодиориты, тоналиты и кварцевые диориты эндоконтактовой фации, *16* – такситовые габбро, габбро-диориты (I фаза); *17–18* – протерозойские интрузии: *17* – анортозиты, *18* – лейкократовые габбро; *19* – ороговикованные породы

В плане северная часть имеет форму неправильного овала, вытянутого в субширном направлении. Южная – имеет более сложную конфигурацию, но в целом ориентирована так же и приурочена к ядру антиклинальной складки, сложенной эффузивами наринской свиты. Общая площадь интрузива около 1000 км^2. Северная небольшая его часть находится за пределами исследованной территории. Извилистый восточный контакт имеет общее северо-восточное простирание. Грано-

Рис. 4. Схема размещения массивов интрузивных пород Хангайского нагорья (составила М.Е. Федорова)

1,2 – мезозойский эгиндабинский комплекс: *1* – мелкозернистые биотитовые граниты, *2* – среднезернистые биотит-роговообманковые гранодиориты, кварцевые диориты; *3* – позднепалеозойский шараусгольский комплекс: *а* – среднезернистые лейкократовые граниты, *б* – среднезернистые лейкократовые граносиениты; *4, 5* – позднепалеозойский хангайский комплекс: *4* – средне-крупнозернистые биотитовые порфировидные граниты, *5* – среднезернистые биотит-роговообманковые порфировидные (*а*) и непорфировидные (*б*) гранодиориты; *6, 7* – позднепалеозойский тарбагатайский комплекс: *6* – средне-крупнозернистые биотитовые плагиограниты, *7* – среднезернистые роговообманково-биотитовые гранодиориты (*а*), кварцевые диориты (*б*); *8* – вулканогенные породы кислого (*а*) и основного (*б*) составов; *9* – основные разломы.

Названия массивов: *1* – Тарятский; *2* – Чулутинский; *3* – Хануйский; *4* – Западно-Хангайский; *5* – Байцаинский; *6* – Урдутэрхинский; *7* – Шибэртинский; *8* – группа Хангайских; *9* – Дзагинский; *10* – Байдарикский; *11* – группа Ундуруланских; *12* – Верхнехануйский; *13* – Эгиндабинский; *14* – Цохиотуинский; *15* – Мандальский; *16* – Туингольский; *17* – Тамирский; *18* – Бугутинский

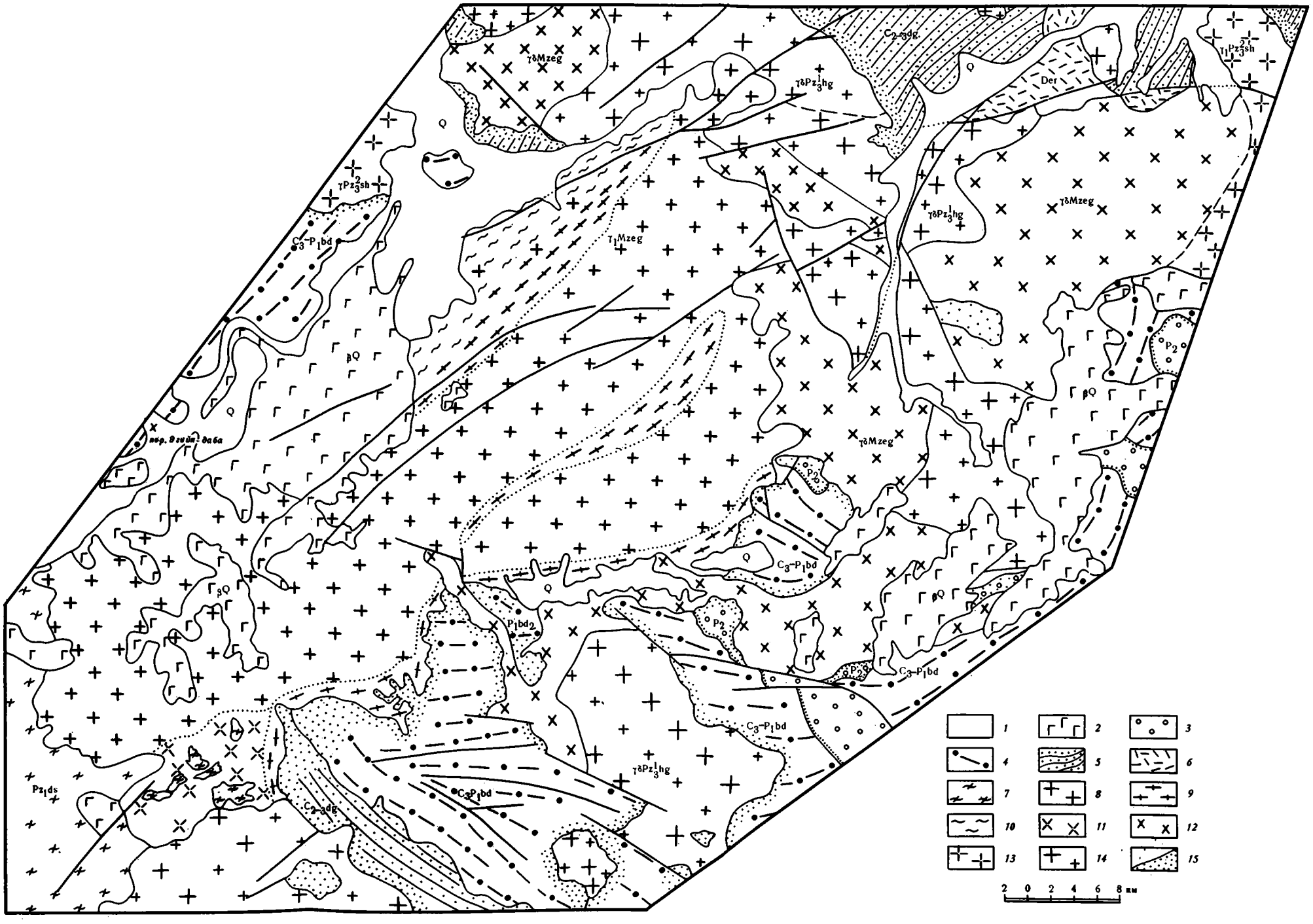


Рис. 11. Схематическая геологическая карта Эгиндабинского массива (составлена А.К. Уфляндом, М.В. Чехович, М.Е. Федоровой)

1 – четвертичные аллювиальные и ледниковые отложения; *2* – верхнечетвертичные базальты; *3* – верхнепермские песчаники и алевролиты; *4–5* – терригенные породы хангайской серии: *4* – песчаники, алевролиты, аргиллиты, липаритовые порфиры байдарагинской свиты (верхний карбон–нижняя пермь), *5* – песчаники, алевропесчаники, линзы яшм джаргалантинской и цзцэрлэгской свит (карбон); *6* – песчаники, гравелиты, липаритовые порфиры эрденцогтинской свиты (девон); *7* – кварц-хлорит-серицитовые сланцы дзагинской серии (нижний палеозой); интрузивные образования *8–12* – эгиндабинский комплекс: *8* – мелкозернистые биотитовые граниты, *9* – гнейсовидные мелкозернистые биотитовые граниты, *10* – мигматиты и гнейсограниты, *11* – роговообманковые гранодиориты и кварцевые диориты, *12* – такситовые гранодиориты и кварцевые диориты эндоконтактовой фации; *13* – среднезернистые лейкократовые граниты шараусгольского комплекса; *14* – порфировидные гранитоиды хангайского комплекса; *15* – ороговикованные породы

диориты прорывают и ороговиковывают терригенные нижнекаменноугольные отложения, а также вулканогенно-осадочные толщи девонского возраста. К северо-востоку от оз. Цаган-Нур располагается большое поле интенсивно перекристаллизованных кислых эффузивов. Среди них обнажается небольшой участок гранодиоритов тарбагатайского комплекса. В связи с тем, что ширина зоны контактово-измененных пород вокруг интрузивов этого комплекса обычно не превышает 500 м, а все эффузивы на площади около 100 км^2 интенсивно изменены, можно предполагать, что они слагают крупный провес кровли, и апикальная поверхность Тарятской интрузии была здесь очень пологой.

Южный контакт с песчаниками джаргалантинской свиты ($C_{2-3}dg$) частично тектонический, частично интрузивный. Прорывание меланократовыми гранодиоритами пород эрденцогтинской свиты наблюдалось в 6 км к северу от сомона Хангай на правобережье р. Урду-Тэрхин-Гол. Контакт резкий, прямолинейный, крутой, падает под вмещающие породы под углом 70°.

На западе гранитоиды тарбагатайского комплекса контактируют с протерозойскими анортозитами и прорваны гранитами шараусгольского комплекса.

Тарятский массив сложен гранодиоритами, тоналитами, кварцевыми диоритами, плагиогранитами, диоритами и габбро-диоритами[1], представляющими образования всех трех фаз тарбагатайского интрузивного комплекса. Гранодиориты, тоналиты и кварцевые диориты II фазы развиты наиболее широко и слагают центральную и южную части массива. Плагиограниты и существенно плагиоклазовые граниты III фазы локализуются в северной части массива, а также встречены в юго-восточной части, где и наблюдался рвущий контакт с гранодиоритами (левобережье р. Будун-Гичигэнэ-Гол, в 10 км к югу от сомона Хорог). Контакт между ними резкий, крутой, прямолинейный. В плагиогранитах в маломощной зоне шириной в несколько сантиметров фиксируются только изменения зернистости. Гранодиориты в 30-метровой приконтактовой полосе более лейкократовые, чем обычно, и содержат меньше кварца. Эти изменения не связаны, по-видимому, с воздействием плагиогранитов, а являются обычными колебаниями состава гранодиоритов.

Диориты и габбро-диориты I фазы играют незначительную роль в Тарятском интрузиве. Они слагают тело (~ 10 км^2) в юго-восточной периферической части (рис. 5), три небольших (1–5 км^2) участка на севере и немногочисленные ксенолиты среди гранитоидов более поздних фаз. Это мезо-меланократовые мелко-среднезернистые породы массивной текстуры, состоящие в основном из плагиоклаза и роговой обманки. На контакте с гранодиоритами и плагиогранитами они становятся резко такситовыми, темноцветные минералы распределяются неравномерно, зернистость пород также колеблется.

Гранодиориты II фазы – самая распространенная разновидность пород Тарятского массива. Это среднезернистые, реже – крупнозернистые серые, зеленовато-серые, иногда яркие пестроокрашенные черно-белые породы массивной текстуры, характеризующиеся непостоянным соотношением салической и мафической частей. Из темноцветных минералов в них резко преобладает биотит, выделяющийся нередко в виде идиоморфных черных, ярко блестящих, таблитчатых кристаллов размером 2–3, иногда до 4–5 мм.

Тоналиты по составу и облику близки гранодиоритам, но отличаются от них бо́льшим содержанием темноцветных минералов и меньшим – кварца. Кроме того, для них типично отсутствие или крайне незначительное количество кали-натрового полевого шпата. Тоналиты постепенными переходами связаны с кварцевыми диоритами. Для тоналитов и гранодиоритов наиболее типичны массивные текстуры.

К контактам, а также вблизи провесов кровли породы II фазы становятся более меланократовыми, и в их составе большую роль начинает играть роговая обманка. Характер пород эндоконтактовых зон, а также степень загрязнения ксенолитами вмещающих пород зависят от угла падения контакта.

---

[1] В работе использована классификация интрузивных пород, предложенная Б.К. Львовым и М.П. Кетрис (1973).

При крутом залегании контакта (правобережье р. Урду- Тэрхин-Гол) непосредственно в приконтактовой зоне шириной в несколько десятков метров породы имеют четко выраженную директивную текстуру, обусловленную ориентированным строго параллельно контакту расположением кристаллов биотита и роговой обманки. Ксенолитов в них немного. Далее к северу, в полосе около 1 км, влияние контакта сказывается в колебании зернистости, неравномерном распределении темноцветных минералов, появлении единичных крупных кристаллов роговой обманки.

Иная картина наблюдается при пологом залегании контакта (левобережье р. Урду-Тэрхин-Гол в 4 км к северо-западу от сомона Хангай). Здесь в полосе шириной около 500 м развиты мелко-среднезернистые лейкократовые кварцевые диориты массивной текстуры с огромным количеством мелких интенсивно ороговикованных ксенолитов вмещающих терригенных пород. Они обычно имеют четкие ограничения, округлую, реже угловатую форму, залегание их явно нарушено.

Как уже отмечалось, крайняя северная часть Тарятского массива сложена плагиогранитами и существенно плагиоклазовыми гранитами. Это довольно однообразные светло-серые, почти белые средне-крупнозернистые породы массивной текстуры с небольшим количеством (< 5%) биотита и спорадически встречающимися единичными крупными (до 1 см) кристаллами роговой обманки. Для плагиогранитов характерно наличие округлых крупных (0,5–1 см) зерен белесого кварца. Плагиограниты при уменьшении содержания кварца постепенно переходят в лейкократовые тоналиты. Иногда содержание кали-натрового полевого шпата в породах увеличивается до 15–25%, что связано, вероятно, с калишпатизацией вокруг мелких штоков лейкократовых гранитов позднепалеозойского возраста ($\gamma Pz^2_3 sh$), нередко встречающихся среди тарбагатайских плагиогранитов.

Вокруг Тарятского массива наблюдается ореол контактово-измененных ороговикованных пород, ширина которого зависит от угла падения контакта (от 500 м до 1 км). Только в узкой – не более 100 м – полосе вмещающие породы превращены в сложно гофрированные четко полосчатые плойчатые кристаллические сланцы. Полосчатость подчеркнута метасоматическими линзовидными кварц-полевошпатовыми агрегатами, встречающимися только у контакта.

Таким образом, Тарятский массив представляет собой крупное интрузивное тело с изменчивым падением контактов. Эрозионный срез его неглубок, и на поверхности обнажаются в основном прикровлевые части массива. Апикальная поверхность его была, очевидно, неровной, с крупными субширотными опусканиями и в целом пологим падением на юг.

Чулутинский массив расположен на правобережье р. Чулутуин-Гол, у ее устья. В плане он имеет вытянутую в северо-западном направлении форму. Гранитоиды на севере и западе рвут известковистые зеленые сланцы дзагинской серии ($Pz_1 dz$), срезая их структуры почти под прямым углом; контакты крутые, вертикальные, прямолинейные, хотя нередко во вмещающие породы отходят крупные апофизы. На востоке плагиограниты в свою очередь прорваны гранитами шараусгольского комплекса. Площадь массива около 400 км^2.

Чулутинский интрузив сложен в основном гранодиоритами, существенно плагиоклазовыми гранитами и плагиогранитами II и III фаз комплекса. В западной части развиты только гранодиориты. Это однообразные среднезернистые светло-серые, изредка с розовым оттенком породы массивной, иногда неясно порфировидной текстуры. В виде вкрапленников в них выделяется кали-натровый полевой шпат, образующий таблитчатые кристаллы размером не более 1 см, плохо различимые на фоне основной массы породы. В гранодиоритах незначительно колеблются содержания кварца и темноцветных, среди которых резко доминирует биотит. В наиболее лейкократовых разностях увеличивается содержание кварца, и они соответствуют существенно плагиоклазовым гранитам.

Состав гранодиоритов меняется только в сравнительно узкой, не более 100–150 м эндоконтактовой зоне. В них несколько увеличивается содержание темноцветных минералов, породы приобретают такситовую, нередко директивную текстуру. Непосредственно у контакта в полосе, не превышающей первых десятков

метров, состав пород становится крайне невыдержанным. Преобладают среднезернистые диориты, но они быстро и резко сменяются гетерозернистыми габбро-диоритами и меланократовыми кварцевыми диоритами. Остроугольные мелкие ксенолиты ороговикованных сланцев насыщают диориты только у контакта, причем границы их всегда резкие. Переход между гранодиоритами и диоритами резко такситового облика не прослежен (задернован на расстоянии 20 м), так что нет уверенности, являются ли диориты эндоконтактовой фацией гранодиоритов, или они представляют собой образования I фазы комплекса.

Этот контакт наблюдался в правом борту урочища Цаган-Булак (правый приток р. Чулутуин-Гол). Другой характер контакта зафиксирован при прорывании гранодиоритами андезитовых порфиритов наринской свиты (D_1 nr) в 5 км к северу от Ундур-Улан-сомона. Здесь в узкой (20 см) приконтактовой зоне наблюдаются мелкозернистые лейкократовые граниты, которые постепенно обогащаются темноцветными минералами и уже в метре от контакта переходят в обычные роговообманково-биотитовые гранодиориты.

Восточная часть Чулутинского массива сложена крупнозернистыми лейкократовыми с биотитом плагиогранитами III фазы. Они ничем не отличаются от аналогичных пород Тарятского массива.

Ореол контактово-измененных пород вокруг Чулутинской интрузии невелик. Непосредственно в приконтактовой зоне зеленые сланцы интенсивно ороговикованы и пронизаны сетью тонких прожилков, кварц-полевошпатового состава, согласных и секущих, имеющих, видимо, метасоматическое происхождение. Уже в 50 м от массива степень ороговикования резко уменьшается, а в 100 м породы не изменены. Однообразный состав пород, нешироkое развитие эндоконтактовых фаций, слабое экзоконтактовое воздействие позволяют предполагать, что в Чулутинском массиве вскрыты более глубинные части, чем в Тарятском.

Остальные массивы тарбагатайского комплекса невелики по размерам и сложены чаще всего образованиями одной, реже двух фаз. Небольшие тела (от 1–2 до 20 км^2) диоритов, габбро-диоритов и кварцевых диоритов встречены в бассейне р. Хойт-Тэрхин-Гол, на юго-западных отрогах Хангайского хребта, восточнее Ундур-Улан-сомона. Отличительная черта этих пород – резко выраженный такситовый облик, обусловленный как колебанием зернистости, так и различным количественным соотношением мафических и салических минералов. Несколько чаще, чем другие разновидности встречаются среднезернистые пестроокрашенные роговообманковые габбро-диориты, переходящие, с одной стороны, в темно-зеленые пироксен-роговобманковые габбро, с другой – в серые, темно-серые с фиолетовым оттенком лейкократовые габбро и диориты. Породам свойственна массивная, реже пятнистая текстура, обусловленная наличием кучных скоплений темноцветных минералов.

Эндоконтактовая фация в массивах I фазы, как правило, отсутствует. Однако в единичных случаях удалось наблюдать нешироkую (около 20 м) полосу гибридных пород с обилием интенсивно переработанных ксенолитов. В зависимости от состава вмещающих пород эндоконтактовая фация представлена либо такситовыми кварцевыми диоритами (контакт с терригенными толщами нижнего карбона), либо меланократовыми габбро-диоритами и габбро (контакт с девонскими эффузивами среднего состава). При прорывании диоритов и габбро-диоритов I фазы гранодиоритами II всегда возникает полоса пород крайне изменчивого состава. Они характеризуются значительными колебаниями зернистости и весьма неравномерным распределением темноцветных минералов. Резкая невыдержанность состава пород I фазы, по-видимому, объясняется многими причинами, в частности, не только условиями становления на глубине, но и ассимиляцией вмещающих пород и воздействием более поздних порций магматического расплава.

Два некрупных (площадь около 200 км^2) массива, сложенных гранитоидами II фазы, располагаются в районе урочищ Баян-Булак и Дэлгэр на юго-западных отрогах Хангайского хребта. Для них, так же как и для Хануйского массива, характерны однообразный состав пород центральных частей и наличие эндоконтактовых фаций, представленных такситовыми гранодиоритами, тоналитами и кварцевыми диоритами, в целом аналогичными таковым Тарятского и Чулутинского массивов.

Таким образом, тоналит-гранодиорит-плагиогранитные интрузивы тарбагатайского комплекса являются принадлежностью краевых поднятий Хангайского синклинория, испытавших регенерацию геосинклинального режима, и связаны, по-видимому, с их консолидацией. Массивы ориентированы согласно с общим планом дислокаций.

Хангайский интрузивный комплекс

Гранодиорит-гранитные интрузивы хангайского комплекса развиты во внутреннем прогибе Хангайского синклинория, а также выходят за его пределы, локализуясь в пределах западного и северного обрамлений. Особенно широко они распространены в Центрально-Монгольском гранитоидном узле, где слагают значительные площади.

Основной объем комплекса (около 95%) как во внутренних частях прогиба, так и в его обрамлении составляют гранодиориты и граниты II фазы. Это среднекрупнозернистые грубо порфировидные породы, окрашенные в серовато-розовый цвет различных оттенков. В поле они хорошо диагностируются благодаря своему весьма характерному облику. Диориты, кварцевые диориты I фазы и мелкозернистые граниты III слагают небольшие участки в пределах массивов II фазы или малые тела в непосредственной близости от них и играют резко подчиненную роль в составе комплекса. Форма и размер массивов, а также характер взаимоотношений и распределение главных разновидностей — гранодиоритов и гранитов — во внутренних частях синклинория и в обрамлении несколько различны, поэтому ниже приводится их раздельное описание.

Интрузивы внутренних частей Хангайского синклинория. Гранитоидные интрузивы хангайского комплекса встречаются повсеместно среди терригенных толщ хангайской серии. В плане массивы имеют, как правило, округлую (рис. 6) или несколько удлиненную форму, площадь составляет первые сотни квадратных километров. В строении массивов основную роль играют порфировидные гранодиориты и граниты типичного для описываемого комплекса облика.

В пределах внутренних частей синклинория интрузивы размещены не беспорядочно, а в целом согласно с его общим простиранием. В северо-западной его части массивы группируются в широкую полосу северо-западного простирания, которая грубо совпадает с осью синклинория. Только один Дзагинский массив обнажается в краевой части синклинория. При движении на юго-восток в наиболее прогнутые участки прогиба эта полоса интрузивов разделяется на две, прослеживающиеся по обе стороны от оси синклинория, ближе к бортам. В центральной части синклинория интрузивов хангайского комплекса (как, впрочем, и других) не обнаружено. Однако можно предполагать их наличие на глубине, так как здесь большие площади терригенных пород ороговикованы, так же как и на контактах, со всеми гранитоидами этого комплекса. Приуроченность основной массы интрузивов хангайского комплекса к осевой части синклинория объясняется, вероятно, ее наибольшей мобильностью по сравнению с остальными участками.

В строении массивов хангайского комплекса принимают участие гранодиориты или граниты, либо те и другие совместно. Однако характер контактов с вмещающими породами зависит не от состава гранитоидов, а только от уровня эрозионного среза. Поэтому ниже будут описаны сначала контакты интрузивов, а потом — особенности их строения и состава слагающих пород.

Несмотря на то что интрузивы расположены согласно общему плану строения прогиба, по отношению к частным структурам они резко дискордантны и обнажаются в ядрах как синклинальных, так и антиклинальных складок, а также на их крыльях. Контакты гранитоидов с вмещающими породами всегда резкие, активные, обычно прямолинейные и не сопровождаются сколько-нибудь значительными апофизами (рис. 6).

Пологие извилистые контакты, четко вписывающиеся в рельеф, фиксируются только в апикальных, прикупольных частях интрузивов, что очень хорошо видно в днищах долин (рис. 7). Интрузивы, обнажающиеся в приводораздельных участ-

Рис. 6. Характер контактов массива гранитов хангайского комплекса с песчаниками хангайской серии (в трех километрах к северо-востоку от сомона Хангай)

1 – аллювиальные отложения; *2* – ороговикованные песчаники хангайской серии; *3* – порфировидные граниты

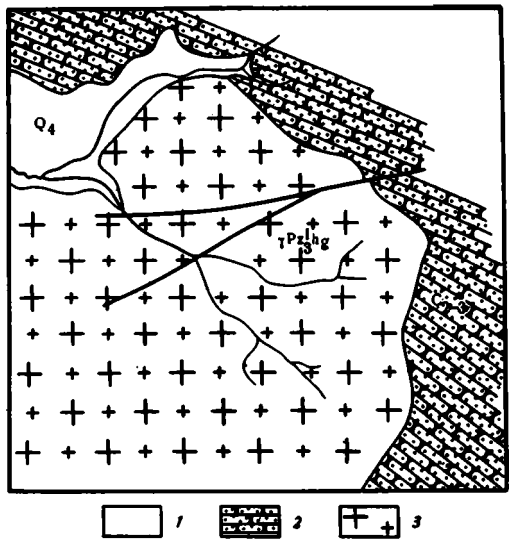
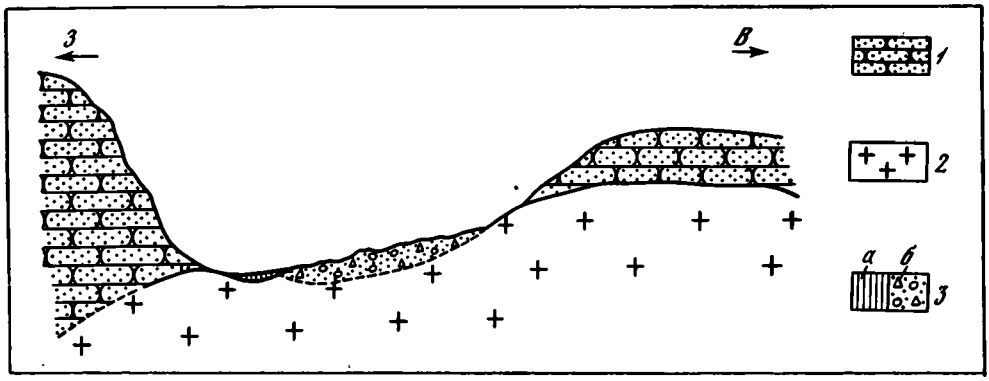


Рис. 7. Характер контактов массива гранитов хангайского комплекса (разрез долины правого притока р. Будун-Гичигэнгол)

1 – песчаники джаргалантинской свиты, интенсивно ороговикованные, *2* – граниты среднезернистые лейкократовые, неясно порфировидные; *3* – четвертичные отложения: *а* – аллювиальные, *б* – ледниковые



ках, характеризуются крутыми (70–85°) прямолинейными контактами, падающими, как правило, под вмещающие породы. В северо-западном массиве Хангайской группы удалось наблюдать изменение угла падения плоскости контакта от почти горизонтального в апикальной части до крутого (70°) бокового.

Таким образом, массивы хангайского комплекса в пределах внутренних частей синклинория по форме представляют собой, очевидно, интрузивные тела различных размеров с куполовидной апикальной частью и крутыми боковыми контактами. Все они окружены ореолом контактово-измененных пород, причем ширина его зависит не только от величины массива, но и от угла падения контакта: чем положе контакт, тем шире полоса изменения. Вокруг мелких тел с крутыми контактами ширина полосы измененных пород не превышает 500 м, у более крупных она составляет 1,5–2 км, в редких случаях достигает 4 км. Все массивы хангайского комплекса в пределах внутренних частей синклинория по характеру строения могут быть разделены на две группы: 1) массивы простого строения, сложенные породами какой-либо одной разновидности, сформировавшиеся в процессе одноактного внедрения; 2) массивы сложного строения, представленные породами разного состава, образовавшиеся в течение, по крайней мере, двукратного внедрения. Массивы простого строения в плане имеют изометричную округлую либо слабо вытянутую овальную, реже – причудливую форму (например, Байдарикский массив). Площадь интрузивов колеблется в широких пределах, самые мелкие – около 50 км^2, наиболее крупные (Мандальский массив) – 700 км^2, в среднем 200–

300 км². Для всех массивов этой группы характерны достаточно выдержанный состав пород и отсутствие или крайне незначительное развитие эндоконтактовых фаций.

Одни массивы этой группы сложены гранодиоритами (Байдарикский, группа Ундуруланских, массив в верховьях р. Будун-Гичигэнэ-Гол); другие – гранитами (почти все массивы Хангайской группы, Мандальский, Тамирский массивы). Состав гранодиоритов и гранитов мало изменяется в пределах одного интрузива и от массива к массиву, поэтому можно ограничиться общим описанием.

Гранодиориты – средне-крупнозернистые породы, окрашенные в серый цвет различных оттенков, иногда они – пестрые яркие, черно-белые, массивной или директивной текстуры, как правило, порфировидные. Вкрапленники представлены белыми, светло-розовыми и розовыми кристаллами кали-натрового полевого шпата короткопризматического или таблитчатого габитуса, размером в среднем 1,5–2 см, изредка 3–5 см. Содержание их в гранодиоритах колеблется в широких пределах – от единичных кристаллов до 20%. Распределение вкрапленников в породе не всегда равномерное, иногда они обогащают или целиком слагают участки линзовидной формы длиной до 1 м. Для гранодиоритов очень типично присутствие хорошо ограненных конвертовидных рыжих или бурых кристаллов сфена до 3–4 мм в длину. Содержание темноцветных минералов, среди которых доминирует биотит, непостоянно. Выделяются мезократовые и даже меланократовые разности гранодиоритов, которые чаще встречаются в контактовых зонах. В этих разностях и биотит, и роговая обманка располагаются ориентированно, создавая директивную текстуру породы. Довольно редко с уменьшением содержания кварца и кали-натрового полевого шпата меланократовые гранодиориты переходят в кварцевые диориты. Они наблюдаются только в узкой (20–30 м) контактовой зоне.

Помимо порфировидных гранодиоритов наблюдаются и непорфировидные разности, которые нередко являются и более меланократовыми. Они связаны с порфировидными гранодиоритами постепенными переходами. Непорфировидные средне-крупнозернистые гранодиориты широко распространены только в массивах Ундуруланской группы и в Байдарикском массиве.

Как уже отмечалось, состав гранодиоритов в пределах одного массива изменяется мало и незакономерно. Можно говорить только о тенденции увеличения содержания темноцветных минералов при приближении к контактам. Чаще всего гранодиориты эндоконтактовых зон ничем не отличаются от разностей, развитых в центральных частях массивов. Эта особенность – отсутствие или крайне незначительное развитие эндоконтактовых фаций – является характерной чертой гранодиоритовых массивов хангайского комплекса и отличает эти массивы от подобных интрузивов тарбагатайского.

Особняком стоят мелко-среднезернистые неясно порфировидные и непорфировидные биотит-роговообманковые гранодиориты, которые слагают только один массив в водораздельной части Хангайского хребта в верховьях р. Будун-Гичигэнэ-Гол. Это очень свежие породы светло-серого цвета с четко идиоморфными мелкими (< 0,5 см) кристаллами плагиоклаза, зональное строение которого видно даже невооруженным глазом. Для пород характерно неравномерное, кучное распределение темноцветных минералов и незначительное содержание кали-натрового полевого шпата. По составу они близки к тоналитам. Взаимоотношения с обычными для хангайского комплекса порфировидными гранодиоритами не наблюдались. Тем не менее принадлежность мелко-среднезернистых неясно порфировидных гранодиоритов к интрузивам позднепалеозойского возраста ($\gamma-\gamma\delta\ Pz_3^1 hg$) сомнений не вызывает, так как их геологическое положение и химический состав тождественны вышеописанным. Кроме того, эти гранодиориты также прорваны гранитами поздней субфазы. Можно предполагать, что мелко-среднезернистые гранодиориты слагали самые верхние прикупольные части интрузий хангайского комплекса и сохранились поэтому только на высоких гипсометрических уровнях, а в остальных случаях они уже эродированы.

Граниты хангайского комплекса распространены шире, чем гранодиориты, и состав их более выдержанный. Это светло-серые с розовым оттенком порфировид-

ные породы, очень свежие, с крупнозернистой основной массой и многочисленными вкрапленниками кали-натрового полевого шпата таблитчатого габитуса, достигающими в среднем 4–2 см в длину. Характер распределения их в граните подобен распределению таковых в гранодиоритах. Однако порфировидная текстура гранитов выражена менее ярко, так как основная масса породы более лейкократовая и имеет крупнозернистое строение, вкрапленники в ней видны менее четко. Для гранитов характерны округлые крупные (до 1,5 см в диаметре) обособления кварца светло-серого, реже – серого цвета. Темноцветные минералы выделяются в виде идиоморфных кристаллов (биотит – гексагональных таблитчатых, роговая обманка – призматических кристаллов). Нужно отметить, что в составе темноцветных минералов биотит резко преобладает, но единичные кристаллы роговой обманки всегда присутствуют и только в наиболее лейкократовых разностях исчезают. Содержание главных породообразующих минералов в гранитах несколько колеблется, и они иногда постепенно переходят в лейкократовые неясно порфировидные или меланократовые разности, близкие к гранодиоритам.

Следует подчеркнуть, что эндоконтактовая фация в гранитных массивах практически отсутствует, исключение составляет только Мандальский массив.

Контакты гранитов с вмещающими породами наблюдались неоднократно. Они обычно прямолинейные, реже – заливообразные, с редкими апофизами, проникающими во вмещающие породы не далее, чем на 20 м (рис. 8). Более сложную конфигурацию имеют иногда апикальные контакты (рис. 9). Граниты в центральных частях массивов и в зонах эндоконтакта выглядят совершенно одинаково. Только непосредственно у контакта, в полосе шириной не более 2 м, чаще 20–30 см, они становятся лейкократовыми разнозернистыми неясно порфировидными (массив в верховьях р. Будун-Гичигэнэ-Гол, массив в 10 км к северо-западу от сомона Хангай и др.). Только в одном случае (массив по правобережью р. Уртонту-Гол, приток р. Будун-Гичигэнэ-Гол наблюдалось обогащение эндоконтактовых фаций темноцветными минералами.

В зоне контакта фиксировалась следующая смена пород (по направлению к вмещающим породам): крупнозернистый резко порфировидный гранит, мелкозернистый гранит, обогащенный биотитом (3–5 см), среднезернистый биотитовый гранит с кучным распределением биотита (10 см), крупнозернистый гранит с таким же биотитом, постепенно переходящий в мелкозернистый мезократовый гранит (20 см). Контакт с песчаниками резкий, неровный, с многочисленными мелкими апофизами гранитов. Вмещающие породы интенсивно ороговикованы, слабо гранитизированы.

Единственным гранитным массивом, в котором существенно развиты породы эндоконтактовых фаций, является Мандальский, расположенный к северу от сомона Мандал (см. рис. 4). Он сложен биотитовыми и роговообманково-биотитовыми порфировидными гранитами обычного для хангайского комплекса облика. При приближении к контакту, секущему почти под прямым углом простирания вмещающих пород, граниты становятся более мелкозернистыми, и в них уменьшается содержание порфировидных вкрапленников. Ширина зоны – первые десятки метров. Вдоль контактов, простирающихся согласно залеганию пород, развиты гибридные породы с сильно меняющимся содержанием темноцветных минералов. В этом случае контакт с вмещающими терригенными породами также резкий, изобилует многочисленными апофизами; непосредственно в приконтактовой зоне шириной около 10 м развиты мелкозернистые биотитовые граниты гипабиссального облика с обильными ксенолитами и шлирами биотита. Далее в глубь массива они сменяются гранитоидами с полосчатым распределением биотита. Полосы, обогащенные им, шириной от 5–10 см до 1–3 м, прослеживаются на расстояние 30–50 м, кулисообразно сменяясь другими, параллельно контакту. Подмечено, что в гипсометрически повышенных участках обогащение биотитом более интенсивное. Постепенно по мере удаления от контакта полосы становятся менее четкими, зернистость пород увеличивается, и на расстоянии около 2 км от контакта граниты приобретают свой обычный облик. Вероятно, несколько необычные условия внедрения гранитного расплава в данном случае

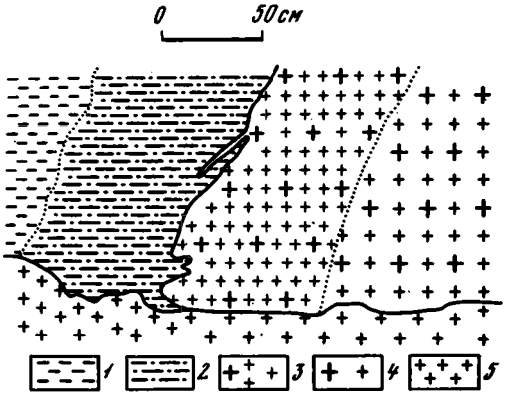


Рис. 8. Прорывание песчаников хангайской серии гранитами хангайского комплекса

1 – ороговикованные песчаники; *2* – гранитизированные песчаники; *3* – разнозернистые лейкократовые граниты; *4* – порфировидные среднезернистые биотитовые граниты; *5* – аплиты

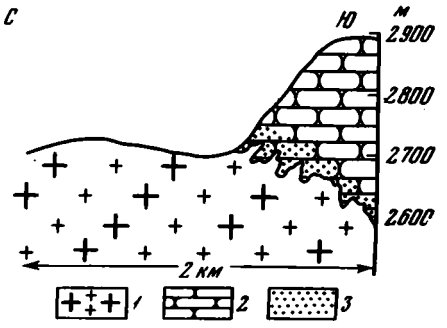


Рис. 9. Характер контактов гранитов хангайского комплекса

1 – порфировидные биотитовые граниты; *2* – песчаники; *3* – ороговикованные породы

(пологое залегание контакта, согласно с вмещающими породами) создало возможность интенсивной переработки и ассимиляции терригенного материала, что и привело к образованию гибридных пород, в общем не характерных для этого комплекса.

Помимо широко распространенных крупнозернистых порфировидных гранитов встречаются мелко-среднезернистые биотитовые граниты, также порфировидные, но вкрапленники кали-натрового полевого шпата в них единичны. Они мелкие, не превышают 1 см в длину и переполнены включениями, расположенными иногда концентрически зонально. Нередко вкрапленники представлены скелетными кристаллами. Темноцветных минералов мало (не более 5%), среди них доминирует биотит. Такими однообразными породами сложен массив в 10 км к северо-востоку от сомона Хангай, а также небольшой интрузив в верховьях р. Урду-Тэрхин-Гол. Только в узкой (около 1 м) полосе у контакта они становятся неравномернозернистыми и лейкократовыми. Весьма вероятно, что мелко-среднезернистые граниты, так же как и мелко-среднезернистые гранодиориты, слагают апикальные части интрузивов, сменяясь на глубине обычными крупнозернистыми порфировидными разностями.

Массивы сложного строения в плане сильно вытянуты и имеют причудливые очертания. К числу массивов такого типа относятся Урдутэрхинский (400 км^2), Верхнехануйский (700 км^2), Цохиотуинский (200 км^2) и Туингольский (320 км^2) (см. рис. 4). Они тяготеют к осевым частям Хангайского прогиба и все, кроме Туингольского, сложены в основном порфировидными гранитами. Гранодиоритовые разности всегда развиты в краевых частях массивов и слагают либо целиком (Туингольский), либо частично (Урдутэрхинский) их периферическую полосу шириной до 10 км. Обычно граниты занимают центральные части массивов, хотя нередко и сами контактируют с вмещающими породами.

Между гранодиоритами и гранитами установлены рвущие контакты. Один из них наблюдался в коренном обнажении по правому берегу р. Урду-Тэрхин-Гол, в 6 км ниже устья р. Унта-Яматуин-Гол (рис. 10). Порфировидные гранодиориты с ориентированным расположением таблитчатых вкрапленников кали-натрового полевого шпата и призматически кристаллов роговой обманки прорваны крупнозернистыми лейкократовыми гранитами. Контакт резкий, прямолинейный, плоскость его наклонена в сторону гранодиоритов. Граниты срезают шлировидные пегматоидные обособления, состоящие из крупных кристаллов

кали-натрового полевого шпата. Плоскопараллельно расположенные кристаллы минералов гранодиорита подходят под острым углом к плоскости контакта. В гранодиоритах на контакте никаких изменений не наблюдается. Непосредственно на контакте граниты лейкократовые, разнозернистые; мощность эндоконтактовой зоны не более 20 см. В 50 см от контакта породы, становясь неясно порфировидными, приобретают облик, типичный для лейкократовых гранитов комплекса.

В Цохиотуинском массиве при прорывании гранодиоритов гранитами в последних фиксируется эндоконтактовая зона, сложенная более меланократовыми, чем обычно, разностями пород. Ширина зоны – первые десятки метров.

Гранодиориты и граниты массивов сложного строения ничем не отличаются от таких же разностей, слагающих интрузии простого строения. Забегая несколько вперед, отметим, что в обрамлении синклинория между гранодиоритами и гранитами прослеживаются постепенные переходы. В связи с этим представляется вполне вероятным предположение о наличии сложных фазово-фациальных взаимоотношений между главными разновидностями пород этого комплекса. В пределах прогиба гранодиориты внедрялись первыми, и после некоторого, видимо, незначительного перерыва интрудировали граниты. Причем частично они использовали пути, "проторенные" гранодиоритами (сложные массивы), частично – новые (простые массивы). Таким образом, в объеме II фазы, по-видимому, существуют две субфазы. Только один массив – Дзагинский представляет собой исключение. Он имеет округлую форму, площадь его 300 км^2. Периферическая, бо́льшая часть массива сложена непорфировидными, реже – порфировидными гранодиоритами и тоналитами, которые ближе к центральной части интрузива становятся все более лейкократовыми и постепенно сменяются порфировидными гранитами. Такие взаимоотношения являются типичными для интрузивов, локализующихся уже в обрамлении синклинория.

В пределах внутреннего прогиба встречено одно тело диоритов и габбро-диоритов I фазы в верховьях первого крупного левого притока р. Урду-Тэрхин-Гол. В плане оно имеет овальную форму и вытянуто в субширотном направлении, площадь составляет около 1 км^2. Диориты прорывают песчаники и алевролиты эрденцогтинской свиты (D_1) и в свою очередь прорваны гранодиоритами II фазы.

Породы I фазы характеризуются крайне невыдержанным составом, быстрыми, но постепенными переходами от габбро-диоритов к диоритам и кварцевым диоритам. Чаще всего они средне-мелкозернистые, темно-серого, зеленовато-серого цвета, массивной текстуры. От близких по составу пород тарбагатайского комплекса

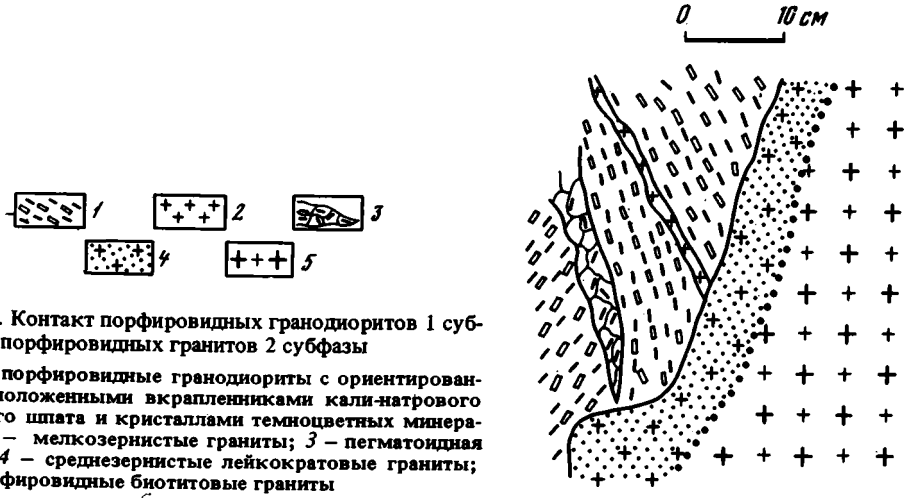


Рис. 10. Контакт порфировидных гранодиоритов 1 субфазы и порфировидных гранитов 2 субфазы

1 – порфировидные гранодиориты с ориентированно расположенными вкрапленниками кали-натрового полевого шпата и кристаллами темноцветных минералов; *2* – мелкозернистые граниты; *3* – пегматоидная жила; *4* – среднезернистые лейкократовые граниты; *5* – порфировидные биотитовые граниты

они отличаются присутствием кали-натрового полевого шпата. Чаще других встречаются биотит-роговообманковые диориты и кварцевые диориты.

Мелкозернистыми гранитами III фазы сложены несколько мелких штокообразных тел (площадь 1–2 км^2) в центральной части южного массива из Хангайской группы, а также в Туингольском. Контакты их крутые, резкие. Граниты светло-розовые и розовые, лейкократовые, массивной текстуры, почти лишены темноцветных минералов.

Контактовый метаморфизм. Как уже отмечалось, все интрузивы хангайского комплекса в пределах прогиба окружены ореолом контактово-измененных пород. Около самых крупных массивов непосредственно у контакта фиксируется полоса гранитизированных пород шириной не более 50–100 м. Породы представлены мелкозернистыми серыми биотитовыми микрогнейсами. По удалении от интрузивов они постепенно переходят в сливные темно-серые с фиолетовым оттенком роговики. Мелкие массивы сопровождаются ореолом яркоблестящих меланократовых мелкозернистых биотитовых кристаллических сланцев, в которых очень редко наблюдаются порфиробласты полевых шпатов. Сланцы также постепенно сменяются роговиками. В экзоконтактовом ореоле апофизы и жилы гранитоидов не типичны.

Ксенолиты. В пределах массивов II фазы независимо от состава слагающих их пород всегда присутствует незначительное количество мелких (чаще всего первые сантиметры, редко первые метры) ксенолитов. Они распределены равномерно в интрузивах, и к краевым частям количество их не увеличивается. Контакты ксенолитов с гранитоидами всегда очень резкие. Они представлены однообразными мезо- и меланократовыми микродиоритами, в которых иногда развиваются порфиробласты полевых шпатов. Породы такого состава в экзоконтактовом ореоле отсутствуют, поэтому можно предположить их глубинное происхождение.

В краевых поднятиях синклинория интрузивы хангайского комплекса практически отсутствуют. Только в Шараусгольском поднятии наблюдаются два небольших штокообразных массива в районе оз. Хуху-Нур. Один из них, южный, сложен обычными порфировидными гранодиоритами, второй, северный, – мелкозернистыми биотитовыми гранитами с редкими вкрапленниками кали-натрового полевого шпата. Краевые поднятия бедны интрузивами хангайского комплекса, что объясняется, вероятно, тем, что во время их формирования эти зоны представляли собой достаточно консолидированные структуры, слабо реагировавшие на активные тектонические движения внутреннего прогиба.

Интрузивы западного и северного обрамления Хангайского синклинория. Область торцового сочленения раннекаледонской складчатой области и Хангайского синклинория оказалась весьма благоприятной для локализации огромных масс гранитоидного материала (Центрально-Монгольский гранитоидный узел). По-видимому, стык этих разновозрастных структур происходил по глубинным расколам, явившимися зонами повышенной проницаемости для магмагенерирующих флюидов. Эти зоны были долгоживущими (во всяком случае, от нижнего палеозоя до начала мезозоя) и были окончательно "закупорены" шараусгольскими гранитами.

Гранитоиды хангайского интрузивного комплекса образуют здесь несколько крупных массивов причудливой конфигурации, обязанной внедрению лейкократовых гранитов шараусгольского комплекса. Бóльшая часть хангайских гранитоидов сосредоточена в восточной периферической части Западно-Хангайского батолита. Северо-восточная часть полосы развития гранитоидов хангайского комплекса выделяется в Байцаинский массив (площадь около 1200 м). Он располагается в верховьях р. Хойт-Тэрхин-Гол. Его бóльшая часть, ориентированная в меридиональном направлении, участвует в строении Западно-Хангайского батолита, южная, вытянутая в субширотном направлении широким "языком", – проникает в краевую часть внутреннего прогиба (см. рис. 4). Байцаинский массив является единственным связующим звеном между интрузивами хангайского комплекса внутреннего прогиба и западного обрамления, поэтому этот массив будет описан подробнее ниже.

Контакты гранитоидов Байцаинского массива с гранодиоритами нижнепалеозойского возраста в коренных обнажениях не наблюдались, но, судя по результатам дешифрирования аэрофотоснимков, они достаточно крутые и прямолинейные. Контакты с терригенными толщами дзагинской и хангайской серий крутые, сопровождаются широким ореолом ороговикованных пород.

Северная и юго-западная части Байцаинского массива сложены четко порфировидными гранодиоритами, обычными для хангайского комплекса. Среди порфировидных гранодиоритов выделяются небольшие площади непорфировидных гранодиоритов, связанных с ними весьма постепенными переходами. В порфировидных разностях нередко уменьшается количество темноцветных минералов и увеличивается содержание кварца и кали-натрового полевого шпата, и они уже близки по составу к гранитам.

В периферической западной части массива среди гранодиоритов в верховьях р. Орохуин-Гол было встречено небольшое тело, вытянутое в субширотном направлении и сложенное диоритами и кварцевыми диоритами I фазы. Северный контакт с гранодиоритами II фазы наблюдался в коренных обнажениях неоднократно. Он – резкий, крутой, извилистый. Непосредственно у контакта наблюдается зона шириной 10–20 см, изредка до 1–2 м, сложенная мелкозернистыми лейкократовыми гранитами с единичными порфировидными вкрапленниками кали-натрового полевого шпата (до 1 см в длину) и кварца (0,5 см в диаметре). Они сменяются постепенно разнозернистыми гранодиоритами, в которых участки среднезернистой структуры, обогащенные темноцветными минералами, "цементируются" таким же мелкозернистым лейкократовым гранитным материалом, что и у контакта. По мере удаления от контакта участков мелкозернистой структуры становится все меньше, и уже в 5–10 м от него эндоконтактовые гранодиориты ничем не отличимы от гранодиоритов центральных частей массива. В эндоконтактовой зоне гранодиоритов в большом количестве встречены мелкие переработанные ксенолиты пород I фазы, нередко имеющих вид шлиров, обогащенных темноцветными минералами. В диоритах и габбро-диоритах I фазы никаких существенных изменений не обнаружено.

Центральная и юго-восточная части массива сложены порфировидными биотитовыми и лейкократовыми гранитами, аналогичными таким же разновидностям гранитов внутреннего прогиба.

Между гранодиоритами и гранитами в южной части интрузива наблюдается рвущий контакт, а в северной – постепенный переход. Такие взаимоотношения объясняются, вероятно, тем, что тектоническая обстановка в разных частях массива была различной. В северной части внедрившийся гранодиоритовый расплав дифференцировался на месте, и кристаллизовался последовательный ряд пород от гранодиоритов до гранитов. В южной части интрузива в связи с движениями в соседнем внутреннем прогибе создавались условия для внедрения еще незастывшего гранитного расплава из центральных частей камеры в краевую, сложенную гранодиоритами (рвущий контакт). Таким образом, между гранодиоритами и гранитами хангайского комплекса фиксируются фазово-фациальные взаимоотношения.

В пределах Байцаинского массива встречены три небольшие штокообразных тела мелкозернистых лейкократовых гранитов II фазы комплекса, которые имеют, как правило, резкие рвущие контакты с гранитоидами II фазы, и только один раз между ними наблюдался совершенно постепенный переход. Такой характер контактов возможен, очевидно, при внедрении остаточных небольших порций расплава в породы, затвердевшие в различной степени.

Таким образом, в Байцаинском массиве нашли отражение особенности строения интрузивов хангайского комплекса как внутренних частей, так и обрамления синклинория.

Остальные площади, занятые породами хангайского комплекса в пределах Западно-Хангайского батолита, сложены преимущественно четко порфировидными, реже непорфировидными гранодиоритами и тоналитами и в меньшей степени – порфировидными биотитовыми и лейкократовыми гранитами, между которыми

прослеживаются постепенные переходы. Состав перечисленных разностей и структурно-текстурные особенности не отличаются от таковых гранитоидов, развитых во внутреннем прогибе.

Пироксен-роговообманковые и пироксен-биотитовые диориты и кварцевые диориты I фазы наблюдались только в северной части батолита, в верховьях р. Идэрин-Гол, где они слагают небольшой участок среди гранодиоритов II фазы. Диориты и кварцевые диориты с кали-натровым полевым шпатом – разнозернистые, чаще среднезернистые, темно-серые и серые породы массивной текстуры с неравномерным распределением темноцветных. На контакте их с гранодиоритами возникает широкая, до сотни метров, полоса гибридных пород резко такситового облика.

Небольшие штоки розовых мелкозернистых гранитов III фазы встречаются редко. Они характеризуются крутыми, резкими контактами и выдержанным составом слагающих их пород.

По северному обрамлению синклинория известен только один массив хангайских гранитоидов – Шибэртинский. Он расположен на южных склонах Тарбагатайского хребта, в 30 км к западу от оз. Цаган-Нур (см. рис. 4). В плане он имеет овальную форму и незначительно вытянут в субширотном направлении. С севера и юга он срезается гранитами шараусгольского комплекса, на востоке – рвет анортозиты протерозойского возраста. Взаимоотношения с плагиогранитами тарбагатайского комплекса неясны (западный контакт). Шибэртинский массив сложен довольно пестрой гаммой пород – от кварцевых диоритов до гранитов. Преобладают порфировидные биотит-роговообманковые гранодиориты с крупно-среднезернистой основной массой. Они связаны постепенными переходами с непорфировидными кварцевыми диоритами и порфировидными биотитовыми лейкократовыми гранитами. Типично неравномерное распределение вкрапленников кали-натрового полевого шпата и темноцветных минералов, нередко создающих директивную текстуру породы. В пределах массива располагается несколько крупных (1–3 км^2) ксенолитов мраморизованных известняков массивной текстуры. На контакте с ними преобладают непорфировидные такситовые кварцевые диориты и меланократовые гранодиориты. Пестрый, невыдержанный состав пород массива, очевидно, объясняется ассимиляцией расплавом карбонатного материала. В известняках на контакте изменений не наблюдается.

Сравнение особенностей интрузивов хангайского комплекса, развитых во внутренних частях синклинория и его обрамлении (табл. 2), показало, что наиболее существенным отличием является наличие с одной стороны фазовых (во внутренних частях), а с другой – фациальных (в обрамлении) взаимоотношений между главными разновидностями пород комплекса. Такое различие является, очевидно, следствием разной тектонической активности и степени проницаемости этих структур. Внутренний прогиб по сравнению с его жестким обрамлением был областью проявления значительно более интенсивных тектонических движений. Они отразились, но значительно слабее, и в области сочленения внутреннего прогиба с раннекаледонской складчатой областью, что привело к одноактному внедрению больших гранитоидных масс. Во внутренних частях синклинория, и особенно в его осевой, наиболее мобильной зоне, возможны были неоднократные тектонические подвижки, которые облегчили повторное внедрение уже более кислого материала. Это и привело к возникновению сложных фазово-фациальных взаимоотношений между главными разновидностями пород комплекса.

Жильная серия, генетически связанная с гранитоидами хангайского комплекса, проявлена везде одинаково. Она представлена жилами мелкозернистых лейкократовых гранитов, аплитовидных гранитов, а также пегматитовыми и кварцевыми жилами. Жилы мелкозернистых и аплитовидных гранитов отмечаются по всей площади массивов, они маломощны (обычно 5–10 см, редко 1–2 м), прослеживаются по простиранию на расстояние первых десятков метров и выклиниваются. Наблюдаются как круто-, так и пологопадающие жилы. Пегматитовые и кварцевые жилы встречаются гораздо реже и тяготеют к эндоконтактовым зонам интрузивов. Пегматитовые жилы обычно маломощны (0,5–1 м), недифференцированы, сложены кварц-полевошпатовым агрегатом письменной структуры. Единичные пегматитовые

Таблица 2

Особенности интрузивов хангайского комплекса в пределах Хангайского синклинория и его обрамления

	Хангайский синклинорий (внутренняя часть)	Обрамление Хангайского синклинория
Структурный контроль	Интрузии тяготеют к осевой зоне синклинория	Интрузии локализуются в зоне, непосредственно граничащей с Хангайским синклинорием
Форма и размер массивов	Массивы округлой или вытянутой формы, в целом согласной с общей структурой, площадью первые сотни квадратных километров	Крупные массивы сложной формы площадью более 500 км^2
Характер взаимоотношений пород в главной интрузивной фазе	Наличие двух субфаз с четкими рвущими контактами 1) Гранодиориты и кварцевые диориты, 1 субфаза 2) Граниты, 2 субфаза	Между гранодиоритами, кварцевыми диоритами и гранитами прослежены постепенные фациальные переходы
Наиболее характерная разновидность пород	Порфировидные биотитовые граниты, гранодиориты	Порфировидные роговообманково-биотитовые гранодиориты, реже – граниты

жилы более сложного строения отмечались в северной части Урдутэрхинского массива и в южной части Верхнехунэйского. Они характеризуются зональным строением, в центре жил наблюдается кварцевый сердечник до 2 м мощности. Максимальная протяженность таких жил составляет 100 м при мощности около 5 м. Кварцевые жилы встречаются в зонах эндо- и экзоконтактов. Они прослеживаются на расстояние до 10 м при максимальной мощности до 1 м.

Таким образом, гранит-гранодиоритовые интрузивы хангайского комплекса локализуются как во внутренних частях, так и на западном и северном обрамлениях Хангайского синклинория. Интрузивы располагаются согласно с общим планом синклинория, резко секут частные структуры и представляют собой, вероятно, дискордантные тела, окруженные широким ореолом контактово-измененных пород. В зависимости от тектонического режима взаимоотношения гранодиоритов и гранитов фазовые или фациальные. Формирование интрузивов хангайского комплекса, по-видимому, связано со складкообразовательными движениями во внутреннем прогибе.

Интрузивы подобного состава и близкого возраста широко распространены в юго-восточной части Хангайского синклинория (Амантов, Михайлов, 1966) и в Хэнтэйском прогибе (Михайлов, 1971), где выделяются под названием кыринского комплекса. Иными словами, они являются характерными для всей варисской Хангай-Хэнтэйской терригенной складчатой зоны.

Шараусгольский интрузивный комплекс

Гранитные интрузивы шараусгольского комплекса пространственно тяготеют к зоне сочленения раннекаледонской складчатой области и варисского Хангайского синклинория, огромной подковой охватывая его с запада и севера.

Описываемые граниты слагают бóльшую часть огромного Западно-Хангайского батолита, Бугутинский батолит, небольшие массивы по северному обрамлению Хангайского синклинория и единичные штоки во внутренней его части. Важно подчеркнуть, что они везде характеризуются постоянным составом и имеют весьма типичный внешний облик, что позволяет легко отличать их от гранитов других комплексов.

Граниты шараусгольского комплекса — средне-крупнозернистые, часто разнозернистые, неясно порфировидные лейкократовые породы, окрашенные в розовый цвет разных оттенков. Для них очень типично наличие темно-серого, дымчатого,

иногда почти черного кварца и незначительное (от 0 до 3%) содержание темноцветных минералов, представленных только биотитом. Текстура гранитов всегда массивная, иногда неясно порфировидная.

Описанные породы представляют I фазу комплекса. Мелкозернистые граниты II фазы в объеме комплекса составляют ничтожную долю (менее 1%).

Западно-Хангайский батолит окаймляет Хангайский синклинорий с запада и северо-запада и протягивается с севера на юг на расстояние около 300 км, с запада на восток – 150 км. Среди этого огромного скопления гранитоидных масс стратифицированные толщи протерозойского, кембрийского, девонского и каменноугольного возраста слагают небольшие по площади участки, подвергшиеся интенсивному контактовому метаморфизму. Восточная часть батолита сложена в основном гранитоидами хангайского комплекса, поэтому известны контакты шараусгольских гранитов только с отложениями дзагинской серии. Они всегда резкие, обычно прямолинейные, реже извилистые, углы падения контактов, как правило, крутые. В северной части батолита шараусгольские граниты рвут гранитоиды нижнепалеозойского возраста (тэлминский комплекс). Контакты между ними как прямолинейные, так и извилистые, причудливые. От основного массива отходят крупные сильно удлиненные "языки", внедрение которых, по-видимому, связано с ослабленными зонами северо-западного и субмеридионального простираний (верховья р. Идэрин-Гол). С расположенными в центральной и северной частях батолита протерозойскими гранитоидами, кембрийскими эффузивами и нижнепалеозойскими гранитоидами преобладают извилистые контакты, по-видимому, пологие, что позволяет предполагать, что эти породы слагают провесы кровли.

В пределах Западно-Хангайского батолита очень широко развиты наиболее типичные для шараусгольского комплекса вообще среднезернистые розовые граниты, практически лишенные темноцветных. В них установлено незначительное колебание содержаний кали-натрового полевого шпата; с увеличением его количества граниты из нормальных переходят в существенно калишпатовые.

В северной части батолита встречены грубозернистые биотитовые граниты, которые также постепенно переходят в лейкократовые граниты. В биотитовых гранитах содержание кали-натрового полевого шпата не более 30%. В южной части батолита в среднезернистых лейкократовых гранитах отмечается некоторое увеличение содержания биотита (до 5%).

Шараусгольские граниты изменяют свой состав только на контакте с кислыми эффузивами кембрийского возраста и роговообманковыми кристаллическими сланцами протерозоя. В гранитах уменьшается содержание кварца, появляется роговая обманка, они становятся более мелкозернистыми и переходят в граносиениты, реже в гранодиориты. Ширина эндоконтактовых зон такого состава сотни метров – первые километры. В западной части батолита находится довольно большое (более 100 км^2) поле развития граносиенитов, среди которых отмечается много крупных ксенолитов эффузивов. Очевидно, в этом участке вскрыта прикровлевая часть массива, что и объясняет необычно широкое развитие граносиенитов.

Вдоль контактов с гранитоидами Хангайского комплекса нередко возникает полоса граносиенитов. При приближении к контакту на расстоянии от первых сотен метров до 1–2 км в гранитах уменьшается содержание кварца, они становятся более плотными, сливными, но остаются такими же лейкократовыми. Только в 200–500 м от контакта в них появляется биотит, который распределяется по породе неравномерно в виде гнезд или пятен, в 50 м от вмещающих пород в граносиенитах отмечается роговая обманка. На контакте в полосе шириной не более 0,5 м граносиениты становятся мелко-тонкозернистыми (зона закалки).

Гораздо чаще при прорывании хангайских гранитов шараусгольскими эндоконтактовых зон не возникает, и изменение в молодых гранитах выражается только в некотором уменьшении величины зерен.

По северному обрамлению синклинория на южных отрогах хр. Тарбагатай обнажается несколько небольших (50–100 км^2) массивов, вытянутых в субширот-

ном направлении. Они рвут кембрийские эффузивно-осадочные толщи, анортозиты протерозойского возраста и хангайские гранитоиды (Шибэртинский массив). Контакты интрузивов крутые, прямолинейные, часто сорваны последующими тектоническими подвижками. Массивы сложены средне- реже мелкозернистыми лейкократовыми, биотитовыми гранитами, окрашенными в розовый цвет разных оттенков. Граниты часто катаклазированы, особенно в массивах, расположенных вдоль р. Хойт-Тэрхин-Гол. Внедрение их, по-видимому, контролировалось долгоживущими разломами субширотного простирания.

В междуречье Чулутуин-Гол, Хунэй-Гол и Хануй-Гол располагается крупный и сложно построенный Бугутинский батолит. Он несколько вытянут в широтном направлении. Южная его часть незначительно заходит во внутренний прогиб синклинория. В своей наиболее широкой северной части он прослеживается на расстояние около 100 км, в меридиональном направлении – на 60–65 км. Общая площадь, занятая только гранитоидами шараусгольского комплекса, составляет около 3 тыс. км^2. Северная часть батолита обнажается за рамкой рассматриваемого района.

Сложность строения Бугутинского батолита обусловлена тем, что в его пределах находится большое количество крупных процессов кровли (особенно в южной и восточной частях), а также гранитоиды тарбагатайского и хангайского комплексов, слагающие существенные площади (Хануйский, Тамирский массивы).

Контакты гранитов с вмещающими породами разнообразные: с эффузивами хунэйской (D_{2-3}hn) свиты заливообразные, причудливые, чаще пологие; с гранитоидами более древнего возраста контакты обычно крутые, прямолинейные. Самыми молодыми отложениями, которые рвут граниты Бугутинского батолита, являются средне-верхнекаменноугольные. Важно подчеркнуть, что в пределах именно этого батолита установлено перекрывание гранитов шараусгольского комплекса эффузивами батцэнгильской свиты триасово-юрского возраста.

Бугутинский батолит сложен в основном средне- и крупнозернистыми лейкократовыми гранитами, существенно калишпатовыми гранитами и граносиенитами.

Среднезернистые лейкократовые граниты с дымчатым кварцем неотличимы от аналогичных разностей Западно-Хангайского батолита. Эти породы развиты в центральной и отчасти южной частях Бугутинского батолита. В восточной части преобладают крупнозернистые лейкократовые граниты с биотитом.

Существенно калишпатовые граниты отличаются от среднезернистых лейкократовых гранитов более густой розовой окраской и еще меньшим количеством биотита. Иногда они переходят в аляскитовые граниты, состоящие только из калинатрового полевого шпата и кварца.

Среди граносиенитов, наиболее широко распространенных в юго-западной части батолита, находится большое количество ксенолитов и крупных провесов кровли, сложенных интенсивно измененными эффузивами кислого состава (правобережье р. Хануй-Гол). Граносиениты – мелко-, реже среднезернистые лейкократовые породы красного, кирпично-красного цвета, с незначительным содержанием обычно хлоритизированных биотита и роговой обманки. Постепенными переходами они связаны с плотными сливными кварцевыми сиенитами и сиенитами, встречающимися редко. В апикальных частях батолита граносиениты иногда имеют порфировидную структуру; в виде вкрапленников в них выделяются мелкие (первые миллиметры) кристаллы кали-натрового полевого шпата. В этих же зонах изредка встречаются граносиенит-порфиры, отличающиеся от порфировидных граносиенитов тонкозернистой основной массой.

Граносиениты отмечаются не только в прикровлевых частях батолита, но и в зонах крутых боковых контактов. При прорывании эффузивов кислого состава непосредственно на контакте фиксируется зона (первые метры) резко такситовых сиенитов, содержащих многочисленные мелкие обломки эффузивов. В 5–10 м от контакта в породах появляется кварц, сиениты постепенно переходят в гетерозернистые порфировидные граносиениты, в свою очередь сменяющиеся гранитами. Ширина всей эндоконтактовой зоны первые сотни метров.

На контакте с терригенными породами сиенитовая оторочка не возникает, здесь наблюдаются среднезернистые кирпично-красные роговообманковые граносиениты, которые уже в 50 м от контакта сменяются обычными лейкократовыми гранитами. Граносиениты на контакте с терригенными породами отмечаются не всегда. В ряде случаев изменений в составе гранитов не происходит, они становятся только мелко-тонкозернистыми и через 50–100 м уже переходят в среднезернистые разности (в 5 км к югу от сомона Баян-ула).

Таким образом, граносиениты, очевидно, представляют собой эндоконтактовую фацию лейкократовых гранитов, особенно широко развитую в апикальных частях батолита, где кровля сложена эффузивами кислого состава.

По сравнению с Западно-Хангайским батолитом, Бугутинский характеризуется меньшей глубиной эрозионного среза.

Массивы шараусгольского комплекса, расположенные в центральных частях внутреннего прогиба, единичны и обнажаются в бассейне р. Чулутуин-Гол. Это штокообразные интрузивы, имеющие в плане изометричную форму. Площадь их – первые десятки квадратных километров, редко 100–140 км^2. Они сложены очень однообразными среднезернистыми лейкократовыми гранитами, иногда с биотитом. Контакты с вмещающими породами крутые; в зоне эндоконтакта граниты становятся мелкозернистыми, ширина зоны составляет первые метры.

Мелкозернистые граниты II фазы слагают единичные небольшие штокообразные тела в пределах Бугутинского и Западно-Хангайского батолитов среди полей развития гранитов I фазы. В плане эти тела имеют округлую форму; контакты их резкие, крутые, площадь не превышает первых квадратных километров. Массивы II фазы сложены очень однообразными розовато-серыми, светло-розовыми или светло-серыми породами мелкозернистой структуры. Мелкочешуйчатый биотит встречается спорадически, чаще граниты совсем лишены его. В эндоконтактовой зоне они нередко становятся гетерозернистыми, пегматоидными.

Жильная серия шараусгольского комплекса представлена аплитами, пегматитами, мелкозернистыми гранитами, а также граносиенит- и гранит-порфирами. Маломощные (5–20 см, редко до 1 м) жилы аплитовидных и мелкозернистых гранитов встречаются повсеместно в пределах уже описанных нами выше батолитов и заполняют как пологие, так и крутые трещины, прослеживаясь по простиранию на расстояние первых десятков метров.

Пегматитовые жилы встречаются сравнительно редко. В Западно-Хангайском батолите в районе сомонов Баян-булак и Одхан-Хайрхан встречены безрудные пегматитовые жилы, чаще всего недифференцированные. Мощность их не превышает 3–5 м, протяженность – первые десятки метров. В дифференцированных пегматитах с обычной последовательностью зон нередко имеется кварцевое ядро. Они подобно недифференцированным также безрудны.

Жилы граносиенит-порфиров и гранит-порфиров наблюдаются в южном контактовом ореоле Бугутинского батолита и тяготеют к Эгиндабинской системе разломов. Весьма вероятно, что они не связаны с шараусгольским комплексом генетически, а являются более поздними образованиями.

Контактовый метаморфизм. Вокруг массивов шараусгольских гранитов независимо от их размеров ореол контактово-измененных пород невелик и не превышает первых сотен метров. Терригенные породы обычно ороговикованы, превращены либо в плотные серовато-лиловые сливные роговики, либо в слюдистые полосчатые сланцы.

Эффузивы, особенно слагающие провесы кровли и расположенные непосредственно у контакта с гранитами, изменяются интенсивно. Они нацело перекристаллизовываются, в них появляются новообразования мелких кристаллов калинатрового полевого шпата, распределенные неравномерно, нередко выделяющиеся в виде шлир. Такая же фельдшпатизация отмечается на контакте в гранитоидах тарбагатайского комплекса (Тарятский массив).

Таким образом, структурное положение пород шараусгольского комплекса, а также более позднее образование по сравнению с позднескладчатыми гранитои-

дами тарбагатайского и хангайского комплексов позволяют относить их к интрузивам, связанным уже, по-видимому, с орогенным этапом развития Хангайского синклинория. Внедрением лейкократовых гранитов этого комплекса завершается варисский магматический цикл.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Эгиндабинский интрузивный комплекс

Гранит-гранодиоритовые интрузивы эгиндабинского комплекса локализуются в центральной части синклинория, в области развития верхних частей хангайской серии – терригенных отложений байдарагинской свиты верхнекаменноугольного–нижнепермского возраста, а также грубообломочных пород верхней перми. Они сложены в основном мелко-среднезернистыми биотитовыми гранитами и в значительно меньшем количестве средне-крупнозернистыми биотит-роговообманковыми гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Две последние разновидности являются образованиями первой фазы, граниты – второй[1].

Описываемый интрузивный комплекс представлен, по существу, одним очень крупным Эгиндабинским массивом, который располагается в междуречье Чулутуин-Гол и Урдь-Тамрын-Гол, в осевой части Хангайского хребта, и занимает площадь около 3000 км^2. Два других интрузива резко уступают ему по размерам (20 и 80 км^2). Первый из них обнажается в 6 км к северу от Эгиндабинского массива, второй – в 10 км к северу от Туингольского (см. рис. 4). Кроме того, встречено несколько мелких гранитоидных тел этого комплекса площадью 1–5 км^2.

Внедрение огромного Эгиндабинского массива четко контролировалось, как уже указывалось, системой протяженных субпараллельных расколов северо-восточного простирания, известной в литературе под название Эгиндабинской. В плане он сильно вытянут в северо-восточном направлении (длина около 100 км, ширина в среднем 30 км) и располагается резко дискордантно, почти под прямым углом к простиранию структур синклинория. Северо-западный его контакт в основном скрыт под четвертичными базальтами и ледниковыми отложениями, однако можно предполагать, судя по строению северного его отрезка, сложенного полосчатыми мигматитами, гнейсовидными гранитами и гранито-гнейсами, что он довольно крутой (углы падения 50–60°) и прямолинейный. Остальные контакты, особенно юго-восточный, имеют более сложную конфигурацию, углы падения их колеблются в широких пределах. Северо-восточный контакт с хангайскими гранитоидами крутой, очень неровный; крупные "языки" эгиндабинских гранитов далеко вдаются в Верхнехунэйский массив. Юго-восточный контакт наиболее сложный, извилистый, характеризующийся обилием мелких и крупных апофиз, далеко проникающих во вмещающие породы. В верховьях р. Цаган-Таратуин-Гол наблюдались совсем пологие, почти горизонтальные апофизы гранитов, образующие иногда "нашлепки" на ороговикованных песчаниках (рис. 11, см. вклейку).

В южной части массива вблизи контакта с метаморфизованными породами дзагинской серии наблюдается большое количество довольно крупных провесов кровли, что свидетельствует о весьма пологом его залегании.

Восточная и юго-восточная части массива сложены гранодиоритами и кварцевыми диоритами первой фазы комплекса. Полоса развития этих пород имеет ступенчатый вид, что обусловлено сопряжением площадей, удлиненных в северо-западном и северо-восточном направлениях. Один из таких участков в верховьях р. Цаган-Таратуин-Гол протягивается в северо-западном направлении на расстояние около 14 км при ширине менее 2 км и имеет вид типичного трещинного тела.

[1] Описание комплекса дается в основном по материалам А.К. Уфлянда, М.В. Чехович и собственным наблюдениям автора.

По-видимому, внедрение пород первой фазы контролировалось тектоническими зонами северо-западного и северо-восточного простираний. Полоса развития гранодиоритов и кварцевых диоритов несплошная, разделена большими площадями распространения хангайских гранитоидов, а также песчаников и эффузивов пермского возраста. Последние слагают довольно крупные провесы кровли в южной части полосы, что свидетельствует о неглубоком эрозионном срезе массива, по крайней мере, в этой части.

Гранодиориты – серые, зеленовато-серые, средне-крупнозернистые, иногда нечетко порфировидные породы с неравномерным, нередко кучным распределением темноцветных, среди которых доминирует роговая обманка. Очень характерен свежий облик пород и резкий идиоморфизм удлиненных кристаллов плагиоклаза.

Гранодиориты такого облика слагают центральные части полосы развития пород I фазы. В эндоконтактовой зоне они становятся более меланократовыми, такситовыми, часто сменяются кварцевыми диоритами. Последние отличаются от гранодиоритов меньшей величиной зерен, меньшим содержанием кварца и большим – темноцветных, среди которых всегда присутствует пироксен. Для кварцевых диоритов эгиндабинского комплекса в отличие от таких же разностей других комплексов типично наличие (5–8%) кали-натрового полевого шпата.

В южной части массива в верховьях рек Ульдзейту-Гол и Урдь-Тамрын-Гол в эндоконтактовой зоне (шириной более 2 км) развиты мелкозернистые пироксен-роговообманковые и двупироксеновые кварцевые диориты. Среди них отмечается большое количество измененных ксенолитов. В восточной части массива эндоконтактовая зона уже (не более 1 км) и сложена мезократовыми гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Однако и здесь, на правобережье р. Урдь-Тамрын-Гол, наблюдался большой провес кровли, окруженный широким (более 2 км) ореолом темно-серых меланократовых среднезернистых биотит-роговообманковых кварцевых диоритов с большим количеством ксенолитов биотитовых сланцев и очковых гнейсов.

Бо́льшую часть Эгиндабинского массива, примерно три четверти (около 2200 км^2), слагают довольно однообразные биотитовые граниты II фазы. Это светло-серые, почти белые, мелко-среднезернистые породы массивной текстуры. Из темноцветных минералов в гранитах центральной части массива отмечается только мелкочешуйчатый биотит. В приконтактовой зоне в них спорадически отмечается роговая обманка. Важной особенностью гранитов является наличие в них мелких (первые сантиметры), но многочисленных пегматоидных обособлений, имеющих вид линз, неопределенной формы пятен. Контакты их с гранитами обычно постепенные, иногда резкие. Нередко в гранитах наблюдаются очень мелкие миароловые пустоты, вокруг которых зерна всех минералов становятся более крупными, что создает неравномернозернистую структуру.

Иногда в гранитах проявлена директивная текстура, обусловленная ориентированным расположением чешуй биотита и несколько удлиненных зерен кварца. Полоса таких пород прослеживается в центральной части интрузивов в северо-восточном направлении.

Гораздо чаще такие "гнейсовидные" граниты отмечаются в эндоконтактовых зонах, особенно вдоль северо-западного фланга интрузива, где прослеживается широкая (от 5–6 до 10 км) зона северо-восточного простирания, сложенная полосчатыми мигматитами, гранито-гнейсами, гнейсовидными гранитами. К сожалению, непосредственный контакт гранитов с терригенными породами здесь не наблюдался (перекрыт мореной). Внешняя полоса представляет собой типичный "слоеный пирог", состоящий из чередующихся прослоев меланократовых биотитовых кристаллических сланцев и лейкократовых кварц-полевошпатовых пород (рис. 12). Контакты между ними обычно расплывчаты, но иногда резкие. В кристаллических сланцах нередко наблюдаются новообразования полевых шпатов и кварца, и порода приобретает очковую текстуру. Мигматиты в целом характеризуются плоскопараллельной ориентировкой полосчатости и только изредка

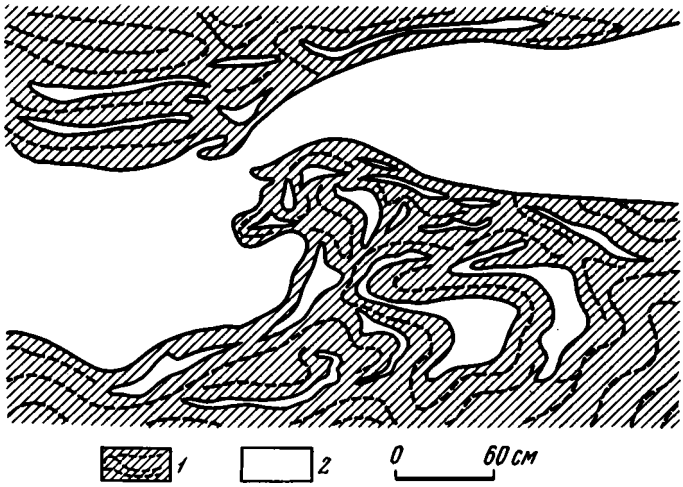


Рис. 12. Мигматиты эгиндабинского комплекса

1 – биотитовые кристаллические сланцы; *2* – кварц-полевошпатовые обособления

сильно гофрированы и плойчаты. Мощность полос разного состава измеряется первыми сантиметрами, изредка до 1 м.

При движении в глубь массива полосчатые текстуры в породах становятся менее четкими, сменяясь постепенно типичными теневыми разностями. Увеличивается зернистость, а также содержание кварц-полевошпатового материала. Мигматиты переходят в гнейсовидные граниты, сменяющиеся обычными массивными разностями, типичными для центральных частей массива. Ориентировка полосчатости в мигматитах и директивных текстур в гранитах и гранито-гнейсах совпадает с общим северо-восточным простиранием массива, изредка располагается под очень острым углом по отношению к нему; углы падения полосчатости довольно крутые (50–70°).

Вдоль всего юго-восточного контакта протягивается полоса шириной от 500 м до 2 км, сложенная гетерозернистыми гранитами, в которых по сравнению с гранитами центральных частей массива увеличивается содержание биотита, появляется роговая обманка. В них часто наблюдаются директивные текстуры или нечетко выраженные порфировидные. При приближении к контакту в гранитах появляются ксенолиты роговиков, нередко интенсивно гранитизированных: встречаются в большом количестве мелкие пегматитовые гранатсодержащие жилы.

В южной части массива большие площади сложены очень пестрыми породами, состав которых колеблется от кварцевых диоритов до гранитов, чрезвычайно невыдержанных как по составу, так и текстурно-структурным особенностям. Эта зона насыщена ксенолитами интенсивно измененных пород дзагинской серии, превращенных в кварц-биотитовые, кварц-роговообманковые кристаллические сланцы и амфиболиты. Постепенное уменьшение ксеногенного материала и выравнивание состава пород наблюдаются как в латеральном направлении к северу, так и в вертикальном направлении. В глубоко врезанных бортах долин рек Ялыин-Гол и Гертуин-Гол (относительное превышение 200–400 м) хорошо виден постепенный переход гибридных мезократовых гранодиоритов и гранитов в лейкократовые с биотитом разности, типичные для центральных частей интрузива.

При прорывании гранодиоритов I фазы гранитами II фазы наблюдается незначительное обогащение последних биотитом в узкой (первые метры) зоне. На контакте с гранитоидами хангайского комплекса в гранитах эгиндабинского наблюдается зона закалки, а также большое количество ксенолитов хангайских гранитоидов, изменение которых выражается в интенсивной хлоритизации темноцветных минералов.

Таким образом, граниты II фазы, очень однообразные в центральных частях массива, на контактах со стратифицированными вмещающими породами характеризуются значительной изменчивостью, связанной, очевидно, с широко проявленными здесь процессами ассимиляции и контаминации. Особенности контактов – крутой прямолинейный северо-западный и пологий заливообразный юго-восточный – позволяют предположить, что Эгиндабинский массив представляет собой огромное плитообразное тело с протяженным крутопадающим подводящим каналом на северо-западном фланге.

Остальные массы эгиндабинского комплекса сложены либо гранодиоритами I фазы, либо гранитами II, и им присущи те же особенности, что и аналогичным породам описанного выше интрузива.

Жильная серия эгиндабинских гранитов развита широко. Она представлена многочисленными жилами как гранатсодержащих пегматитов и пегматоидных гранитов, так и мелкозернистых биотитовых гранитов, особенно обильно насыщающих эндо- и экзоконтактовые зоны. Мелкие пегматитовые жилы в пределах самого массива развиты повсеместно. Они обычно маломощны, состоят из кварца и полевого шпата, недифференцированы, практически лишены минерализации. Мощность их не превышает 0,5 м, в среднем 0,2–0,3 м.

Наиболее крупные обильно минерализованные пегматитовые жилы наблюдаются в приконтактовых зонах массива, сложенных гибридными породами, особенно там, где они обогащены ксенолитами вмещающих пород. Залегание пегматитовых жил незакономерное, есть как крутые, так и пологие жилы. Жилы, расположенные среди контактово-измененных пород, обычно секут их под очень острым углом и приспосабливаются к их простиранию.

Лучше других изучена пегматитовая жила р. Ялыин-Гол, где она залегает среди гибридных мезократовых мелкозернистых гранитов, содержащих многочисленные ксенолиты измененных пород дзагинской серии. Она прослеживается в северо-западном направлении на расстояние 600 м и полого падает на северо-восток. Мощность жилы довольно выдержана и колеблется от 0,8 до 1,2 м. От нее отходят полого залегающие апофизы мощностью 20–30 см, согласные с напластованием дзагинских сланцев в крупном ксенолите. Северо-западное окончание жилы теряется в развалах, на юго-востоке она распадается на ряд мелких прожилков, постепенно выклинивающихся. Жила имеет почти симметричное зональное строение. Краевые зоны жилы сложены мелкозернистым кварц-полевошпатовым (микроклин, альбит) агрегатом. Параллельно зальбандам жил располагаются цепочки мелких зерен граната и мономинеральные обособления кварца. Краевые зоны постепенно сменяются среднезернистым кварц-полевошпатовым агрегатом, иногда с обособлениями крупных кристаллов микроклина. Центральная часть жилы сложена крупноблоковым кварцем и микроклином светло-серого и голубовато-серого цвета. В краевой зоне лежачего бока жилы располагается зона минерализации, в которой обнаружены небольшие весовые содержания касситерита, тантало-ниобатов (фергюссонит, поликраз, самарскит), ортита, а также редкие знаки циртолита, монацита, ксенотима и флюорита. В центральной зоне крупноблокового пегматита касситерит, ортит, турмалин и иногда танталониобаты образуют крупные кристаллы размером до 2–3 см. На отдельных участках жилы, ближе к ее центральной части, отмечается развитие грейзенизированных блоков. Помимо пегматитовых жил, изредка встречаются пегматитовые штоки размером не более 10 х 15 м, имеющие четко зональное строение. Периферическая часть штока обычно сложена крупнозернистым пегматитом письменной структуры. Эта зона содержит мелкую вкрапленность касситерита, пирохлора, танталониобатов и монацита.

Экзоконтактовые изменения вокруг массивов описываемого комплекса проявляются повсеместно и выражаются в ороговиковании терригенных пород и перекристаллизации эффузивных. Непосредственно вдоль крутых контактов появляется узкая (несколько сантиметров) зона пятнистых и узловатых биотитовых сланцев. Ширина ореола ороговикованных пород обычно не превышает 1 км, редко 2 км. Наи-

большему изменению подверглись провесы кровли в апикальных частях интрузивов. Песчаники, алевролиты и зеленые сланцы превращены в полосчатые биотитовые и роговообманково-биотитовые кристаллические сланцы, микрогнейсы и амфиболиты.

Таким образом, эгиндабинский интрузивный комплекс отличается от описанных выше интрузивных комплексов резко дискордантным положением относительно структур синклинория, условиями залегания, вещественным составом, широким развитием эндоконтактовых фаций и богатой жильной серии. Его формирование, по всей вероятности, связано с этапом мезозойской активизации, особенно широко проявленной в Восточной Монголии, где в это время образуется большое количество разновозрастных интрузивов, несущих редкометальную минерализацию (Коваленко, Кузьмин, 1971). Движения этого этапа проявились во всей Хангай-Хэнтэйской зоне и на ее продолжении в Восточном Забайкалье, где выделены интрузивы цаганолуевского комплекса средне-верхнеюрского возраста, сходного с эгиндабинским по геологическому положению, составу, характеру эндоконтактовых фаций.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ ХАНГАЙСКОГО НАГОРЬЯ

Классификация интрузивных пород обычно базируется на минеральной основе. Для гранитоидов существует несколько классификаций, основанных на количественных соотношениях главных сиалических породообразующих минералов: плагиоклаза, кали-натрового полевого шпата и кварца (Johansen, 1922, 1939; Niggli, 1931; Nockolds, 1954; Заварицкий, 1956; Гринзбург и др. 1962; Streckeisen, 1967; Кетрис, Львов, 1968; Львов, Кетрис, 1973), а также с учетом содержания темноцветных (Куплетский, 1953), однако ни одна из указанных классификаций пока не является общепринятой.

В настоящей работе используется классификация, предложенная Б.К. Львовым и М.П. Кетрис (1973), так как в ней учитываются количественные соотношения не только салических минералов, но и доля темноцветных в составе породы.

Кроме того, авторы последовательны в выборе названий разновидностей гранитов по соотношению в них плагиоклазов и щелочных полевых шпатов.

ТАРБАГАТАЙСКИЙ КОМПЛЕКС

В составе тарбагатайского комплекса развиты диориты, кварцевые диориты и габбро-диориты (I фаза), тоналиты, гранодиориты и существенно плагиоклазовые граниты (II фаза) и плагиограниты (III фаза). Отличительной чертой всех пород[1] в целом является низкое содержание кали-натрового полевого шпата (рис. 13, 14) и существенное преобладание биотита над роговой обманкой в гранодиорит-гранитных разностях (табл. 3).

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ I ФАЗЫ

Диориты и кварцевые диориты являются практически биминеральными породами, состоящими из плагиоклаза и роговой обманки с незначительной примесью пироксена, биотита, кварца и акцессорных минералов (табл. 4). Они характеризуются значительными колебаниями величины зерен минералов, неравномерным их распределением и интенсивными вторичными изменениями.

Для описываемых пород характерны резко выраженные гипидиоморфнозернистые с участками призматически-зернистых и аллотриоморфнозернистых структуры, обусловленные наличием призматических кристаллов плагиоклаза и роговой обманки, между которыми зажаты ксеноморфные зерна кварца. Моноклинный пироксен всегда находится в центральных частях кристаллов роговой обманки и интенсивно резорбирован ею. Очень часто диориты и кварцевые диориты изменены, плагиоклаз почти нацело замещен агрегатом серицита и эпидота, роговая обманка и пироксен актинолитизированы или хлоритизированы.

---

[1] Подсчет количественных соотношений минералов в породах производился на интеграционном столике в больших шлифах или по 3–5 шлифам обычного размера.

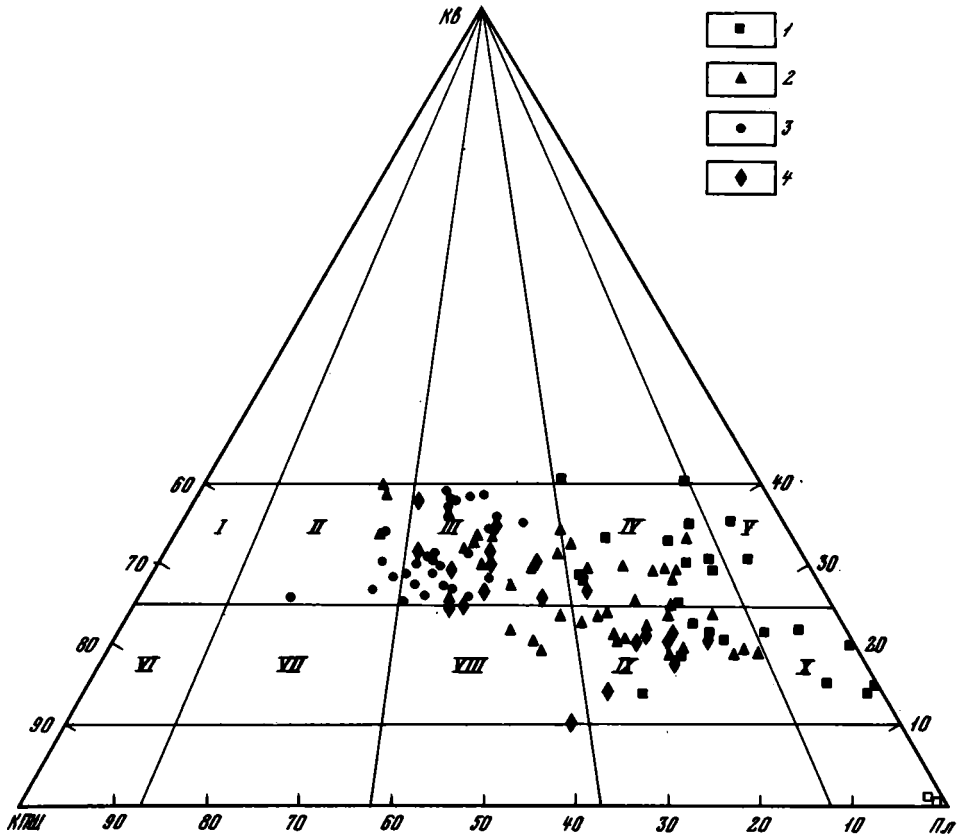


Рис. 13. Составы гранитоидов Хангайского нагорья

1–4 – породы интрузивных комплексов: *1* – тарбагатайского, *2* – хангайского, *3* – шараусгольского, *4* – эгиндабинского; I–X – поля по классификации Б.К. Львова, М.П. Кетрис, 1973 г.: I – щелочные граниты и аляскиты; II – существенно калишпатовые граниты; III – нормальные граниты; IV – существенно плагиоклазовые граниты; V – плагиограниты; VI – щелочные граносиениты; VII – граносиениты; VIII – адамеллиты; IX – гранодиориты; X – тоналиты

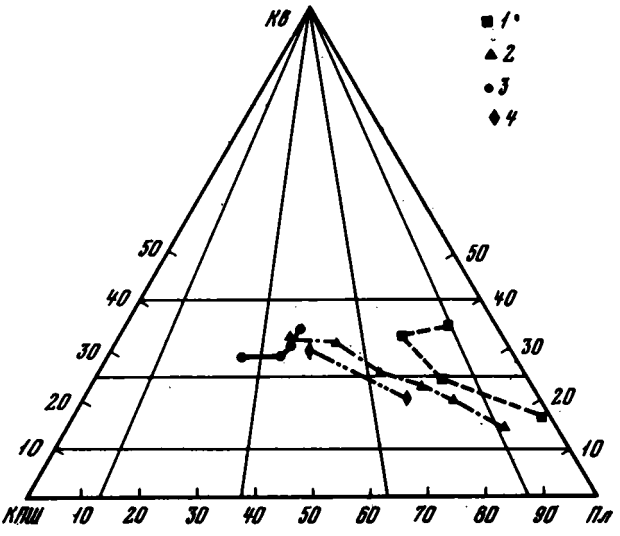


Рис. 14. Средний состав главных разновидностей интрузивных пород Хангайского нагорья

1–4 – породы интрузивных комплексов: *1* – тарбагатайского, *2* – хангайского, *3* – шараусгольского, *4* – эгиндабинского

Таблица 3

Количественно-минеральный состав пород (в объемн. %) тарбагатайского комплекса*

Порода	Фаза, массив	Количество проб	Плагиоклаз	Кварц	Калинатровый полевой шпат	Роговая обманка	Биотит	Акцессорные минералы
Диорит	I фаза, малое тело	3	54–60 (57) **	–	–	34–39 (37)	1 (1)	3–6 (5)
Тоналит	II фаза, Тарятский	5	59–71 (62)	9–18 (14)	1–2 (1)	8–23 (13)	7–14 (10)	0–2 (1)
Гранодиорит	То же	4	44–57 (51)	18–25 (21)	8–23 (14)	1–10 (5)	5–17 (9)	0–1
	II фаза, Чулутинский	4	52–55 (54)	16–24 (22)	11–17 (14)	0–2 (1)	4–13 (9)	0–2
Существенно плагиоклазовый гранит	То же	5	32–52 (44)	25–37 (30)	8–23 (16)	0–4 (2)	6–10 (8)	1–2
Плагиогранит	III фаза, Тарятский	6	49–61 (55)	30–38 (34)	6–12 (8)	0–2 (1)	1–5 (2)	0–1

* Здесь и далее количественно-минеральный состав приводится только для наиболее распространенных пород комплексов.

** Здесь и далее в табл. 8, 12, 14 в скобках – среднее значение.

Таблица 4

Петрографическая характеристика диоритов и кварцевых диоритов I фазы тарбагатайского комплекса

Минерал	Форма зерен	Размер зерен, мм	Характеристика
Плагиоклаз	Таблитчатые короткопризматические, нередко полигональные	1,1–0,8 × 0,8–0,6; 3,3 × 0,8; 2,0 × 1,2; 1,1 × 0,2	Зонален, изменение состава зон очень постепенное № 52–44, часто раскислен до № 35–37*, замещен агрегатом серицита и эпидота
Роговая обманка	Призматические, полигональные, неопределенной формы, часты агрегаты	0,6 × 0,4; редко 1,2 × 0,8	*Ng* – травяно-зеленый *Nm* – буро-зеленый *Np* – бледно-желто-зеленый $c : Ng$ – 27–30°; нередко актинолитизирована
Пироксен моноклинный	Реликты в зернах роговой обманки	0,1–0,3	Окрашен в бледно-зеленый цвет, плеохроизм слабый, $c : Ng = 44°$, $Ng–Np = 0{,}022$
Ильменит	Неправильные, с каемками сфена		
Сфен	Ромбовидные	< 0,1	
Апатит	Призматические		

*Оптические константы минералов измерялись на федоровском столике.

Тоналиты и кварцевые диориты — среднезернистые породы массивной текстуры, развиты в юго-западной части Тарятского массива. Они также наблюдались в интрузивах района сомона Баян-Булак и Верхнехануйском.

В тоналитах и кварцевых диоритах наиболее часта гипидиоморфнозернистая структура (рис. 15) со следующим порядком идиоморфизма кристаллов минералов[1] *Пл → Ро → Би → КПШ → Кв* (табл. 5). Для наиболее основных разностей, тяготеющих к краевым частям массивов, характерно субпараллельное по отношению

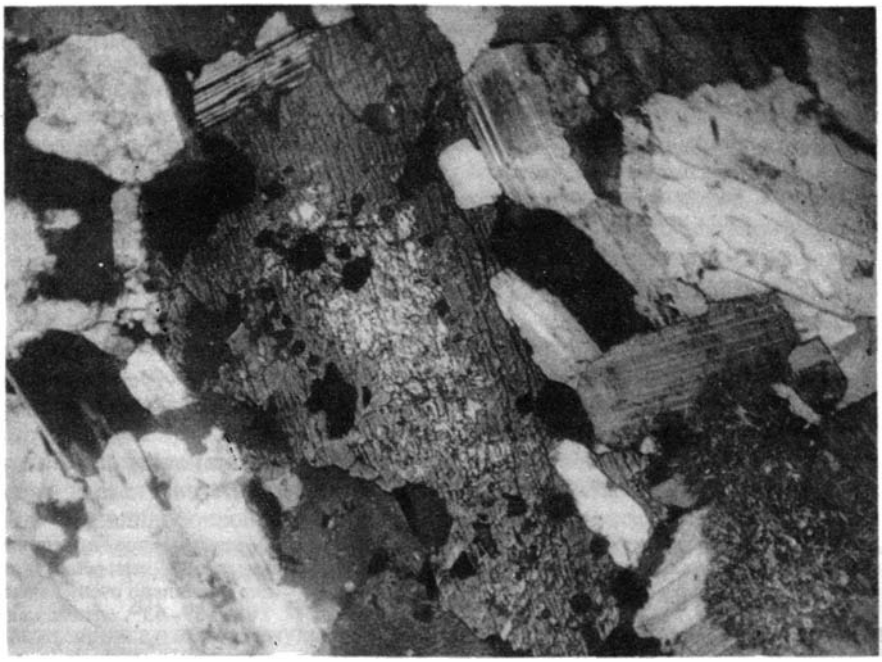


Рис. 15. Гипидиоморфнозернистая структура тоналитов тарбагатайского комплекса; в кристалле роговой обманки (серое) видны реликты моноклинного пироксена (светло-серое). С анализатором, увел. 40

к простиранию контакта расположение кристаллов плагиоклазов и призматически-зернистые структуры. Интересна и важна в генетическом отношении довольно частая резорбция внутренних частей (ядер) плагиоклазов I генерации состава № 39–45 внешними кислыми зонами состава № 29–33, в результате чего фиксируется очень характерная пятнистая интерференционная окраска. Объяснение этого явления разными исследователями дается по-разному: 1) корродированные ядра плагиоклаза представляют собой ксенокристаллы — реликты древних пород, подвергавшихся переплавлению (Larsen, 1938); 2) коррозия плагиоклаза произошла в результате смешения магм разного состава, характеризующихся разными температурами (Kuno, 1936); 3) коррозия плагиоклаза вызвана увеличением давления воды в результате увеличения общего давления; 4) резорбция плагиоклаза обусловлена понижением общего давления при постоянной температуре. Хотя любой из перечисленных способов может привести к резорбции плагиоклаза, наиболее обычной с геологической точки зрения представляется коррозия ранее выделившихся кристаллов вследствие подъема магмы в более высокие горизонты земной коры (падение общего давления; Vance, 1965).

Вэнс считает, что пятнистая зональность отражает два этапа кристаллизации расплава. Первый этап осуществляется на глубине, в магме, недосыщенной лету-

[1] Список сокращений названий минералов приведен в конце книги (см. стр. 144).

Таблица 5

Петрографическая характеристика тоналитов и кварцевых диоритов тарбагатайского комплекса

Минерал	Форма зерен	Размер зерен (мм)	Характеристика
Плагиоклаз I генерации	Призматические, таблитчатые	2,8 × 1,1; 1,2 × 1,2; редко 6,3 × 2,0	Зональность обычно прямая с постепенной сменой состава зон, № 37–45 (ядро) → 33 → 27 → 25. Нередки пятнистая зональность, резорбция ядра внешними зонами. Двойникование полисинтетическое
Плагиоклаз II генерации	Короткопризматические, таблитчатые	1,1 × 0,7; 1,2 × 1,8	Зональность прямая, плавная, без резорбции, № 34 → 31 → 29, внешняя тонкая зона № 20, двойникование полисинтетическое
Роговая обманка	Короткопризматические, призматические, иногда агрегаты полуидиоморфных кристаллов	3,2 × 1,4; 1,0 × 0,5	*Ng* – травяно-зеленый (1,680–1,677) *; *Nm* – желтовато-зеленый (1,669–1,665); *Np* – светло-желтый (1,653–1,648); 2V = –66–65°, *c* : *Ng* = 19–21°
Моноклинный пироксен	Только реликты в крупных кристаллах роговой обманки	0,2 × 0,05	Окрашен в бледно-зеленый цвет, плеохроизм слабый *Ng*–*Np* = 0,030, *c* : *Ng* = 40°
Биотит	Пластины чешуи, редко агрегаты, края зерен неровные	0,8 × 0,3; 2,3 × 2,0	*Ng* ≅ *Nm* – густо-буро-коричневый *Np* – бледно-желтый *Nm* = 1,648–1,644
Кварц	Резко ксеноморфные, нередко мономинеральные агрегаты	2,5 × 1,0; 0,6 × 0,3	Гаснет равномерно или слабо волнисто
Кали-натровый полевой шпат	Резко ксеноморфные зерна с очень неровными краями	2,9 × 2,4; 0,7 × 0,8	Пертитовые вростки единичные, тонкие нитевидные, решетчатое строение проявлено очень неясно 2V = –59–63°, оптическая триклинность 0,5–0,9
Акцессорные минералы		< 0,5	Магнетит, апатит, сфен, циркон, ильменит с оторочками сфена

*Показатели преломления минералов измерены с точностью ±0,002–0,003.

чими. При подъеме расплава и связанном с этим падении давления ранее выделившиеся кристаллы становятся неустойчивыми и корродируются расплавом, так как температура их кристаллизации должна быть ниже (падение давления). Одновременно происходит насыщение магмы летучими (причина опять-таки в падении давления) и, как следствие, – кристаллизация более кислых плагиоклазов с прямой зональностью без резких границ между зонами разного состава (II этап кристаллизации). Такой же более кислый плагиоклаз нарастает и на корродированные ранние кристаллы. Возможность описанного выше механизма образования пятнистой зональности подтверждается термодинамическими расчетами (Carr, 1954).

Роговая обманка образует идиоморфные кристаллы, но все-таки приспосабливается к резко идиоморфным кристаллам плагиоклаза I генерации. С плагиоклазом II генерации границы обычно нейтральные. Роговая обманка активно замещает пироксен (рис. 15) и в свою очередь незначительно корродируется биотитом. Кали-натровый полевой шпат играет второстепенную роль в этой группе пород, а часто отсутствует совсем. Он замещает все минералы, кроме кварца, причем наиболее интенсивно – плагиоклаз, на контакте с которым всегда фиксируется каемка раскисленного состава. Кварц всегда располагается в интерстициях между кристаллами плагиоклаза и роговой обманки. На основании описан-

ных взаимоотношений очевидно, что порядок кристаллизации был следующий: *Пл* I + *Кп* → *Пл* II + *Ро* → *Пл* II + *Би* → *КПШ* + *Кв*. Следует сразу оговориться, что никаких резких границ между концом образования плагиоклаза I генерации и началом кристаллизации плагиоклаза II генерации, конечно, нет, тем более, что на ранний плагиоклаз (I) нарастают зоны кислого состава, которые относятся уже, несомненно, ко II генерации. Такое же близко одновременное образование отмечается и для других минералов: биотита и кварца, плагиоклаза II генерации и кали-натрового полевого шпата. В приведенном порядке кристаллизации автор только стремился показать общую направленность выделения минералов. Сказанное относится также и ко всем описанным ниже порядкам образования минералов.

Вторичные процессы в тоналитах проявлены слабо и выражаются в серицитизации плагиоклазов, актинолитизации роговой обманки и хлоритизации биотита. Кроме того, нередко отмечается незначительная альбитизация, которой подвергаются в основном кали-натровые полевые шпаты и меньше – плагиоклазы. Поздний альбит с мирмекитовыми врастками образует фестончатые каемки по границам ранних полевых шпатов.

Гранодиориты – наиболее распространенная разновидность пород II фазы табагатайского комплекса. Они характеризуются в целом достаточно выдержанным составом на значительных площадях. По содержанию темноцветных минералов среди них можно выделить мезо- и лейкократовые разности; кроме того, отмечаются разновидности, переходные, с одной стороны, к тоналитам, а с другой – к существенно плагиоклазовым гранитам. Тем не менее особенности минерального состава и структур всех разновидностей гранодиоритов близки, поэтому ниже приводится их общее описание (табл. 6).

В гранодиоритах преобладают обычные для таких пород гипидиоморфнозернистые структуры, с участками монцонитовых и очень редко – графических структур. Плагиоклаз характеризуется в основном прямой, иногда во внутренних частях ритмичной (осцилляционной, по Вэнсу)[1] зональностью (рис. 16). Иногда, однако, отмечается нарушение прямой зональности, и на внутренние зоны состава № 27 нарастают зоны № 32–30, затем далее к периферии наблюдается прямая зональность (№ 27 → 25 → 20) с очень плавным изменением состава. Нарушение прямой зональности происходит в результате повторяющегося насыщения расплава анортитом по соседству с индивидуальными кристаллами. Это явление происходит в расплавах, недосыщенных водой, диффузия вещества в которых затруднена. По мере кристаллизации безводных минералов и подъема магмы происходит насыщение ее летучими. В насыщенных водой магмах, вследствие большей скорости диффузии вещества по сравнению со скоростью роста кристаллов, происходит выравнивание составов и образуются плагиоклазы с прямой и очень постепенной сменой зон (Vance, 1962).

После кристаллизации зоны состава № 30–32 никаких нарушений зональности нет, и дальнейшая кристаллизация, видимо, шла из расплава, насыщенного водой. Таблитчатые кристаллы биотита часто окружены тонкой каемкой, состоящей из очень мелких листочков биотита, находящихся в тесном срастании с кварцем, что говорит об их совместной кристаллизации в течение какого-то времени; гораздо реже в каемке присутствует рудный минерал, вероятно, магнетит. В биотите много вростков мелких кристаллов акцессорных минералов. Роговая обманка иногда содержит реликты пироксена и незначительно замещается биотитом. Наличие крупных зерен кали-натрового полевого шпата обусловливает появление монцонитовых структур. В его зернах содержатся включения слабо резорбированных кристаллов плагиоклаза, роговой обманки, биотита, а в краевых частях и кварца. В гранодиоритах предполагается следующий порядок кристаллизации минералов *Пл* I + *Ро* → *Пл* II + *Би* + акцессорные минералы → *КШП* → *Кв*. В некоторых случаях кали-натровый полевой шпат заканчивает кристаллизацию

---

[1] Ритмичная зональность – тонкое чередование зон очень близкого состава с общей тенденцией раскисления от центральных частей к периферическим.

совместно с кварцем (графические структуры). Вторичные изменения в гранодиоритах проявлены незначительно.

В Чулутинском массиве гранодиориты постепенными переходами связаны с существенно плагиоклазовыми гранитами, которые по количественно-минеральному составу отличаются от гранодиоритов бо́льшим (30%) содержанием кварца, несколько меньшей основностью плагиоклаза (№ 28–23) и структурами, по типу близкими к гранитным.

Породы фации эндоконтакта наблюдаются в каждом массиве тарбагатайского комплекса. Характер изменений несколько различен в зонах крутых и пологих контактов. В Тарятском массиве в зоне крутых контактов развиты в основном меланократовые гранодиориты и кварцевые диориты, отличающиеся от близких по составу пород главной интрузивной фации такситовостью. Она проявлена в следующем: непостоянная величина зерен, неравномерное распределение и количественное соотношение минералов, появление директивных текстур. Идиоморфизм и зональность кристаллов плагиоклаза I генерации выражена гораздо резче; четче проявлена пятнистая и осцилляционная зональность. Границы между зонами разного состава часто неровные, коррозионные. Состав внутренних частей кристаллов плагиоклазов № 50–39, внешних № 37 → 27 → 20. Двойники – тонкие, полисинтетические части изогнутые. Размер зерен варьирует от 6,0 x 2,0 до 1,0 x 0,6 м^2.

Таблица 6

Петрографическая характеристика гранодиоритов тарбагатайского комплекса

Минерал	Форма зерен	Размер зерен (мм)	Характеристика
Плагиоклаз I генерации	Короткопризматические и таблитчатые	2,5 x 2,0; 0,6 x 0,4	Зональность прямая с постепенными или резкими границами, № 35 → 26 → 20. Иногда пятнистая зональность и нарушение прямой, № 27 → 32 → 27 → 21. Двойникование полисинтетическое
Плагиоклаз II генерации	Призматические	3,2 x 1,1; 0,9 x 0,4; изредка 4,6 x 1,5	Зональность нечеткая, прямая, № 28 → 26 → 20, редко № 31. Двойникование полисинтетическое
Калинатровый полевой шпат	Короткопризматические и ксеноморфные	3,8 x 2,2; 2,0 x 1,5; редко 7,1 x 4,5	Пертитовые вростки тонкие, нитевидные, < 5%. Нерешетчатый, часто сдвойникован по карлсбадскому закону. В периферической части зерен иногда содержатся включения *Пл, Би, Ро*. 2V = –64–69°; оптическая триклинность 0,2–1,0
Кварц	Резко ксеноморфные, часты мономинеральные агрегаты, иногда идиоморфные	5 x 4 – 2,2 x 2; редко 1,0	Гаснет не всегда одновременно
Биотит	Псевдогексагональные, таблитчатые, пластинчатые	2,2 x 2,0; 0,6 x 0,5	$Ng \cong Nm$ – густой темно-коричнево-бурый, реже – буро-зеленый, Np – желто-зеленый; Nm = 1,657–1,647; содержит многочисленные мелкие включения *Мт, Цр, Сф*
Роговая обманка	Плохо образованные короткопризматические, реже ксеноморфные и агрегаты	2,0 x 1,5; 0,9 x 0,5	Ng – травяно-зеленый, буро-зеленый (1,686–1,689) Nm – буровато-зеленый, неяркий (1,676–1,673) Np – желто-зеленый (1,660–1,653) 2V = –60–62°, $c : Ng$ = 18–20° Иногда содержит очень мелкие реликты моноклинного пироксена

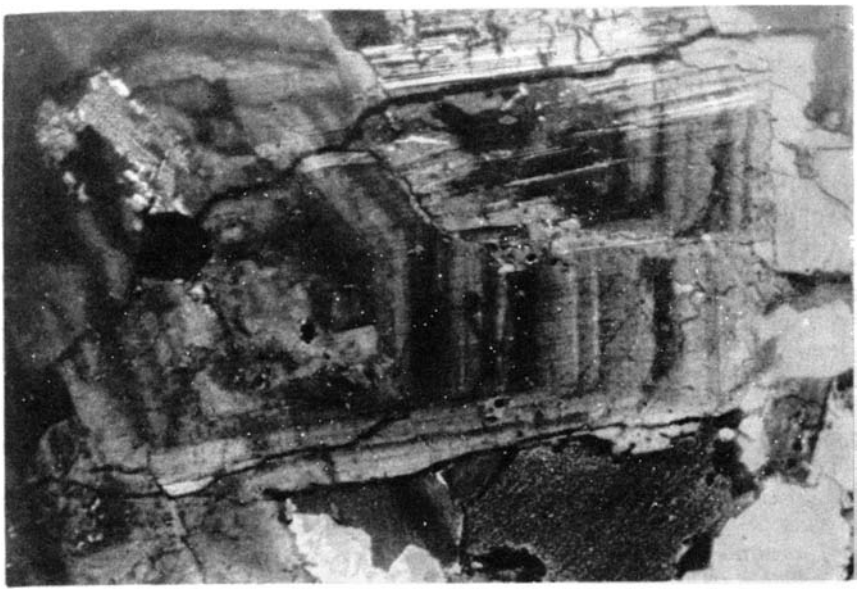


Рис. 16. Пятнистая (во внутренних частях кристаллов) и ритмичная зональность плагиоклаза гранодиоритов тарбагатайского комплекса; ник. +, увел. 60

Призматические и таблитчатые кристаллы плагиоклаза II генерации также зональны, но состав их изменяется плавно (№ 37 → 34 → 27). Кали-натровый полевой шпат в породах непосредственно на контакте присутствует на всегда. Но если он имеется, то всегда выделяется в виде идиоморфных таблитчатых или короткопризматических кристаллов размером 2,5 х 2,0 – 1,0 х 0,6 мм^2. Они водянопрозрачны, лишены пертитов, нерешетчатые $2V = -62^o$, оптическая триклинность 0,2; в краевых частях зерен содержатся включения плагиоклаза, биотита и кварца. Роговая обманка выделяется в виде призматических кристаллов (2,0 х 0,6 мм^2), бледно-зеленого цвета, слабо плеохроирующая ($2V = -68^o$; $c : Ng = 24^o$). В крупных зернах часты реликты моноклинного пироксена. Очень интересно появление в зоне эндоконтакта необычного для тарбагатайского комплекса красно-бурого биотита, образующего изогнутые чешуи и удлиненной формы агрегаты. Плеохроизм резкий ($Ng \cong Nm$ яркий красно-бурый, Np – бледно-желтый). Биотит содержит многочисленные включения радиоактивного циркона, апатита и сфена. Зерна кварца обычно образуют агрегаты округлой или линзовидной формы, гаснут волнисто, иногда гранулированы. Для описываемых пород характерны резко выраженные гипидиоморфнозернистые, призматически-зернистые, монцонитовые структуры. Типично неравномерное агрегативное распределение минералов. Порядок кристаллизации в целом близок таковому в породах главной интрузивной фации, но отличается более ранним выделением кали-натрового полевого шпата, который кристаллизуется совместно с плагиоклазом II генерации (*Пл* I → *Пл* II + *Ро* → *Пл* II + *КПШ* → → *Пл* II + *Би* → *Кв*).

Плоскопараллельное расположение минералов удлиненного габитуса, усиливающееся к контакту, и искривление двойников плагиоклаза свидетельствуют о существовании ориентированного давления при внедрении расплава. Ранняя кристаллизация кали-натрового полевого шпата обусловлена некоторым возрастанием основности расплава (возможна ассимиляция вмещающих пород), что ведет к расширению поля устойчивости щелочных полевых шпатов в ассоциации с более основными плагиоклазами.

В зонах пологих контактов Тарятского массива развиты мелко-среднезернистые кварцевые диориты, диориты и тоналиты, содержащие огромное количество мелких интенсивно измененных, но все равно обычно резко ограниченных, ксенолитов терригенных пород. Для этих пород типичны резко выраженные реакционные

взаимоотношения между минералами. Плагиоклаз резко зонален, типична резорбция ядра, а также нарушение прямой последовательности зон (№ 45 → 39 → → 34 → 37 → 26). Наблюдается активное замещение роговой обманки биотитом, плагиоклаза кали-натровым полевым шпатом. Эта особенность, очевидно, объясняется нарушением равновесия в расплаве вследствие обильного загрязнения материалом вмещающих пород.

Породы фации эндоконтакта в Чулутинском массиве развиты несравненно локальнее, чем в Тарятском. Даже в 100 м от контакта породы еще не отличимы от гранодиоритов главной интрузивной фации. Ближе к контакту гранодиориты характеризуются резко выраженными гипидиоморфнозернистыми структурами, плагиоклаз становится более идиоморфным, и зональность в нем выражена четче. Всегда присутствует роговая обманка, которая становится зеленовато-бурой.

Непосредственно на контакте развиты среднезернистые диориты, кварцевые диориты резко такситового облика. Для них характерно крайне неравномерное распределение темноцветных минералов, представленных в основном роговой обманкой. Плагиоклаз резко зонален, состав № 50 → 42 → 40 → 30 → 26; очень интересно, что грани ядра кристалла иногда повернуты по отношению внешних граней. Роговая обманка двух генераций: I генерация – идиоморфные призматические (до 1 мм) кристаллы буро-зеленого цвета, часто просто сдвойникованные по (010) и (110), $c : Ng = 23 - 26^{o}$, содержат реликтовые зерна авгита ($c : Ng = 52^{o}$). II генерация – крупные (3–6 мм в длину, $c : Ng = 19^{o}$) призматические кристаллы зеленого цвета, ситовидные, содержат многочисленные включения резорбированного плагиоклаза и апатита. Возникновение роговой обманки II генерации, вероятнее всего, связано с ассимиляцией вмещающих пород (зеленых сланцев) и обогащением расплава у контакта кальцием, железом и магнием. Следует подчеркнуть, что влияние вмещающих пород на состав расплава проявлено в очень узкой зоне.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ III ФАЗЫ

Плагиограниты – крупнозернистые светло-серые породы с биотитом и единичными кристаллами роговой обманки – слагают северную часть Тарятского и восточную – Чулутинского массивов. Состав и текстурно-структурные особенности плагиогранитов выдержаны, и лишь в зонах эндоконтакта зернистость в них незначительно уменьшается.

Для плагиогранитов наиболее типичны гранитные, гипидиоморфнозернистые и монцонитовые структуры (рис. 17). Наиболее четко проявлен идиоморфизм кристаллов плагиоклаза I генерации, хотя нередко они бывают огранены не резко (табл. 7). Иногда в краевые части плагиоклаза I вдаются идиоморфные кристаллы кварца. Кали-натровый полевой шпат чаще всего активно резорбирует плагиоклаз, но наряду с этим фиксируются и нейтральные границы. Монцонитовые структуры всегда обусловлены наличием крупных единичных зерен кали-натрового полевого шпата, который "цементирует" плагиоклаз, биотит и иногда кварц. Судя по взаимоотношениям этих минералов, можно сказать, что они кристаллизовались близко одновременно. Однако плагиоклаз I генерации образовался все-таки раньше других минералов, затем *Пл* II + *Би* → *КПШ* → *Кв*. Бóльшая часть акцессорных минералов кристаллизовалась одновременно с биотитом. В плагиогранитах довольно часто фиксируется искривление двойников плагиоклаза, резкое неравномерное погасание кварца, а также его развальцевание, что является, видимо, результатом тектонических напряжений.

Ксенолиты, как правило, встречаются в породах зоны эндоконтакта и изредка в центральных частях массивов. Однако состав ксенолитов и взаимоотношения их с гранитоидами в тех и других участках интрузивов одинаковы. Как уже отмечалось, ксенолиты обычно мелкие, имеют резкие границы с вмещающими их породами, состоят из плагиоклаза, роговой обманки, биотита, кварца и обладают роговиковой или лепидогранобластовой структурами. Плагиоклаз (№ 30) обычно несдвойникован, роговая обманка бледно-зеленая, плеохроирует слабо, $c : Ng = 24-$

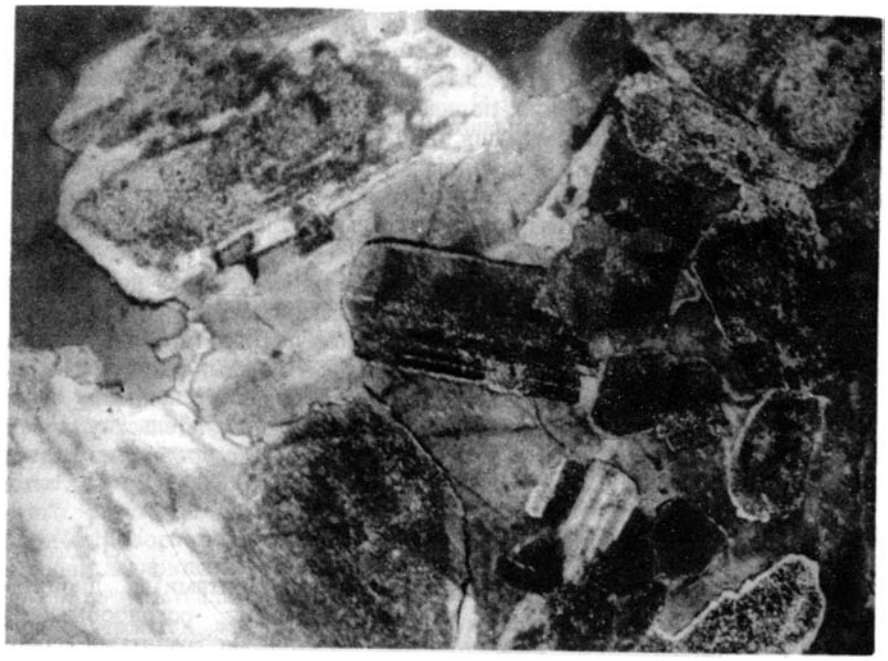


Рис. 17. Монцонитовая структура плагиогранитов тарбагатайского комплекса; кали-натровый полевой шпат "цементирует" кристаллы плагиоклаза; ник. +, увел. 40

Таблица 7

Петрографическая характеристика плагиогранитов III фазы тарбагатайского комплекса

Минерал	Форма зерен	Размер зерен, мм	Характеристика
Плагиоклаз I генерации	Четко идиоморфные таблитчатые, реже – призматические	2,0 × 2,0; 1,0 × 0,8	Прямо зональный, границы между зонами постепенные, № 27 → 20 → 16. Двойникование полисинтетическое
Плагиоклаз II генерации	Призматические	5,7 × 2,3	Неясно зональные, № 24–22. Двойникование полисинтетическое
Кварц	Ксеноморфные зерна и их агрегаты, реже полуидиоморфные кристаллы	5,2 × 2,5; 2,0 × 1,0	Агрегаты состоят из лапчатых или линзовидных зерен, часто гаснет волнисто
Кали-натровый полевой шпат	Резко ксеноморфные с причудливыми очертаниями; в интерстициях между кристаллами плагиоклаза	3,7 × 3,3; 0,7 × 0,5	Пертитовые вростки грубые, ветвистые, составляют $<10\%$. Нерешетчатый, $2V = -64–78^{\circ}$, оптическая триклинность 0,5–0,9
Биотит	Таблитчатые, чешуйчатые	2,0 × 2,0; 1,0 × 0,2	$Ng \cong Nm$ – коричневато-бурый Np – светло-желтый $Nm = 1{,}637–1{,}651$; содержит включения *Ап, Цр, Мт, Сф*. Часто хлоритизирован
Роговая обманка	Призматические	3,5 × 1,0	Ng – зеленый Nm – желто-зеленый Np – бледно-зеленый $c : Ng = 18^{\circ}$

26^{o}; биотит зеленовато-бурый. В центральных частях наиболее крупных ксенолитов эта ассоциация исчезает, сменяясь ассоциацией серицит + эпидот + хлорит. Таким образом, внутренняя часть ксенолита по составу отвечает наиболее слабо контактово-измеренным вмещающим породам (см. ниже). Ксенолиты с нечеткими контактами изменены сильнее; для них типичны минеральные ассоциации *Би + Кв* или *Пл + Ро + Би + Кв* и лепидогранобластовые или призматически-зернистые структуры. От вмещающих интрузивных пород ксенолиты всегда отличаются меньшей крупностью зерна, незначительным содержанием кварца и отсутствием кали-натрового полевого шпата.

В ксенолитах эндоконтактовых зон наблюдаются единичные новообразования резко зональных идиоморфных кристаллов плагиоклаза (№ 34) и роговой обманки, содержащих включения кварца и кислого плагиоклаза, что является, очевидно, следствием замещения, проявленного, однако, в малых масштабах.

Обогащенность ксенолитами контактовых зон, наличие ксенолитов, по составу отвечающих слабо измененным вмещающим породам, свидетельствуют о том, что бóльшая их часть попала в расплав примерно на том же уровне, на котором он и кристаллизовался.

ХАНГАЙСКИЙ КОМПЛЕКС

Хангайский комплекс представлен кварцевыми диоритами и диоритами (I фаза), порфировидными и реже непорфировидными, роговообманково-биотитовыми гранодиоритами и гранитами, лейкократовыми гранитами с биотитом (II фаза) и мелкозернистыми, практически лишенными темноцветных, гранитами (III фаза).

На треугольнике составов хорошо выражена тенденция увеличения содержания кварца и кали-натрового полевого шпата от ранних фаз к поздним (см.

Таблица 8

Количественно-минеральный состав пород (в объемн. %) хангайского комплекса

Порода	Фаза, массив	Количество проб	Плагиоклаз	Кварц	Кали-натровый полевой шпат	Роговая обманка	Биотит	Акцессорные минералы
Кварцевый диорит	1	4	55–68 (59)	2–20 (12)	4–10 (7)	7–20 (10)	7–16 (12)	1–2
Гранодиорит порфировидный	II фаза 1 субфаза, группа Хангайских массивов	10	39–58 (50)	16–25 (20)	13–23 (17)	1–5 (3)	5–16 (10)	1–2
Гранит порфировидный	II фаза 2 субфаза, группа Хангайских массивов	11	30–46 (36)	21–36 (30)	21–33 (28)	0–2 (1)	3–8 (5)	1–2
Меланократовый гранодиорит, непорфировидный	II фаза, Западно-Хангайский батолит	4	51–55 (53)	13–19 (16)	9–15 (11)	3–13 (7)	9–15 (13)	1–3
Гранодиорит порфировидный	То же	9	39–52 (46)	18–30 (23)	16–28 (22)	0–4 (2)	5–11 (7)	1–4
Лейкократовый гранит неясно порфировидный		6	20–38 (29)	26–38 (32)	31–43 (37)	–	1–4 (2)	0–3

рис. 13, 14). Среди темноцветных минералов резко преобладает биотит, хотя роговая обманка присутствует всегда, – ее нет только в лейкократовых гранитах (табл. 8). Важной особенностью большинства пород хангайского комплекса является наличие порфировидных структур, обусловленных присутствием порфировидных вкрапленников кали-натрового полевого шпата, составляющих иногда 10–20% породы.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ I ФАЗЫ

Кварцевые диориты и диориты являются наиболее часто встречающимися породами ранней фазы хангайского комплекса и связаны постепенными переходами с более редкими разновидностями – меланократовыми гранодиоритами. В отличие от близких по составу пород I фазы тарбагатайского комплекса, перечисленные разновидности характеризуются постоянным присутствием хотя бы незначительных количеств кали-натрового полевого шпата, а также свежим обликом. Для кварцевых диоритов и диоритов хангайского комплекса характерны неравномернозернистые структуры и частая смена их типов. Преобладают гипидиоморфнозернистые, однако наблюдаются участки панидиоморфнозернистых и даже монцонитовых структур. Последние обусловлены наличием единичных крупных зерен кали-натрового полевого шпата, содержащего включения резорбированных кристаллов плагиоклаза, зерен роговой обманки и биотита. Наиболее идиоморфными являются кристаллы плагиоклаза и роговой обманки (табл. 9). В последней нередко содержатся реликты корродированного моноклинного пироксена. Порядок кристаллизации был, по-видимому, следующий: $Пл_{44-37}$ + *Кп* → $Пл_{37-28}$ + *Ро* → $Пл_{28-25}$ + *Би* → $Пл_{25}$ + *КПШ* → *Кв* (два последних минерала иногда образуют тонкие срастания).

Среди пород I фазы иногда встречаются двупироксеновые биотитовые диориты, содержащие до 10% кали-натрового полевого шпата. В этих породах мелкие

Таблица 9

Петрографическая характеристика кварцевых диоритов и диоритов I фазы хангайского комплекса

Минерал	Форма зерен	Размер зерен, мм	Характеристика
Плагиоклаз	Призматические, таблитчатые; нередки сростки	2,4 × 0,6; 0,8 × 0,3; 4,5 × 0,8	Четко зонален, границы между зонами резкие, № 44 → 37 → 28 → 25, часта резорбция ядра внешней зоной, двойникование тонкое полисинтетическое, содержит грубые антипертитовые вростки прямоугольной формы калиевого полевого шпата
Роговая обманка	Призматические, хорошо ограненные	3,5 × 2,0; 2,1 × 1,8	*Ng* – бурый (1,678) *Nm* – буро-зеленый (1,668) *Np* – бледно-зеленый (1,658) 2V = –68° *c* : *Ng* = 26°, часты двойники
Моноклинный пироксен	Реликты в зернах роговой обманки	<1,0	Бледно-зеленый, плеохроизм слабый, всегда окружен каймой бурой роговой обманки, на контакте рудный минерал; *c* : *Ng* = 37°
Биотит	Ксеноморфные пластины	0,8 × 0,6; 0,3 × 0,1	*Ng* ≅ *Nm* – буро-коричневый *Np* – бледно-желтый *Nm* = 1,650–1,659, замещает роговую обманку, содержит включения *An*, *Цр*, *Мт*
Кали-натровый полевой шпат	Резко ксеноморфные	2,3 × 2,0; 1,0 × 0,5	Нерешетчатый, без пертитов, активно замещает плагиоклаз

(< 1 мм) призматические кристаллы плагиоклаза (№ 37–32) ассоциируют с короткопризматическими кристаллами (1 мм) гиперстена (*Ng* – бледно-розовый, *Nm* – почти бесцветный, *Np* – бледно-зеленый, *c* : *Ng* = 5–7°). Более крупные (2,7 х 2,2) плохо ограненные кристаллы плагиоклаза (№ 44 → 37 → 32 → 27) часто пятнисто зональные, содержат включения гиперстена. Кроме гиперстена в диоритах наблюдаются зерна моноклинного пироксена (*c* : *Ng* = 42–48°; 2V ~ ~ 30°), окрашенного в бледно-зеленый цвет. На контакте плагиоклаза и моноклинного пироксена обычно возникает кайма зеленой роговой обманки. Моноклинный пироксен иногда замещается биотитом, который выделяется в виде резко ксеноморфных с неровными краями пластин, окрашенных в коричневый с красноватым оттенком цвет. Кроме названных минералов, в этих породах присутствует нерешетчатый кали-натровый полевой шпат, который образует резко ксеноморфные зерна, интенсивно резорбирующие плагиоклаз. В кали-натровом полевом шпате содержится до 20–30% тонких эмульсиевидных пертитов. Предполагается следующий порядок кристаллизации минералов: *Пл + Гип → Пл* II *+ Кп → → Би + Кв → КПШ + Кв*. Замещение моноклинного пироксена биотитом и плагиоклаза кали-натровым полевым шпатом свидетельствует о возрастании химического потенциала калия к концу кристаллизации расплава. Появление таких пород в составе I фазы хангайского комплекса является генетическим мостиком, связывающим их с породами главной фазы, в которых калий играет уже существенную роль.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ II ФАЗЫ

Гранодиориты широко распространены в составе пород хангайского комплекса. Они, как уже отмечалось, обычно резко порфировидны, что позволяет отличать их от сходных пород тарбагатайского и эгиндабинского комплексов.

Наряду с порфировидными гранодиоритами, но гораздо реже, встречаются и непорфировидные разновидности, характеризующиеся в целом большей меланократовостью. Несмотря на колебания количественных соотношений породообразующих минералов, а также текстурно-структурных особенностей, все гранодиориты хангайского комплекса имеют близкие черты: резкое преобладание плагиоклаза над кали-натровым полевым шпатом и биотита над роговой обманкой, невысокое содержание кварца, постоянное присутствие хорошо ограненных медово-желтых и бурых конвертовидных кристаллов сфена (см. табл. 8).

Для гранодиоритов хангайского комплекса наиболее типичны гипидиоморфнозернистые структуры с участками монцонитовых. Наиболее идиоморфным является плагиоклаз, затем идут роговая обманка, биотит, кали-натровый полевой шпат и кварц (табл. 10). Нередко эта последовательность нарушается: кристаллы кали-натрового полевого шпата и кварца более идиоморфны, чем темноцветные минералы. Взаимоотношения между плагиоклазом и кали-натровым полевым шпатом разные: наблюдается как интенсивное замещение плагиоклаза, так и отсутствие взаимодействия. Нередко кали-натровый полевой шпат использует кристаллы плагиоклаза в качестве центров кристаллизации. Важно подчеркнуть, что во вкрапленниках кали-натрового полевого шпата включения кристаллов плагиоклаза, роговой обманки и биотита располагаются обычно зонально, параллельно их граням, причем зерна роговой обманки, биотита и кварца наблюдаются только в периферических частях вкрапленников. Кроме того, во вкрапленниках есть включения плагиоклаза № 30, состав которого отвечает составу внутренних частей плагиоклаза I генерации. Оптические константы кали-натрового полевого шпата, образующего вкрапленники и выделяющегося в виде ксеноморфных зерен в основной массе, близки. Существует несколько точек зрения на происхождение порфировидных вкрапленников в гранитоидах: кристаллизация из расплава, автометасоматическое образование, метасоматическая переработка субстрата до его расплавления (Афанасьев, 1949; Серых, Ященко, 1963; Павленко, Филиппов, 1971; Антипин и др., 1969; Emmerman, 1969, Ферштатер, 1968, Иванов и др., 1970). Несомненно, что порфировидные вкрапленники могут быть

Таблица 10

Петрографическая характеристика гранодиоритов II фазы хангайского комплекса

Минерал	Форма зерен	Размер зерен, мм	Характеристика
Плагиоклаз I генерации	Удлиненнопризматические	5,1 × 3,3; 4,2 × 2,1	Зонален, иногда тонко, ритмично; границы зон резкие № 36 → 37 → 21; изредка наблюдается пятнистая зональность
	Таблитчатые	2,3 × 2,1	Зонален, границы зон расплывчатые, № 34 → 28 → 20, основные ядра встречаются редко
Плагиоклаз II генерации	Таблитчатые и призматические, нередки сростки	1,2 × 1,0; 0,8–0,4	Зонален, состав зон меняется постепенно, № 27 → 25 → 20 реже незонален; двойникование полисинтетическое
Кали-натровый полевой шпат (вкрапленники)	Короткопризматические, края кристаллов неровные	20 × 15; иногда 30–45 × 20–15	Обычно нерешетчатый, двойники простые по карлсбадскому закону (см. рис. 18), двойниковый шов неровный. Пертиты чаще нитевидные, эмульсиевидные, составляют не более 10–20%, изредка наблюдаются грубые ветвистые пертиты и решетчатое строение. Типичны включения – *Пл, Ро, Би* и *Кв*, причем последние три минерала – только в краевой части. *Пл* резорбирован в различной степени $2V = -60–70^{o}$; оптическая триклинность 0,7
Кали-натровый полевой шпат (основная масса)	Резко ксеноморфные в интерстициях между кристаллами плагиоклаза	3,0 × 2,0; 0,5 × 0,3	Решетчатое строение проявлено в разной степени, пертитов мало; они тонкие, нитевидные; часто интенсивно резорбирует плагиоклаз. $2V = -58–86^{o}$; оптическая триклинность 0,5–1,0
Роговая обманка	Призматическая, короткопризматическая, редко агрегаты	2,0 × 0,8; 1,5 × 0,7; иногда 6,3 × 1,1	*Ng* – травяно-зеленый (1,687–1,670) *Nm* – зеленый (1,673–1,661) *Np* – бледно-желтый (1,660–1,648) $2V = -61–69^{o}$ *c* : *Ng* = 14–18°. Иногда содержит реликты моноклинного пироксена
Биотит	Идиоморфные пластины, чешуи, иногда сростки	4,3 × 3,5; 3,0 × 1,0	*Ng* ≅ *Nm* – густо-коричневый или зеленовато-бурый *Np* – бледно-желтый *Nm* = 1,657–1,638
Кварц	Ксеноморфные, агрегаты, иногда идиоморфные	2,0 × 1,5; 1,2 × 0,8	Чаще всего округлые или овальные зерна, гаснут слабо волнисто
Акцессорные минералы	Конвертовидная призматическая ксеноморфная	<0,1	Сфен, апатит, циркон, магнетит, зональный ортит

образованы любым из этих способов, и в каждом конкретном случае нужно решать, каким именно. Вкрапленники кали-натровых полевых шпатов гранодиоритов хангайского комплекса образовались в основном в магматическую стадию формирования пород и лишь частично – в автометасоматическую. Взаимоотношения с другими породообразующими минералами показывают, что кали-натровый полевой шпат начал кристаллизоваться после плагиоклаза I генерации, и время его образования было длительным, о чем свидетельствуют включения в краевых частях кристаллов не только роговой обманки, биотита, плагиоклаза, но даже кварца (рис. 18, 19). Очевидно, что его выделение шло параллельно образованию названных минералов. Доказательством раннего магматического происхождения

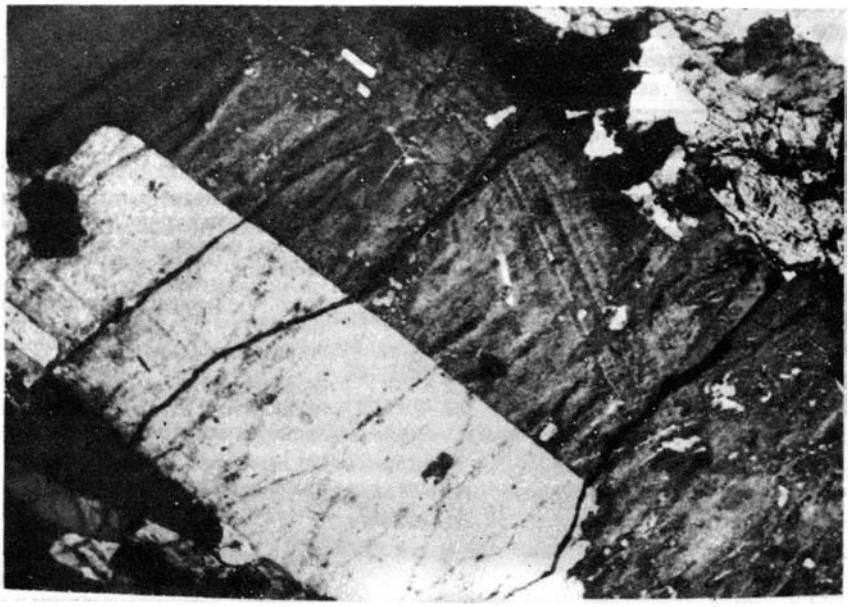


Рис. 18. Вкрапленник кали-натрового полевого шпата гранодиоритов хангайского комплекса, образовавшийся в магматическую стадию; видна тонкая зональность, обусловленная разным содержанием пертитов; ник. +, увел. 30

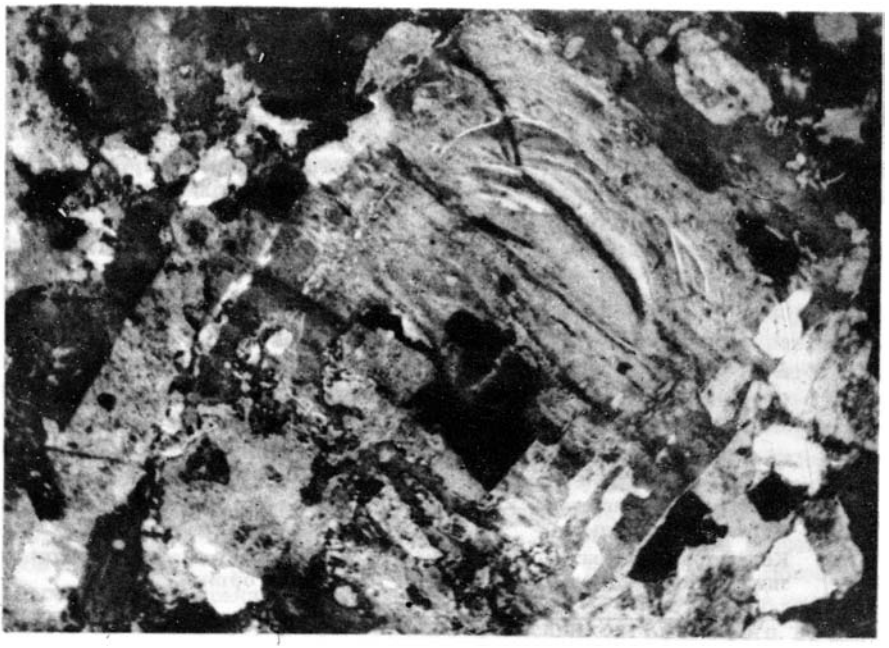


Рис. 19. Зональный вкрапленник кали-натрового полевого шпата, выросший на кристалл плагиоклаза I генерации, во внешних частях включения других минералов; ник. +, увел. 30

кали-натрового полевого шпата являются следующие факты: промежуточная степень триклинности, небольшой угол оптических осей и существенная роль в его составе альбитовой составляющей (см. раздел "Кали-натровые полевые шпаты"). Все это говорит о достаточно высокой температуре образования кали-натрового полевого шпата, соответствующей температурам гранитных расплавов.

Однако нередко во вкрапленниках кали-натрового полевого шпата наблюдаются интенсивно корродированные участки основной массы породы. Хорошо видно,

Рис. 20. Замещение плагиоклаза (белое) автометасоматическим кали-натровым полевым шпатом (темно-серое); ник. +, увел. 60

как он активно замещает все ранее выделившиеся минералы (рис. 20). На основании этого можно считать, что какая-то часть кали-натрового полевого шпата образовалась при автометасоматическом преобразовании породы. Наличие в гранодиоритах линзовидных обособлений, состоящих почти нацело из крупных кристаллов кали-натрового полевого шпата, подтверждает такое предположение.

На основании установленных взаимоотношений предполагается следующий порядок кристаллизации минералов гранодиоритов: *Пл* I → *Пл* II + *Ро* → *Пл* II + *Би* → → *Пл* II + *КПШ* → *КПШ* + *Кв*. Вторичные изменения проявлены слабо и выражаются в незначительной альбитизации полевых шпатов и хлоритизации темноцветных минералов.

В меланократовых средне-крупнозернистых непорфировидных гранодиоритах наблюдается несколько более основной и четко зональный плагиоклаз, в зернах роговой обманки нередки реликты моноклинного пироксена; содержания кварца и кали-натрового полевого шпата в этих породах ниже, чем в порфировидных разностях (см. табл. 8). Кроме того, для непорфировидных гранодиоритов характерно неравномерное, нередко кучное распределение темноцветных минералов.

Помимо описанных разновидностей, в апикальных частях массивов наблюдаются мелко-среднезернистые мелкопорфировидные и непорфировидные гранодиориты. В виде вкрапленников в них выделяются таблитчатые кристаллы (1 см) резко пятнисто- и ритмично-зонального плагиоклаза (№ 36–28). Остальные более мелкие удлиненно-призматические кристаллы очень хорошо ограничены – в них видны даже диэдрические грани; количество тонких ритмично повторяющихся зон достигает 20. Возникновение таких четко многократно зональных кристаллов обусловлено, очевидно, тем, что кристаллизация их из расплава, недосыщенного водой, была быстрой, в связи с чем выравнивания составов выделившихся кристаллов и расплава не происходило (Vance, 1965). Средний состав кристаллов плагиоклаза – № 28 и только внешняя тонкая кайма – № 20–18. Кали-натрового полевого шпата немного (около 10–15%), и он образует призматические просто сдвойникованные кристаллы, содержащие незначительное (~ 5%) количество тонких нитевидных пертитов. В призматических кристаллах резко плеохроирующей роговой обманки ($c:Ng = 22^{\circ}$) часто имеются реликты зерен клинопироксена. Окрашенный в густой буро-коричневый цвет биотит незначи-

тельно замещает роговую обманку. Структура пород – резко выраженная гипидиоморфнозернистая (удлиненно-призматические кристаллы плагиоклаза, кали-натрового полевого шпата, роговой обманки и ксеноморфные – биотита и кварца). Особенности структуры породы, характер зональности плагиоклазов и обилие реликтов пироксена – все это свидетельствует о более быстрой кристаллизации этих пород по сравнению с кристаллизацией обычных гранодиоритов. Этот вывод хорошо согласуется с геологическими данными: приуроченностью описываемых пород к прикупольным частям интрузивов.

Заканчивая описание гранодиоритов хангайского комплекса, следует отметить, что в Западно-Хангайском батолите они в целом характеризуются более кислым составом, в них не встречается плагиоклаз, более основной, чем плагиоклаз № 28, и содержание темноцветных минералов несколько ниже (около 10%).

Порфировидные граниты хангайского комплекса распространены почти так же широко, как и гранодиориты. Между ними, как уже отмечалось, существуют как постепенные переходы, так и рвущие взаимоотношения. Тем не менее состав и текстурно-структурные особенности всех гранитов достаточно близки. Поэтому ниже приводится общее петрографическое описание гранитов, среди которых выделяется две разновидности: порфировидные биотитовые с редкими кристаллами роговой обманки и лейкократовые неясно порфировидные с незначительным количеством биотита (~ 3%).

Порфировидные граниты имеют несколько неравномернозернистую гипидиоморфнозернистую, переходную к гранитной, гранитную и редко монцонитовую структуру основной массы. Характерно равномерное распределение листочков биотита. По сравнению с гранодиоритами, в гранитах идиоморфизм кристаллов минералов выражен хуже (табл. 11). Плагиоклаз I генерации незначительно резорбирован кали-натровым полевым шпатом и часто содержится в его вкрапленниках. В них, кроме того, наблюдаются включения роговой обманки, биотита и кварца (в краевых частях). Характер взаимоотношений вкрапленников кали-натрового полевого шпата с другими минералами свидетельствует о том, что они являются магматическими, подобно аналогичным образованиям в гранодиоритах.

Близкий состав плагиоклазов обеих генераций, незначительная резорбция их кали-натровым полевым шпатом, включения идиоморфных кристаллов кварца в периферических частях зерен кали-натрового полевого шпата свидетельствуют в пользу близко одновременной кристаллизации всех минералов гранитов. В них довольно часто проявлена поздняя альбитизация; особенно интенсивному изменению подвергается кали-натровый полевой шпат. Альбит, обычно шахматный, развивается как в виде пятен неопределенной формы по всему зерну, так и в виде каемок по стыкам кристаллов плагиоклаза и кали-натрового полевого шпата; в последнем случае он обычно содержит многочисленные мирмекитовые вростки. Другие вторичные процессы – хлоритизация биотита и серицитизация плагиоклаза – проявлены незначительно.

Среди порфировидных гранитов есть разности, отличающиеся мелко-среднезернистой основной массой. Они слагают два штокообразных массива. Состав этих пород почти ничем не отличается от состава порфировидных гранитов с крупнозернистой основной массой, но структура их резко выраженная гипидиоморфнозернистая. В них присутствует плагиоклаз, в котором четко проявлена тонкая ритмичная зональность, состав его № 30 → 22 → 20. Очертания зон резкие, в краевых частях зерен содержатся включения биотита и кварца. В кристаллах кали-натрового полевого шпата находится очень много лейст биотита, зерен плагиоклаза и магнетита, а также участки породы. Решетчатое строение проявлено почти всегда; обычно присутствуют грубые ветвистые пертиты, но есть и зерна, лишенные их. По-видимому, мелко-среднезернистые граниты, подобно таковым разностям гранодиоритов, приурочены к апикальным частям штокообразных интрузивов и кристаллизовались поэтому быстрее, чем крупнозернистые граниты.

Лейкократовые неясно порфировидные граниты хангайского комплекса близки к порфировидным биотитовым гранитам, поэтому ниже остановимся только

Таблица 11

Петрографическая характеристика порфировидных биотитовых гранитов II фазы хангайского комплекса

Минерал	Форма зерен	Размер зерен, мм	Характеристика
Плагиоклаз I генерации	Призматические кристаллы нередко с диэдрическими гранями, плохо образованные кристаллы	5,8 × 2,5; 3,8 × 2,0	Зональность проявлена с разной степенью четкости, иногда ритмичная, тонкая, пятнистая; № 28 → 20; очень редко в центральных частях № 32–30; внешняя кайма – № 18–16. Полисинтетически сдвойникован
Плагиоклаз II генерации	Призматические, таблитчатые, плохо образованные кристаллы	1,8 × 1,2; 1,2 × 0,7	Зональность проявлена слабо, границы зон очень постепенные; № 24–22; внешние зоны – № 20–18
Кали-натровый полевой шпат (вкрапленники)	Таблитчатые, коротко-призматические, края очень неровные	11,0 × 8,0; 2,5 × 2,0	Обычно нерешетчатый, решетчатое строение проявлено спорадически, пертиты нитевидные (<10%). Включения *Пл, Би, Ро* и *Кв* в краевых частях кристаллов. Встречаются грубые ветвистые пертиты (до 20–30%) 2V = –68–75°; оптическая триклинность 0,5–1,0
Кали-натровый полевой шпат (основная масса)	Ксеноморфная	4,0 × 1,5; 1,0 × 1,2	Нерешетчатый, пертиты струйчатые (<10%), незначительно корродирует *Пл* 2V = –63–80°; оптическая триклинность 0,5–1
Кварц	Агрегаты округлой формы, идиоморфные кристаллы	10 × 8,0	Мономинеральные агрегаты состоят из 2–3 до 10 зерен. Идиоморфные псевдогексагональные кристаллы в краевых частях *КПШ*
Биотит	Ксеноморфные чешуи, агрегаты	1,0	*Ng* ≅ *Nm* – густо-буро-коричневый *Np* – бледно-желтый *Nm* = 1,654–1,640 Часто ассоциирует с *Мт, Сф, Орт*
Роговая обманка	Призматическая	2,7 × 1,5; 1,0 × 0,4	*Ng* – зеленый, редко густо-зеленый; *Nm* – желто-зеленый; *Np* – бледно-зеленый 2V = – 60°, *c* : *Ng* = 16–18
Акцессорные минералы	Призматическая ромбовидная	1,0	Сфен, циркон, магнетит, зональный ортит, апатит

на их отличительных особенностях. В лейкократовых гранитах не содержится даже единичных кристаллов роговой обманки, и биотита в них мало (~ 3%). Неясно порфировидная текстура обусловлена тем, что величина зерен основной массы соизмерима с размерами вкрапленников кали-натрового полевого шпата. Плагиоклаз обычно незонален, или зональность очень постепенная, состав его № 24 → → 20 → 16, очень редко № 29 (центральная часть кристаллов). Кали-натровый полевой шпат, чаще всего решетчатый (2V = –65–75°, оптическая триклинность = 1,0), не содержит пертитов. Включения плагиоклаза и биотита в нем редки и почти не резорбированы. Границы зерен плагиоклазов и кали-натровых полевых шпатов обычно нейтральны, реакционные взаимоотношения редки. В лейкократовых гранитах фиксируется классическая последовательность кристаллизации минералов *Пл → Би + КПШ → Кв*. Характер взаимоотношения кали-натрового полевого шпата с другими минералами свидетельствует о том, что он почти весь магматический.

Этот вывод подтверждают полевые наблюдения, которые фиксируют отсутствие мономинеральных линзовидных обособлений кали-натрового полевого шпата в лейкократовых гранитах.

Породы фации эндоконтакта II фазы хангайского комплекса, как уже отмечалось, мало отличаются от пород главной интрузивной фации. Исключение составляет Мандальский гранитный массив, где вдоль северного пологого контакта наблюдается зона гранитоидов с полосчатым распределением биотита. Эти породы характеризуются низким содержанием кали-натрового полевого шпата (2–3%) и высоким – биотита (14–15%). Биотит и роговая обманка образуют сильно уплощенные линзовидные агрегаты, в которых наблюдаются мелкие ксеноморфные зерна плагиоклаза. Мелкие чешуйки биотита часто сплошной полоской окаймляют призматические зональные кристаллы плагиоклаза (№ 27–24, редко № 30 в центре). Двойники последнего нередко изогнуты, кристаллы трещиноваты. Роговая обманка обычно располагается в центре агрегатов, окрашена зонально: в центре бурая, по краям зеленая, $c:Ng = 26^{\circ}–28^{\circ}$. В ассоциации с биотитом очень много мелких четко идиоморфных кристаллов сфена, циркона и ортита. Структура породы резко выраженная неравномернозернистая, гипидиоморфнозернистая. Очевидно, что в данном случае особые условия формирования интрузивов (пологий контакт) обусловили возможность активной переработки и частичной ассимиляции вмещающих пород, что и привело к возникновению описанных выше гранитоидов.

При прорывании гранодиоритов 1 субфазы гранитами 2 существенных изменений на контакте не происходит. В гранодиоритах только раскисляется плагиоклаз (№ 22), и роговая обманка окрашивается в синевато-зеленый цвет. Граниты непосредственно на контакте характеризуются разнозернистыми гипидиоморфнозернистыми структурами, присутствием зонального плагиоклаза и лишены биотита. В 20 см от контакта они имеют уже облик и состав, типичные для гранитов главной интрузивной фации. Таким образом, к моменту внедрения гранитов гранодиориты были уже полностью раскристаллизованы и не испытали на контакте с ними существенной переработки. Аналогичная маломощная зона разнозернистых лейкократовых гранитов фиксируется и при прорывании этими гранитами терригенных пород.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ III ФАЗЫ

Состав и структурно-текстурные особенности мелкозернистых лейкократовых гранитов хангайского комплекса очень однообразны. Плагиоклаз выделяется в виде таблитчатых, реже призматических кристаллов (№ 12–18). Кали-натровый полевой шпат образует идиоморфные кристаллы с тонкими нитевидными пертитами. Для него характерно решетчатое строение. Биотит встречается редко в виде мелких чешуй желтовато-зеленого цвета, обычно нацело хлоритизирован ($Nm = 1{,}640$). Для гранитов характерны гранитные, аплитовые и микропегматитовые структуры. В них часто отмечается поздняя альбитизация, в результате которой замещается как кали-натровый полевой шпат, так и ранний плагиоклаз.

Ксенолиты в гранитоидах хангайского комплекса встречаются как в центральных частях массивов, так и в эндоконтактовых зонах. Они всегда имеют резкие контакты и состоят из обыкновенной зеленой роговой обманки, плагиоклаза, зелено-бурого биотита с небольшой примесью кварца. Структуры призматическизернистые, аллотриоморфнозернистые, иногда порфиробластовые. В виде порфиробластов выделяются мелкие (до 2 мм) кристаллы плагиоклаза.

Жильные породы представлены маломощными жилами аплитов и мелкозернистых гранитов, а также пегматитовыми и кварцевыми жилами. Мелкозернистые граниты и аплиты состоят из плагиоклаза (№ 20–15), решетчатого кали-натрового полевого шпата и кварца, находящихся примерно в равных количествах. Для этих пород типичны аплитовые, микропегматитовые и микрогранитные структуры.

ШАРАУСГОЛЬСКИЙ КОМПЛЕКС

Шараусгольский комплекс представлен исключительно однообразными лейкократовыми нормальными и существенно калишпатовыми гранитами, а также, но в меньшем количестве, граносиенитами и мелкозернистыми гранитами. На диаграмме (см. рис. 13) точки составов этих пород в треугольнике *Пл-КПШ-Кв* ложатся довольно кучно, располагаясь в основном в поле нормальных гранитов, где тяготеют к стороне кварц-кали-натровый полевой шпат. Принципиальных различий между нормальными лейкократовыми и существенно калишпатовыми гранитами нет, и четкую границу между ними провести нельзя. Разница заключается в несколько бо́льших количествах кварца и плагиоклаза в нормальных гранитах по сравнению с существенно калишпатовыми (табл. 12).

Таблица 12

Количественно-минеральный состав гранитов (в объемн. %) I фазы шараусгольского комплекса

Порода	Массив	Количество проб	Плагиоклаз	Кварц	Кали-натровый полевой шпат	Биотит	Акцессорные минералы
Крупнозернистый гранит	Бугутинский батолит	4	28–32 (30)	30–36 (33)	31–39 (35)	1–3 (2)	1
Среднезернистый лейкократовый гранит	Западно-Хангайский батолит	9	29–33 (30)	24–36 (30)	30–40 (37)	1–7 (3)	1–2
Лейкократовый неясно порфировидный гранит	Небольшие штоки	6	27–35 (30)	25–38 (33)	31–39 (34)	1–4 (3)	1
Среднезернистый существенно калишпатовый гранит	Бугутинский батолит	2	15–18 (20)	26–33 (28)	45–58 (49)	2–4 (3)	1
То же	Западно-Хангайский батолит	5	24–36 (28)	24–34 (28)	27–58 (41)	1–4 (3)	1

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ I ФАЗЫ

Лейкократовые граниты являются наиболее широко распространенными породами шараусгольского комплекса. Они характеризуются примерно равным количественным соотношением кварца, кислого плагиоклаза и кали-натрового полевого шпата и незначительным содержанием биотита.

Структуры гранитов обычно гипидиоморфнозернистые, причем плагиоклаз и кали-натровый полевой шпат характеризуются примерно одинаковой степенью идиоморфизма. Между кристаллами этих минералов зажаты зерна кварца и чешуи биотита. Несколько реже наблюдаются гранитные структуры, обусловленные наличием идиоморфных кристаллов кварца. Кроме того, иногда отмечаются монцонитовые и графические структуры. Плагиоклаз незначительно корродируется кали-натровым полевым шпатом, который в свою очередь несколько резорбирован кварцем. Взаимоотношения полевых шпатов и кварца показывают, что они кристаллизовались близко одновременно, и почти всегда фиксируется обычная для гранитов последовательность их образования: *Пл → Пл + Би → КПШ + Би → Кв*. Как уже отмечалось, для кали-натровых полевых шпатов шараусгольских гранитов очень характерно обилие (до 40%) грубых ветвистых и жилковатых пертитов (табл. 13). Эмульсиевидные, тонкие нитевидные пертиты редки. Кроме того, для них также характерно решетчатое строение, проявленное с разной степенью

четкости. По вопросу о происхождении грубых пертитов существует мнение, что они являются либо поздними, образовавшимися в результате замещения кали-натрового полевого шпата кислым плагиоклазом (Руденко, 1954), либо представляют собой реликты раннего плагиоклаза, замещенного кали-натровым полевым шпатом (Купченко, 1953). Представляется, что описываемые грубые ветвистые пертиты образовались другим путем: в результате сегрегации субмикроскопических пертитов распада в процессе упорядочения кали-натрового полевого шпата. Это предположение подтверждается морфологией пертитов. Пертитовые вростки к краю зерна обычно выклиниваются или утоняются (рис. 21), а от включенного в кали-натровый полевой шпат раннего плагиоклаза пертиты отличаются более кислым составом. Однако однозначно решить вопрос о происхождении трудно, так как в описываемых гранитах нередко проявляется поздняя альбитизация. Правда, этот альбит образует обычно только каемки вокруг зерен кали-натрового полевого шпата, не проникая внутрь зерна, и содержит мирмекитовые вростки. Пертитовый плагиоклаз никогда не сопровождается мирмекитовыми вростками, что также свидетельствует о его магматическом происхождении. Об этом же говорит и довольно постоянное содержание пертитов в кали-натровом полевом шпате. При наложенном характере пертитов количество их должно варьировать в широких пределах.

Полная смесимость в системе $KAlSi_3O_8$–$NaAlSi_3O_8$ и возможность кристаллизации гомогенных кали-натровых полевых шпатов доказаны экспериментально Н. Боуэном и О. Таттлом (1952). При понижении температуры твердые растворы распадаются на две самостоятельные фазы – альбит и калиевый полевой шпат. Это свидетельствует, что система прошла через максимальную температуру сольвуса, равную 660–715° (в зависимости от давления воды; Mishot, 1961). Уже только исходя из этого факта, можно считать, что граниты, в которых имеются такие полевые шпаты, имеют магматическое происхождение.

Ф. Лавес и К. Солдатос (Laves, Soldatos, 1963) считают, что грубые, но правильные жилковатые пертиты могли образоваться в результате распада смешанных

Таблица 13

Петрографическая характеристика лейкократовых гранитов Шараусгольского комплекса

Минерал	Форма зерен	Размер зерен, мм	Характеристика
Плагиоклаз	Короткопризматическая, таблитчатая, реже – призматическая	2,7 × 2,4; 1,3 × 0,8	Неясно зонален, или незонален, тонко полисинтетически сдвойникован; № 14–10. Часты грубые антипертитовые вростки
Калинатровый полевой шпат	Таблитчатая, края неровные; ксеноморфная	5 × 3,5; 2,5 × 2,5	Обычно решетчатый, пертитовые вростки грубые, субпараллельные ветвистые, жилковатые, составляют 20–40%, реже – тонкие нитевидные $2V = -71–88°$; оптическая триклинность 0,7–1,0
Кварц	Мономинеральные агрегаты и округлые зерна, редко идиоморфные кристаллы	6,1 × 5,0; 2,1 × 1,5	Агрегаты состоят из крупных (2–3 мм) зерен, часто трещиноватых. Идиоморфные кристаллы в краевых частях зерен *КПШ*
Биотит	Ксеноморфные чешуи, пластины, края неровные	1,4 × 0,6; 0,8 × 0,3	$Ng \cong Nm$ – темно-коричневый, зеленовато-бурый Np – бледно-желто-зеленый $Nm = 1,658–1,651$
Акцессорные минералы	Призматическая, ромбовидная	0,1	Циркон, сфен, апатит, магнетит, зональный ортит

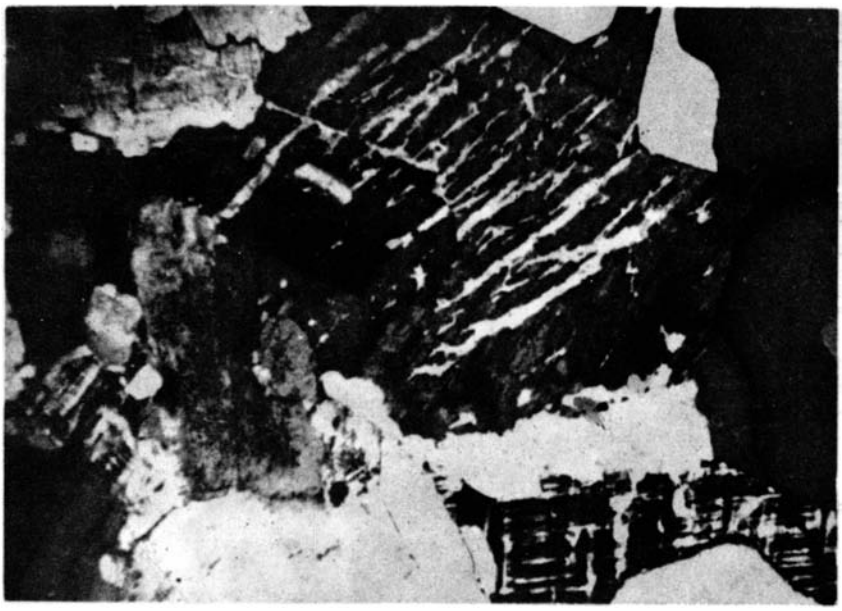


Рис. 21. Характер пертитовых вростков в кали-натровом полевом шпате лейкократовых гранитов шараусгольского комплекса; ник. +, увел. 30

кристаллов кали-натровых санидинов при относительно высокой температуре, когда ионы обладали большой подвижностью и могли образовать широкие домены распада. А.С. Марфунин (1962) также указывал на рентгеновскую неоднородность оптически гомогенных кали-натровых полевых шпатов.

Первичная природа пертитов доказывается работами Т. Фогеля (Vogel, 1970), который исследовал на микроанализаторе калиевые полевые шпаты нефелиновых сиенитов Нью-Джерси. Он установил в кажущихся гомогенными кали-натровых полевых шпатах домены альбита. Т. Фогель предполагает, что уже изначально при кристаллизации кали-натрового полевого шпата в его решетке были участки, обогащенные атомами натрия, которые при понижении температуры формируются в самостоятельную пертитовую фазу.

Существенно калишпатовые граниты отличаются от лейкократовых некоторыми особенностями структуры. Наряду с широко проявленными равномернозернистыми гипидиоморфнозернистыми и гранитными структурами, в существенно калишпатовых гранитах часты неравномернозернистые структуры. Кристаллы кали-натрового полевого шпата (2V = –73–84°, оптическая триклинность 0,8–1,0) нередко крупнее (до 1 см) и идиоморфнее кристаллов плагиоклаза и содержат его включения только в краевых частях. Иногда кали-натровый полевой шпат использует кристаллы плагиоклаза как центры кристаллизации. Между кристаллами полевых шпатов зажат агрегат более мелких зерен плагиоклаза, кали-натрового полевого шпата и кварца. Биотит встречается редко и обычно хлоритизирован. Последовательность кристаллизации минералов в описываемых породах обычно такая же как и в лейкократовых гранитах, однако она нередко нарушается более ранней по сравнению с плагиоклазом кристаллизацией кали-натрового полевого шпата, что говорит о повышенном потенциале калия в расплаве.

Крупнозернистые граниты с биотитом содержат несколько более основной, часто зональный плагиоклаз (№ 20–15), образующий четко идиоморфные призматические кристаллы. Кали-натровый полевой шпат (2V = –75–86°, оптическая триклинность 0,5–1,0), кварц и биотит более ксеноморфны, чем плагиоклаз. Для описываемых гранитов в связи с этим наиболее типичны гипидиоморфнозернистые структуры.

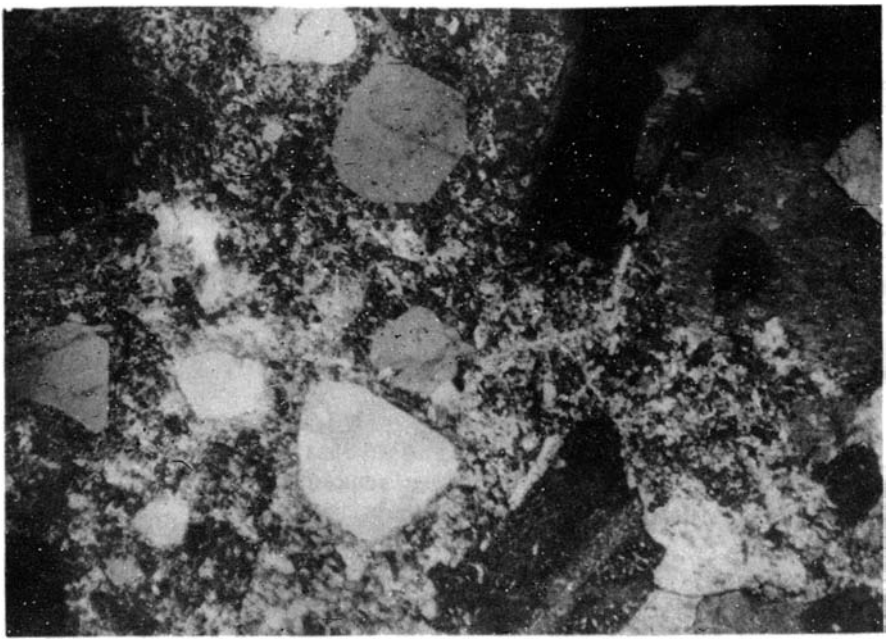


Рис. 22. Резко порфировидный гранит шараусгольского комплекса непосредственно на контакте с терригенными породами; вкрапленники представлены *Пл, КПш, Кв*, структура основной массы микрографическая; ник. +, увел. 30

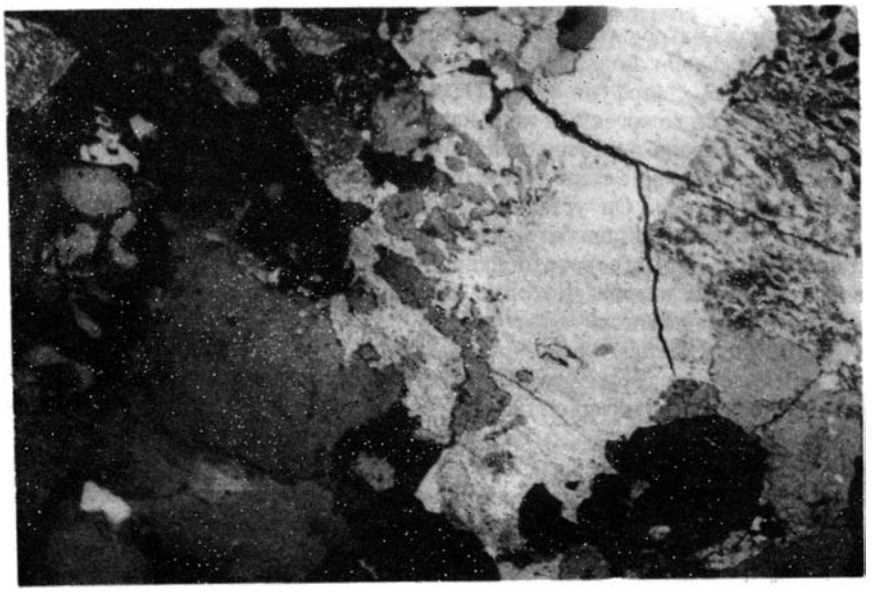


Рис. 23. Разнозернистый гранит в 20 м от контакта; типичны графические структуры, содержание пертитов в кали-натровом полевом шпате достигает 40%; ник. +, увел. 30

Граносиениты – обычно неравномернозернистые, средне-мелкозернистые породы, нередко неясно порфировидные. Ввиду резких колебаний величин зерен породообразующих минералов граносиенитов подсчитать количественно-минеральный состав их трудно. Для описываемых пород характерно резкое преобладание кали-натрового полевого шпата (50–70%) над плагиоклазом (10–20%), непостоянное содержание кварца (10–25%), наличие единичных кристаллов роговой обманки. Плагиоклаз – зональный (№ 20–12), образует таблитчатые

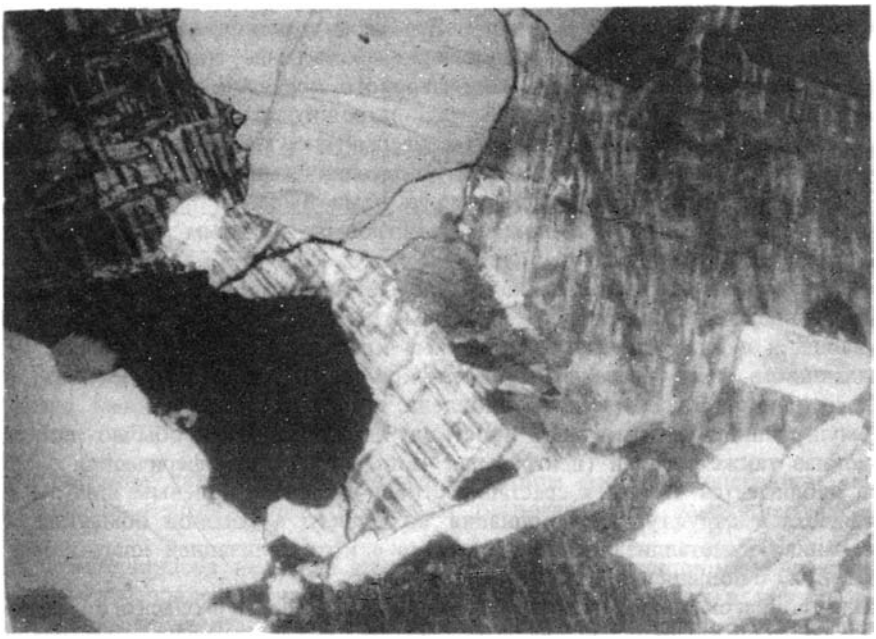


Рис. 24. Среднезернистый лейкократовый гранит в 50 м от контакта, зерна кварца идиоморфны; ник. +, увел. 30

кристаллы, нередко окруженные каймой кали-натрового полевого шпата. Последний обычно содержит многочисленные тонкие пертитовые вростки в основном в центральных частях кристаллов, внешняя зона лишена их. В промежутках между кристаллами полевых шпатов располагается мелкозернистый агрегат, состоящий из поросших полевых шпатов и кварца. Кристаллизация кали-натрового полевого шпата была длительной – она началась до образования плагиоклаза и кончилась одновременно с кварцем.

Раннее образование кали-натрового полевого шпата и его ассоциация с роговой обманкой свидетельствуют о повышенной щелочности расплава, из которого кристаллизовались граносиениты.

Породы фации эндоконтакта I фазы представлены мелкозернистыми, разнозернистыми, нормальными и существенно калишпатовыми гранитами (крутое падение контактов при прорывании терригенных пород и ранних гранитоидов) и граносиенитами, кварцевыми сиенитами (пологие контакты с вулканогенными породами преимущественно среднего и кислого составов).

Мелкозернистые граниты непосредственно на контакте характеризуются несколько повышенным содержанием кали-натрового полевого шпата, часто порфировидным строением, обилием графических структур (рис. 22, 23). В виде вкрапленников выделяются кали-натровый полевой шпат, плагиоклаз (таблитчатые кристаллы до 2 мм) и кварц (полигональные зерна). Они погружены в тонкозернистую массу кварца и полевых шпатов (в основном калиевого), находящихся в тесном срастании. Важно подчеркнуть, что вкрапленники кали-натрового полевого шпата нередко обрастают каймой плагиоклаза. Кали-натровый полевой шпат – нерешетчатый ($2V = -60–75^{o}$, оптическая триклинность 0,2–0,7), содержит до 40–50% очень тонких пертитовых вростков. Плагиоклаз обычно незональный (№ 18–10), изредка отмечается более основной, четко зональный (№ 24–20).

Несомненно, что кристаллизация описываемых гранитов была быстрой, и расплавы характеризовались повышенной щелочностью (ранняя кристаллизация кали-натрового полевого шпата). Иногда в зоне контактов встречаются граниты, состоящие из кварца и пертита, плагиоклаз отсутствует. Очевидно, что они кристаллизовались при температуре, превышающей температуру сольвуса (гипер-

сольвусные граниты, по Н. Боуэну). По мере удаления от контакта породы постепенно становятся более равномернозернистыми, исчезают графические структуры и кристаллы раннего кали-натрового полевого шпата (рис. 24). Наличие в эндоконтактовых гранитах кали-натрового полевого шпата, содержащего обильные (до 40–50%) пертиты несомненно магматического происхождения (распад твердых растворов при понижении температуры), свидетельствует в пользу предположения, высказанного нами выше о первичном характере пертитов, свойственных в целом кали-натровым полевым шпатам гранитов шараусгольского комплекса.

Порфировидные граносиениты и кварцевые сиениты близки по особенностям структур эндоконактовым мелкозернистым гранитам, но содержат гораздо меньше кварца, и в них отмечаются единичные кристаллы роговой обманки. В виде вкрапленников чаще всего выделяются кристаллы зонального кали-натрового полевого шпата. Зональность обусловлена различным содержанием очень тонких эмульсиевидных пертитовых вростков; внешняя кайма обычно лишена их. Плагиоклаз также зонален (центральная часть – № 25, периферическая – № 20). Кварц наблюдается только в срастании с кали-натровым полевым шпатом (микрографическая структура). Ассоциация последнего с роговой обманкой и его более ранняя кристаллизация по сравнению с кристаллизацией плагиоклаза свидетельствуют о повышенной щелочности расплава.

Таким образом, для эндоконтактовых фаций шараусгольского комплекса характерна повышенная щелочность, ранняя кристаллизация кали-натрового полевого шпата как минерала сверхкотектического, быстрая кристаллизация остаточной магматической жидкости, отсутствие каких-либо признаков, свидетельствующих об ассимиляции материала вмещающих пород.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ II ФАЗЫ

Мелкозернистые граниты играют ничтожную роль в составе шараусгольского комплекса. Это очень однообразные породы, практически лишенные темноцветных минералов, с примерно равным содержанием плагиоклаза, кварца и кали-натрового полевого шпата. Размер зерен в среднем около 1 мм. Плагиоклаз образует призматические и таблитчатые незональные тонко полисинтетически сдвойникованные кристаллы (№ 12–10). Кали-натровый полевой шпат – таблитчатые, реже призматические кристаллы и ксеноморфные зерна, неясно решетчатые, содержит небольшое количество мелких пертитов. Биотит редок, обычно нацело хлоритизирован или мусковитизирован. Структура пород – аплитовая, гранитная, микрографическая. Кристаллизация всех минералов была близко одновременной.

Жильные породы шараусгольского комплекса представлены мелкозернистыми гранитами, аплитами, гранит-, граносиенит- и сиенит-порфирами, а также пегматитовыми жилами, описанными выше. Микроскопическое изучение мелкозернистых гранитов, гранит- и граносиенит-порфиров показало, что они очень близки по составу и структурным особенностям эндоконтактовым гранитам, порфировидным граносиенитам и кварцевым сиенитам.

ЭГИНДАБИНСКИЙ КОМПЛЕКС

В составе пород эгиндабинского комплекса наиболее широко развиты гранодиориты и кварцевые диориты (I фаза) и мелкозернистые биотитовые граниты (II фаза). На диаграмме (см. рис. 13) они образуют два обособленных роя точек в поле гранитов и гранодиоритов. По сравнению с близкими по составу породами палеозойских комплексов гранодиориты эгиндабинского характеризуются постоянным присутствием хотя бы незначительного количества клинопироксена, а также преобладанием роговой обманки над биотитом (табл. 14); граниты по сравнению с гранитами шараусгольского – меньшим количеством кали-натрового полевого шпата.

Таблица 14

Количественно-минеральный состав пород (в объемн. %) эгиндабинского комплекса

Порода	Массив	Количество проб	Плагиоклаз	Кварц	Кали-натровый полевой шпат	Пироксен	Роговая обманка	Биотит	Акцессорные минералы
Гранодиорит	Эгиндабинский	8	44–53 (48)	12–23 (18)	12–26 (19)	0–4 (1)	4–22 (8)	2–11 (6)	1
Гранит	То же	11	25–38 (32)	23–34 (29)	28–39 (34)	–	–	2–8 (5)	1

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ I ФАЗЫ

Гранодиориты характеризуются непостоянством состава, колебанием зернистости, неравномерным, нередко кучным распределением темноцветных минералов.

Для гранодиоритов наиболее типичными являются гипидиоморфнозернистые структуры, обусловленные наличием идиоморфных кристаллов плагиоклаза, роговой обманки и биотита. Кварц и кали-натровый полевой шпат обычно ксеноморфны (табл. 15). Последний нередко выделяется в виде крупных зерен с неровными краями, с многочисленными включениями резорбированных кристаллов плагиоклаза, роговой обманки и биотита (монцонитовая структура).

Для гранодиоритов типичны реакционные взаимоотношения между минералами: клинопироксен замещается роговой обманкой, плагиоклаз – кали-натровым полевым шпатом. В краевых зонах кристаллов плагиоклаза I генерации часто наблюдаются включения мелких зерен роговой обманки и биотита. Внешние зоны плагиоклаза I генерации кристаллизовались одновременно с таблитчатыми кристаллами плагиоклаза II генерации; параллельно шло активное замещение клинопироксена роговой обманки. Образование кали-натрового полевого шпата сопровождалось резорбцией ранее выделившегося плагиоклаза, что свидетельствует о резко возросшем к концу кристаллизации химическом потенциале калия в расплаве. Наличие резорбированных ядер основного состава в плагиоклазах I генерации (рис. 25), нарушение прямой зональности, активное замещение пироксена роговой обманкой и плагиоклаза кали-натровым полевым шпатом свидетельствуют о неустойчивых термодинамических условиях становления пород и, по крайней мере, двухэтапной кристаллизации.

В течение первого этапа кристаллизации образовались основной плагиоклаз (№ 50) и клинопироксен, которые при подъеме магмы в верхние структурные этажи становились неустойчивыми (падение давления). Ранее выделившиеся кристаллы плагиоклаза частично расплавлялись, и на корродированные зерна нарастали зоны значительно более кислого состава (№ 35). С образованием плагиоклаза этого состава начался второй этап кристаллизации. Увеличение содержания летучих способствовало интенсивному замещению клинопироксена роговой обманкой, а возрастание химического потенциала калия обусловило замещение плагиоклаза кали-натровым полевым шпатом. В течение второго этапа, таким образом, кристаллизовались плагиоклаз II генерации, роговая обманка, биотит, кали-натровый полевой шпат и кварц.

В гранодиоритах довольно часто проявлена поздняя, очевидно, автометасоматическая альбитизация, выражающаяся в появлении каемок кислого плагиоклаза с мирмекитовыми вростками на контакте плагиоклаза и кали-натрового полевого шпата. Кроме того, нередко отмечается активная хлоритизация биотита.

Кварцевые диориты по сравнению с гранодиоритами содержат больше темно-цветных минералов, меньше — кварца и кали-натрового полевого шпата, но последний,

Таблица 15

Петрографическая характеристика гранодиоритов первой фазы эгиндабинского комплекса

Минерал	Форма зерен	Размер зерен, мм	Характеристика
Плагиоклаз I генерации	Призматические, отношение длины к ширине 2:1; редко – таблитчатые	2,5 × 1,2; 1,5 × 0,8; иногда до 5,5 × 2,0	Зонален, количество зон изредка достигает 20, обычно 3–4. Зональность прямая, пятнистая. Состав № 38 → 24 → 20. Редко наблюдаются ядра основного состава (№54–47), на которые нарастают зоны № 35 или № 27. Фиксируется резорбция ядра внешними зонами. Наблюдаются антипертитовые вростки калиевого полевого шпата прямоугольной и квадратной формы (рис. 25)
Плагиоклаз II генерации	Таблитчатые, реже призматические	1,8 × 0,8; 0,8 × 0,6	Зональность нерезкая. Изменение состава постепенное, № 30–25. Иногда фиксируется нарушение прямой зональности (№ 27 → 32 → → 27 → 25). Внутренняя часть незначительно резорбируется внешними зонами
Кали-натровый полевой шпат	Ксеноморфные, коротокопризматические, края зерен неровные	7,5 × 6,0; 2,1 × 1,2; иногда 1,0	Крупные зерна играют роль вкрапленников и всегда содержат включения в разной степени резорбированного *Пл, Ро, Би*. Содержат мелкие эмульсиевидные пертиты (до 30–50%). Обычно нерешетчатый, $2V = -55-75^{\circ}$ (колеблется в пределах одного зерна), оптическая триклинность 0,4–0,7. Оптические свойства мелких зерен аналогичны таковым крупных
Кварц	Ксеноморфные, реже идиоморфные, агрегаты	2,8 × 2,0; 1,5 × 1,0	Распределен по породе неравномерно, незначительно резорбирует *КПШ* и *Пл*
Роговая обманка	Плохо образованные, призматические кристаллы с неровными гранями	3,0 × 1,8; 1,5 × 0,7	*Ng* – неяркий зеленый (1,684–1,677) *Nm* – зеленый (1,673–1,668) *Np* – бледно-зеленый (1,657–1,654) $2V = -52-60^{\circ}$, $c : Ng = 14-16^{\circ}$ Содержит реликты *Кп*, бледно-зеленый, плеохроизм слабый $c : Ng = 52^{\circ}$
Биотит	Идиоморфные пластины, реже агрегаты	2,0 × 1,8; 0,8 × 0,8	$Ng \cong Nm$ – густо-коричневато-бурый с красноватым оттенком *Np* – светло-желтый *Nm* – красно-бурый (1,646–1,640) Содержит включения *Ап, Цр*
Акцессорные минералы	Призматические, ксеноморфные	$<0,1$	Циркон, апатит, сфен

в отличие от близких по составу пород тарбагатайского комплекса, всегда присутствует.

Породы фации эндоконтактов I фазы эгиндабинского комплекса представлены также гранодиоритами, кварцевыми диоритами и сиенито-диоритами, но более меланократовыми, мелкозернистыми и такситовыми по сравнению с породами

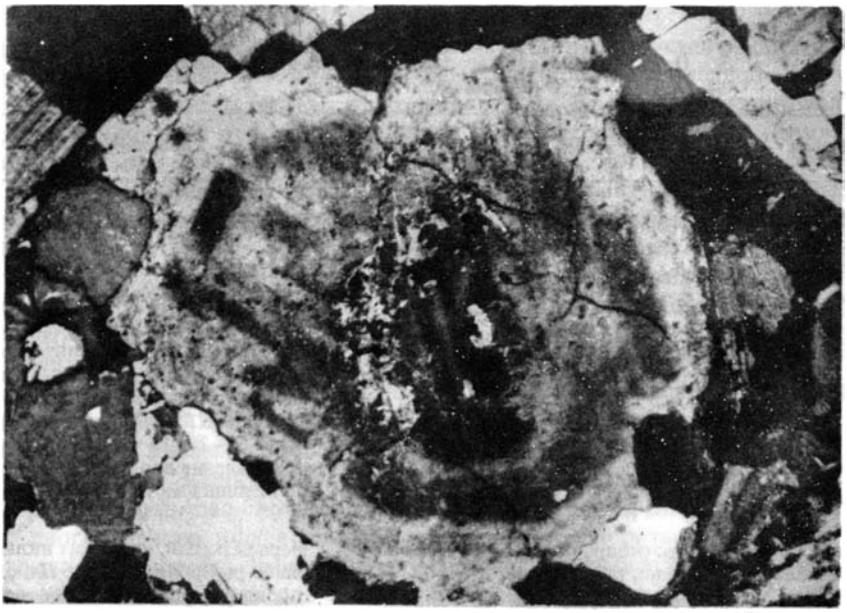


Рис. 25. Резорбция внутренних частей плагиоклаза внешними (более кислого состава) в кристаллах плагиоклаза гранодиоритов эгиндабинского комплекса; ник. +, увел. 40

центральных частей интрузивов. Такситовость проявлена не только в неравномерном распределении темноцветных минералов, но и в обилии мелких интенсивно переработанных ксенолитов вмещающих пород (песчаников, алевролитов, эффузивов кислого состава). Кроме того, породы фации эндоконтакта обычно порфировидны, что обусловлено появлением мелких (до 0,8 см) короткопризматических кристаллов плагиоклаза и кали-натрового полевого шпата. В гранодиоритах фации эндоконтакта также выделяется две генерации плагиоклаза, причем нарушение прямой зональности в плагиоклазе I генерации и резорбция центральных частей кристаллов внешними весьма типичны. Состав плагиоклаза I генерации — № 36–34 → 30–27 → 34–32 → 24–20; отмечается и более последовательная смена зон. Резорбция внутренних частей кристаллов выражается не только в появлении в них участков более кислого состава, но и в почти полном растворении с сохранением только самых внешних частей. В плагиоклазе II генерации также фиксируется нарушение зональности, но менее резкое (состав № 30 → 27 → 22 → → 24 → 20). Важно подчеркнуть частое искривление двойниковых полос в плагиоклазе. Кали-натровый полевой шпат активно замещает плагиоклаз, обычно нерешетчат, с многочисленными тонкими пертитами. Интересно, что в роговой обманке реликты пироксена очень редки, кристаллы ее сдвойникованы по (110); чешуйки красно-бурого биотита довольно часто изогнуты.

Структура пород фации эндоконтакта гипидиоморфнозернистая, неравномернозернистая, монцонитовая. Последовательность кристаллизации минералов в гранодиоритах эндоконтактовых зон такая же, как и в гранодиоритах главной интрузивной фации. Таким образом, особенности формирования гранодиоритов I фазы проявились и в породах фации эндоконтактов, но более резко.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ II ФАЗЫ

Мелко-среднезернистые лейкократовые с биотитом граниты эгиндабинского комплекса, как уже отмечалось, характеризуются выдержанными текстурно-структурными особенностями и составом.

Наиболее характерна для гранитов эгиндабинского комплекса неравномерная зернистость (табл. 16). Порфировидной такую текстуру назвать нельзя, так как

Таблица 16

Петрографическая характеристика гранитов II фазы эгиндабинского комплекса

Минерал	Форма зерен	Размер зерен, мм	Характеристика
Плагиоклаз (единичные кристаллы)	Призматические короткопризматические	6,0 × 2,7; 4,0 × 2,4	Незональный, двойникование нетипично. Состав № 15–17. Характерно искривление двойников во внешних частях кристаллов
Плагиоклаз (основная масса)	Плохо образованные короткопризматические или таблитчатые	2,0 × 1,6; 1,0 × 0,6	Незональны или неясно зональны, двойникование полисинтетическое нетипично, преобладают несдвойникованные индивиды. Состав № 20–15. Зональные кристаллы № 23–20–16 редки. Характерно искривление двойниковых полос во внешних частях кристаллов
Кали-натровый полевой шпат (единичные кристаллы)	Короткопризматические, таблитчатые, края зерен неровные	7,0 × 4,3; 4,0 × 2,5	Нерешетчатый, содержит включения слабо резорбированного *Пл*, около них иногда решетка. Включения *Би* и *Кв* только в краевых частях зерен. $2V = -85-89^{o}$; оптическая триклинность 0,8–1,0
Кали-натровый полевой шпат (основная масса)	Ксеноморфные края зерен неровные	2,5 × 1,8; 1,4 × 0,8	Нерешетчатый, содержит до 30% тонких пертитов распада, вкрест им располагаются грубые пертиты замещения (0–10%). $2V = -85-89^{o}$; оптическая триклинность 0,8–1. Решетчатый, пертитов мало $2V = -85-88^{o}$, оптическая триклинность 0,8–1,0; иногда дает графические срастания с кварцем
Кварц	Агрегаты, реже – единичные зерна	3,0 × 1,9; 0,5 × 0,4	Агрегат состоит из крупного зерна, располагающегося в центре, и мелких зерен, окаймляющих его
Биотит	Листоватые, чешуйчатые, края бахромчатые, иногда агрегаты	2,0 × 1,0	$Ng \cong Nm$ – очень густой, иногда просвечивающий темно-коричневый, буро-зеленый Np – бледно-зеленый $Nm = 1{,}660-1{,}649$
Акцессорные минералы	Ксеноморфные, таблитчатые, призматические	$<0{,}1$	Ильменит с оторочками сфена Ортит зональный Циркон Апатит зональный

более крупные кристаллы не намного превышают зерна основной массы, и каждый главный породообразующий минерал (*Пл, КПШ, Кв*) образует как мелкие, так и крупные зерна. Также трудно описать и структуру вследствие того, что идиоморфизм кристаллов выражен в разной степени и в целом плохо. Поэтому участками она близка к гипидиоморфнозернистой, участками – аллотриоморфнозернистой или гранитной. Кроме того, имеют место и коррозионные структуры, обусловленные проявлением поздних процессов замещения кали-натрового полевого шпата кислым плагиоклазом и реже – резорбцией раннего магматического плагиоклаза кали-натровым полевым шпатом. Изредка встречаются зональные зерна последнего. Зональность кали-натровых полевых шпатов выражается в том, что нерешетчатая центральная часть зерна содержит многочисленные мелкие пер-

титы, а внешняя кайма почти лишена пертитов и характеризуется решетчатым строением. Кристаллизация всех минералов была близко одновременной. Как обычно для гранитов подобного состава несколько раньше других кристаллизовался плагиоклаз, чуть позднее или одновременно с ним кристаллизовались биотит и кали-натровый полевой шпат. Последний продолжает кристаллизацию совместно с кварцем. Судя по наличию обильных пертитовых вростков в центральных частях зональных кристаллов кали-натрового полевого шпата, можно предполагать, что сначала кристаллизовался богатый натрием кали-натровый полевой шпат, который при постепенном снижении температуры сменялся более калиевой разностью из-за ограниченной смесимости альбита и ортоклаза в таких условиях (снижение температуры).

В гранитах почти повсеместно в той или иной степени проявлена автометасоматическая альбитизация. Альбит развивается как по всей площади зерна кали-натрового полевого шпата и при этом имеет шахматное строение, так и по стыкам зерен полевых шпатов в виде кайм.

Породы фации эндоконтактов II фазы эгиндабинского комплекса представлены роговообманково-биотитовыми и биотитовыми гранитами и гранодиоритами, иногда неясно порфировидными. Кварцевые диориты встречаются только на юго-западном фланге Эгиндабинского массива, где наблюдается огромное количество ксенолитов и провесов кровли, сложенных метаморфизованными зелеными сланцами дзагинской серии. Для пород фации эндоконтактов в целом характерны невыдержанность состава, меньшее, чем для гранитоидов главной интрузивной фации, содержание кали-натрового полевого шпата, непостоянное количественное соотношение темноцветных минералов.

Преобладают четко выраженные неравномернозернистые гипидиоморфнозернистые структуры, обусловленные в большей степени резким идиоморфизмом кристаллов плагиоклаза и в меньшей – биотита и роговой обманки. Кали-натровый полевой шпат и кварц обычно ксеноморфны (табл. 17). Выявляется довольно четкая связь между составом пород и структурой: в разностях с незначительным содержанием кали-натрового полевого шпата гипидиоморфнозернистые структуры выражены хорошо, в них присутствует более основной плагиоклаз и содержание роговой обманки выше (4–10%). С увеличением количества кали-натрового полевого шпата соответственно уменьшается количество роговой обманки (1–3%), и структуры пород приближаются к гранитным. Для гранитоидов эндоконтактовых зон также типично неравномерное, нередко агрегативное распределение темноцветных минералов. Порядок кристаллизации минералов обычный для гранитоидов этого комплекса: *Пл* I + *Ро* → *Пл* II + *Би* → → *Пл* II + *КПШ* → *Кв*.

Наличие резко зонального плагиоклаза I генерации и слабо зонального плагиоклаза II, неравномерное распределение темноцветных минералов, разнозернистость пород свидетельствуют о сложном пути формирования. По-видимому, плагиоклаз I генерации и роговая обманка кристаллизовались на глубине. В более высоких горизонтах кристаллизовались и достаточно быстро остальные минералы, причем именно в связи с этим ранее выделившиеся кристаллы сохранились.

Однако не всегда породы эндоконтактовой фации имеют состав, отличный от пород главной интрузивной фации. В зоне эндоконтакта отмечаются и резко разнозернистые, часто альбитизированные граниты, которые состоят из плагиоклаза № 15–12, нерешетчатого кали-натрового полевого шпата и кварца с редкими чешуйками биотита. Для пород типичны сложные взаимные прорастания минералов (кали-натровый полевой шпат + кварц) и коррозионные структуры (замещение раннего плагиоклаза кали-натровым полевым шпатом и последнего – поздним альбитом), свидетельствующие о быстрой кристаллизации расплава и широком проявлении автометасоматических процессов в этой зоне.

По всему северо-западному флангу Эгиндабинского массива прослеживается широкая полоса мигматитов, гранитизированных кристаллических сланцев и гранито-гнейсов, постепенно переходящих в мелкозернистые биотитовые граниты главной интрузивной фации.

Таблица 17

Петрографическая характеристика гранитоидов фации эндоконтакта II фазы эгиндабинского комплекса

Минерал	Форма зерен	Размер зерен, мм	Характеристика
Плагиоклаз I генерации (в гранитах отсутствует)	Призматические, часты диэдрические грани	3,4 × 1,0; 1,1 × 0,4	Резко выражена зональность как пятнистая, так и ритмичная; нередко нарушение прямой зональности, состав № 37 → 29 → 24 → 28 → 20
Плагиоклаз II генерации	Таблитчатые, короткопризматические	0,9 × 0,8; 0,6 × 0,4	Зональность выражена менее резко, чем в *Пл* I, всегда прямая, состав № 27 → 25 → 24 → 19
Кали-натровый полевой шпат	Преобладают ксеноморфные, реже короткопризматические	3,8 × 2,3; 0,8–0,6	Края мелких зерен очень неровные, заливообразные, пертитов мало, часта пелитизация. Обычно нерешетчатый. $2V = -62^{\circ}$, оптическая триклинность 0,3. В крупных кристаллах включения в разной степени резорбированных *Пл, Ро, Би*
Кварц	Ксеноморфные	1,0	Зерна имеют угловатые очертания, зажаты между кристаллами *Пл*
Биотит	Пластинчатые, агрегаты в ассоциации с *Ро*	1,5 × 1,3; 1,4 × 0,9; агрегаты 2,3 × 2,0	$Ng \approx Nm$ – темно-бурый Np – бледно-желтый $Nm = 1{,}646–1{,}656$ Агрегаты состоят из более мелких чешуй с такими же оптическими свойствами. В центре агрегата нередко наблюдается несколько резорбированная роговая обманка
Роговая обманка	Призматические, реже ксеноморфные	1,3 × 0,4	Ng – неяркий зеленый (1,685–1,684) Nm – зеленый Np – бледно-зеленый (1,657–1,653) $2V = -52–62^{\circ}$, $c : Ng = 14^{\circ}$

Наименее гранитизированные разности представлены мезо- и меланократовыми роговообманково-биотитовыми, биотитовыми и реже биотит-роговообманковыми кристаллическими сланцами. Они состоят из незонального плагиоклаза (№ 22–18), кварца, биотита и роговой обманки, образующих чаще всего сильно уплощенные совместные агрегаты. Структура пород лепидогранобластовая, гранобластовая, текстура четко полосчатая, плойчатая. В этих породах всегда присутствуют порфиробласты неясно зонального плагиоклаза (№ 26–22), в которых иногда видны реликты мелкозернистых агрегатов, состоящих из плагиоклаза и биотита. Помимо плагиоклаза, в виде порфиробластов выделяется и кварц. В более лейкократовых разностях сланцев появляются новообразования нерешетчатого кали-натрового полевого шпата, который активно корродирует основную массу породы. Кали-натровый полевой шпат лишен пертитовых вростков. В этих разностях роговая обманка замещается биотитом. Важно подчеркнуть, что зелено-бурый биотит замещается красно-бурой разновидностью, и одновременно происходит укрупнение чешуй биотита.

Красноватая окраска биотита обусловлена увеличением содержания окисного железа по сравнению с содержанием закисного $FeO : Fe_2O_3 < 1$ (Островский, Петров, 1940), что свидетельствует о некотором возрастании парциального давления кислорода.

В лейкократовых гранито-гнейсах содержится уже много кали-натрового полевого шпата, который замещает не только основную массу породы, но и

ранее образованные порфиробласты плагиоклаза. Таким образом, в этой зоне фиксируются все последовательные этапы гранитизации, которой были подвергнуты полосчатые кристаллические сланцы. В начальные этапы гранитизации образуются порфиробласты плагиоклаза и кварца, и роговая обманка одновременно замещается биотитом. Затем наряду с привносом натрия и кремнезема поступает значительное количество калия и выносятся железо и магний. Гранитизация шла не единым фронтом, а по нескольким вертикальным зонам, в связи с чем в горизонтальном плане фиксируется перемежаемость слабо и интенсивно гранитизированных пород. Волна флюидов, обогащенных натрием, опережала калиевую волну. На фоне этого чередования видно общее усиление процесса в направлении к центральным частям массива.

Жильная серия эгиндабинского комплекса представлена пегматитами, пегматоидными гранитами и мелкозернистыми биотитовыми гранитами. Последние ничем не отличаются от гранитов главной интрузивной фации. Для пегматоидных гранитов типична резко выраженная разнозернистость. На фоне мелкозернистой основной массы породы выделяются участки, состоящие из зерен кварца, кали-натрового полевого шпата, размер которых намного, иногда в 10 раз превышает размер зерен основной массы породы. В этих участках биотит отсутствует. В пегматоидных гранитах довольно часто проявлена альбитизация, причем наиболее интенсивно коррозии подвергается кали-натровый полевой шпат. Биотит обычно нацело замещается мусковитом.

ЭКЗОКОНТАКТОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Вокруг всех массивов интрузивных пород Хангайского нагорья независимо от их состава и возраста всегда фиксируется ореол контактово-измененных пород. Ширина ореола колеблется в зависимости от величины массивов, состава слагающих массив пород; однако характер изменений вмещающих пород близок, поэтому ниже приводится общее описание с указанием особенностей, присущих ореолам каждого интрузивного комплекса в отдельности. Прежде всего следует указать, что все контактово-измененные породы делятся на две большие группы по первичному составу: терригенные и вулканогенные. Карбонатные отложения встречаются в Хангайском синклинории крайне редко и на контакте с гранитоидами только перекристаллизовываются.

Терригенные породы на контакте с гранитоидами подвергаются наиболее сильным изменениям. Самым типичным процессом является ороговикование, которое проявляется вокруг всех массивов без исключения. Песчаники массивной текстуры в зоне экзоконтакта становятся темными, почти черными, очень плотными, сливными. Тонкослоистые породы превращаются в яркие блестящие слюдистые (обычно биотитовые) кристаллические сланцы. Полосчатость в них обусловлена неравномерным распределением биотита.

Очень редко непосредственно на контакте с крупными массивами хангайского комплекса возникает полоса (около 100 м) светло-серых мелко-микрозернистых гнейсов с незначительным количеством биотита. Они совершенно постепенно переходят в обычные роговики. Изучение петрографических особенностей переходных разностей показало, что роговики подвергаются гранитизации (новообразования кислого плагиоклаза, кали-натрового полевого шпата, перекристаллизация кварца), и микрогнейсы можно рассматривать как гранитизированные роговики.

Ассоциации минералов измененных пород указывают (табл. 18), что контактовый метаморфизм терригенных пород осуществлялся в основном в условиях роговообманково-роговиковой и альбит-эпидот-роговиковой фаций, по классификации У. Файфа, Ф. Тернера и Дж. Ферхугена (1962), или амфибол-роговиковой и мусковит-роговиковой фаций соответственно, по классификации В.В. Ревердатто (1970). Только в контактовом ореоле тарбагатайских гранитоидов, и то редко, встречаются ассоциации пироксен-роговиковой фации (Eskola, 1920), что свидетельствует, хотя и косвенно, о наиболее высокой температуре этих

Таблица 18

Минеральные парагенезисы и структуры контактово-измененных терригенных пород

Порода эндоконтакта; комплекс	Непосредственно на контакте	От контакта	
		1–10 м	50–100 м
Гранодиориты; тарбагатайский	$Пл_{25}$ + *Кп* + *Ро* + *Би* + + (*Кв*) *	$Пл_{27}$ + *Ро* + *Би* + *Эп* + *Кв*	*Аб* + *Эп* + *Хл* + *Сер* + *Кв* + + (*Би*)
	Гранобластовая	Гранобластовая	
	$Пл_{27}$ + *Би* + *Кв* + (*Ро*)	$Пл_{22}$ + *Би* + *Кв* + (*Му*) + + (*Хл*)	*Кв* + *Сер* + *Эп* + (*Хл*) + + (*Би*)
	Лепидогранобластовая	Лепидогранобластовая	
Граниты, гранодиориты; хангайский	$Пл_{22}$ + *Ро* + *Би* + *КПШ* + + *Кв*	$Пл_{22}$ + *Би* + (*КПШ*) + *Кв*	Ороговикованный песчаник, цемент биотитизированный. Структура бластопсаммитовая
	Гранобластовая, лепидогранобластовая	Гранобластовая, лепидогранобластовая	
	$Пл_{22}$ + *Би* + *Кв* + (*Ро*)	$Пл_{22}$ + *Би* + *Кв* + *Хл*	*Аб* + *Кв* + *Му* + *Эп* + + *Хл* + (*Би*)
	Роговиковая	Роговиковая	Бластопсаммитовая
	$Пл_{20}$ + *КПШ* + *Кв* + *Би* + + *Гр* + (*Эп*)	$Пл_{16}$ + *Кв* + *Му* + (*Би*) + + (*Гр*)	*Кв* + *Эп* + *Сер* + (*Би*)
	Разнозернистая, лепидогранобластовая	Очковая, роговиковая	Бластопсаммитовая
Граниты; шарагольский	$Пл_{16}$ + *Кв* + *Би* + (*КПШ*)	$Пл_{16}$ + *Кв* + *Хл* + *Эп* + + *Би*	Ороговикованная порода, цемент перекристаллизован, в нем мелкие чешуйки биотита
	Лепидогранобластовая	Роговиковая	
	$Пл_{20}$ + *Ро* + *Би* + *Кв*	$Пл_{16}$ + *Кв* + *Би* + *Эп*	*Аб* + *Кв* + *Эп*
	Роговиковая	Роговиковая	
Гранодиориты, граниты; эгиндабинский	$Пл_{20}$ + *КПШ* + *Би* + *Кв*	$Пл_{16}$ + *Кв* + *Би* + (*Хл*) + + (*КПШ*)	*Кв* + *Эп* + *Хл* + *Сер* + (*Би*)
	Лепидогранобластовая	Лепидогранобластовая	Бластопсаммитовая

*Минералы, встречающиеся спорадически.

расплавов (минимальная температура существования пироксеновых роговиков около 700°).

Высокотемпературные ассоциации роговообманково-роговиковой фации фиксируются непосредственно на контакте с гранитоидами и на расстоянии первых десятков метров от него. Затем весьма постепенно они сменяются более низкотемпературными ассоциациями альбит-эпидот-роговиковой фации. Наиболее типичными ассоциациями роговообманково-роговиковой фации являются *Пл* + *Ро* + + *Би* + *КПШ* + *Кв* и *Пл* + *Би* + (*КПШ*) + *Кв*. Интересно выделение роговой обманки в виде скелетных кристаллов, переполненных включениями плагиоклаза и кварца.

По мере удаления от контактов ассоциации минералов становятся иными – исчезают роговая обманка и кали-натровый полевой шпат, которые сменяются мусковитом, хлоритом, эпидотом и альбитом. Во внешнем экзоконтактовом ореоле наиболее типична ассоциация *Кв* + *Хл* + *Сер* + *Эп* + (*Аб*) + (*Би*). В слабо измененных породах сохраняются реликты псаммитовых структур, и перекристаллизации подвергается только цемент.

Изменения вулканогенных пород проявляются менее четко и выражаются в основном в перекристаллизации минералов и незначительном привносе кварца. Особенно интенсивной перекристаллизации подвергаются кислые эффузивы, слагающие провесы кровли. Они превращаются в мелкозернистые гранитоподобные породы, характеризующиеся аллотриоморфнозернистыми структурами. Эффузивы более основного состава в меньшей степени испытывают контактовое воздействие, выражающееся только в некотором укрупнении зерен первичных минералов.

Наличие ореолов высокотемпературных роговиков, в которых важную роль играют такие водосодержащие минералы, как роговая обманка и биотит, свидетельствует о высокой температуре расплавов, богатых водой, вызвавших описанный выше метаморфизм. По оценкам В.В. Ревердатто (1970), минимальные температуры существования ассоциаций амфибол-роговиковой фации соответствуют 550–600°.

Подводя итог петрографическому описанию интрузивных пород Хангайского нагорья, следует кратко остановиться на сравнении пород, имеющих близкий состав и относящихся к разным комплексам.

Гранодиориты играют важную роль в составе тарбагатайского, хангайского и эгиндабинского комплексов. В гранодиоритах тарбагатайского комплекса плагиоклаз чаще, чем в хангайских, обладает пятнистой зональностью, и центральные части кристаллов имеют более основной состав. Кали-натровый полевой шпат практически лишен пертитов и нерешетчатый. В хангайских гранодиоритах, в отличие от тарбагатайских, присутствуют вкрапленники нередко решетчатого кали-натрового полевого шпата с пертитовыми вростками. Для эгиндабинских гранодиоритов типично наличие резко зональных, очень хорошо ограненных кристаллов плагиоклаза иногда с антипертитовыми вростками. Кали-натровый полевой шпат содержит только тонкие пертитовые вростки и отличается промежуточной оптической триклинностью (в хангайских и тарбагатайских оптическая триклинность кали-натровых полевых шпатов в целом выше). Кроме того, в роговой обманке всегда присутствуют реликты моноклинного пироксена (чего обычно нет в гранодиоритах первых двух комплексов), и она характеризуется иными оптическими константами (меньше угол 2V и $c : Ng$).

Близкие по составу лейкократовые граниты хангайского и шараусгольского комплексов также различаются достаточно уверенно. Прежде всего основная составная часть этих пород – кали-натровый полевой шпат – в хангайских гранитах обычно не содержит пертитов, или их мало, тогда как в шараусгольских – всегда присутствуют грубые ветвистые пертиты. Плагиоклаз в хангайских гранитах более основной, чем в шараусгольских, кроме того, в последних часто совсем отсутствует биотит.

Ниже (см. раздел "Породообразующие минералы") будет показано, что породообразующие минералы близких по составу пород разных комплексов (гранодиориты, граниты) имеют несколько различный состав или характеризуются разными структурными особенностями, свидетельствующими о специфике условий формирования пород. Таким образом, несмотря на близкий количественно-минеральный состав некоторых разновидностей пород их все-таки можно с уверенностью различать.

Остальные породы – крупнозернистые плагиограниты тарбагатайского комплекса, порфировидные граниты хангайского и мелкозернистые граниты эгиндабинского комплексов – различаются настолько хорошо, что сравнивать их не имеет смысла.

На основании изучения петрографических особенностей интрузивных пород Хангайского нагорья (минеральный состав, характер взаимоотношений минералов, обычная для пород данного состава последовательность их образования) можно сделать вывод, что кристаллизация гранитоидов шла из расплавов, нормально эволюционирующих во времени, т.е. постепенно обогащающихся кварцем, кислым плагиоклазом и кали-натровым шпатом (кроме пород тарбагатайского комплекса). Отклонения от обычного порядка кристаллизации в целом нетипичны и вызваны либо загрязнением ксенолитами вмещающих пород, либо повышением активности калия в контактовых зонах, либо быстрой кристаллизацией расплава.

Интересно проследить эволюцию минерального состава интрузивных пород Хангайского нагорья. На диаграмме (см. рис. 14) четко видно, что, несмотря на

близость составов пород выделенных комплексов, каждый из них характеризуется индивидуальной линией изменения минерального состава. В верхнепалеозойских гранитоидах (тарбагатайский, хангайский, шараусгольский комплексы) фиксируется закономерное увеличение содержания кварца в породах от ранних фаз к поздним в объеме каждого комплекса. Кроме того, в тарбагатайском комплексе породы III фазы обогащаются кислым плагиоклазом (плагиограниты), тогда как в хангайском – кали-натровым полевым шпатом (лейкократовые граниты). В этом тектоно-магматическом цикле проявлена четкая тенденция увеличения содержания кали-натрового полевого шпата от ранних комплексов к поздним.

В мезозойском эгиндабинском комплексе сохраняется эта же тенденция увеличения содержания кварца и кали-натрового полевого шпата от I фазы ко II, однако в целом линия изменения составов пород лежит ближе к вершине кали-натрового полевого шпата, чем линии изменения составов пород хангайского и тарбагатайского комплексов, т.е. в породах эгиндабинского комплекса щелочные полевые шпаты играют бóльшую роль, чем в породах ранних комплексов палеозойского тектоно-магматического цикла. Этот факт свидетельствует, очевидно, о несколько иных условиях магмаобразования, что связано, по-видимому, с жесткостью этого участка земной коры в мезозойский период.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

ПЛАГИОКЛАЗЫ

Главная составная часть всех интрузивных пород Хангайского нагорья – плагиоклазы, которые независимо от принадлежности к тому или иному комплексу имеют близкий состав ($Ан_{46-10}$), причем $Ан_{46-37}$ (плагиоклазы кварцевых диоритов) встречается редко. Для гранодиоритов типичны колебания составов плагиоклазов от $Ан_{34}$ до $Ан_{26}$, для гранитов – $Ан_{25-10}$. Содержание окиси калия в плагиоклазах, по данным химического анализа, не превышает 1%, что в пересчете на ортоклазовую молекулу составляет 6%. Состав плагиоклазов может быть представлен формулой $Аб_{80-81}Ан_{14-15}Ор_{4-6}$ (для гранитов), для гранодиоритов – $Аб_{69}Ан_{27}Ор_{4}$. Растворимость калия в плагиоклазах, богатых кальциевой составляющей, по данным Г. Сека (Seck, 1971), уменьшается, так что поэтому можно ожидать, что в андезинах содержание калия еще меньше.

Исследовалась зависимость упорядоченности плагиоклазов (определена оптическим путем по диаграммам А.С. Марфунина, 1962) от состава плагиоклазов. Несмотря на некоторый разброс точек (рис. 26), можно говорить об уменьшении степени упорядоченности с возрастанием альбитовой составляющей в плагиоклазах. Это связано с тем, что кальциевые плагиоклазы кристаллизуются предпочтительнее в виде упорядоченных структур. Кроме того, возможно, время кристаллизации плагиоклазов разного состава было различным.

Следует отметить, что плагиоклазы каждого комплекса имеют достаточно стабильную степень упорядоченности, исключение составляют только плагиоклазы хангайского комплекса, для которых отмечаются значительные колебания степени упорядоченности (0,25–1,0). Для плагиоклазов тарбагатайского комплекса типична упорядоченность, равная 0,75 в широком интервале составов (№45–16).

Плагиоклазы гранитов шараусгольского комплекса характеризуются стабильным кислым составом и промежуточной степенью упорядоченности (0,5). Плагиоклазы гранитов эгиндабинского

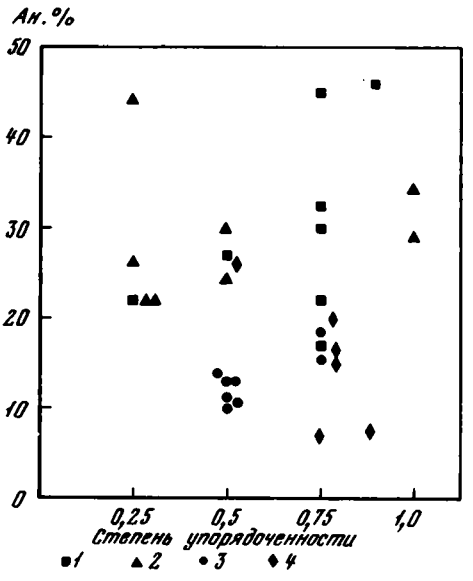


Рис. 26. Зависимость степени упорядоченности и состава плагиоклазов

1–4 – плагиоклазы гранитоидов интрузивных комплексов: *1* – тарбагатайского, *2* – хангайского, *3* – шараусгольского, *4* – эгиндабинского

комплекса по сравнению с плагиоклазами шараусгольских гранитов отличаются более высокой степенью упорядоченности (0,75–0,9) при некотором колебании составов ($Пл_{7-20}$). Высокая степень упорядоченности эгиндабинских плагиоклазов связана, по-видимому, со значительным содержанием летучих в расплаве, которые облегчают процессы упорядочения (см. раздел "Кали-натровые полевые шпаты").

Итак, все плагиоклазы гранитоидов Ханготского нагорья относятся к низкотемпературному промежуточному структурному типу (Марфунин, 1962).

Среди плагиоклазов гранодиоритов всех интрузивных комплексов обычно выделяются две генерации, причем для ранних плагиоклазов характерна пятнистая и ритмичная (осцилляционная) зональность, а для поздних – прямая последовательная и очень постепенная смена составов. Плагиоклазы гранитов либо нечетко зональны, либо зональность в них такая же, как в плагиоклазах поздней генерации гранодиоритов.

КАЛИ-НАТРОВЫЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ

Подобно плагиоклазам, кали-натровые полевые шпаты широко распространены в интрузивных породах Хангайского нагорья. Они отсутствуют только в тоналитах и кварцевых диоритах и в некоторых разностях пород эндоконтактовой фации (тарбагатайский комплекс).

Кали-натровые полевые шпаты по составу довольно близки и содержат в среднем 25% альбитовой молекулы (от 40 до 18%) (табл. 19); только в граносиенитах эндоконтактовой фации шараусгольского комплекса в кали-натровых полевых шпатах альбитовая молекула преобладает над ортоклазовой (обр. 765, 766). Состав определялся спектральным (фотометрия пламени) и рентгеноструктурным методами, причем сопоставление полученных результатов показало очень хорошую сходимость (рис. 27): толко в 4 случаях из 30 зафиксированы существенные расхождения, что может быть объяснено примесью бария (Афонина и др., 1971).

Анализ связи составов кали-натровых полевых шпатов и степени их триклинности показал, что они коррелируются слабо (рис. 28). Можно только отметить, что, имея близкий состав, кали-натровые полевые шпаты гранитоидов тарбагатайского комплекса характеризуются более стабильной и низкой рентгеновской триклинностью (Δp = 0,4–0,5), чем кали-натровые полевые шпаты гранитоидов хангайского. Для последних типична промежуточная и максимальная триклинность (Δp = 0,5–1,0). Кали-натровые полевые шпаты шараусгольского комплекса отличаются значительными колебаниями как состава, так и степени триклинности, свидетельствующими о несколько различных условиях их кристаллизации, что совершенно естестественно, если учесть значительность площадей развития этих пород. Кали-натровые полевые шпаты эгиндабинского комплекса характеризуются большим постоянством как состава, так и рентгеновской триклинности, которая приближается к максимальной (0,9–1,0), что, очевидно, связано с высоким содержанием воды в расплавах: каталитическое влияние воды облегчает процессы упорядочения в полевых шпатах (Ragland, 1970).

Гораздо четче прямая связь выявляется между рентгеновской триклинностью и углом оптических осей (рис. 29). По определению А.С. Марфунина (1962), угол оптических осей кали-натровых полевых шпатов является мерилом степени упорядоченности. Наименьшему углу оптических осей кали-натровых полевых шпатов тарбагатайского комплекса соответствует самая низкая рентгеновская триклинность; максимальные значения 2V и рентгеновской триклинности характерны для гранитов эгиндабинского комплекса. Для кали-натровых полевых шпатов шараусгольского комплекса при тех же значениях рентгеновской триклинности, что и у хангайского, типичны бо́льшие значения 2V.

При анализе дифрактограмм кали-натровых полевых шпатов выяснилось, что не всегда альбитовая фаза является до конца обособившейся. Особенно это характерно для кали-натровых полевых шпатов эгиндабинских гранитов, в которых в твердом растворе постоянно присутствует до 10–12% альбитовой фазы.

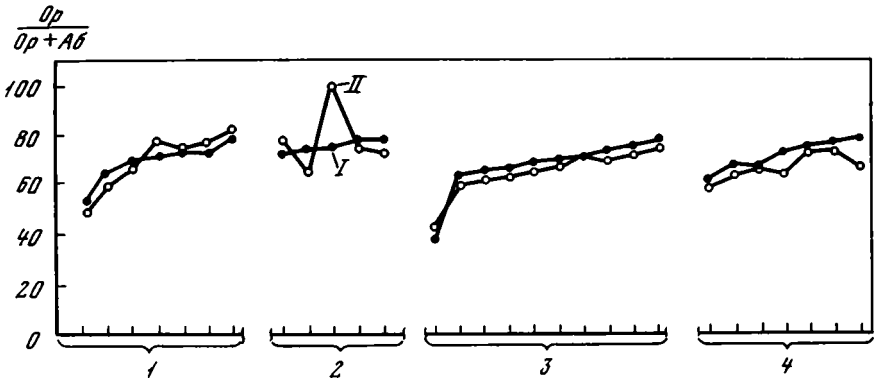


Рис. 27. Сравнение результатов определения состава кали-натровых полевых шпатов химическим (I) и рентгено-структурным (II) методами

Кали-натровые полевые шпаты из гранитоидов интрузивных комплексов: *1* – тарбагатайского, *2* – хангайского, *3* – шараусгольского, *4* – эгиндабинского

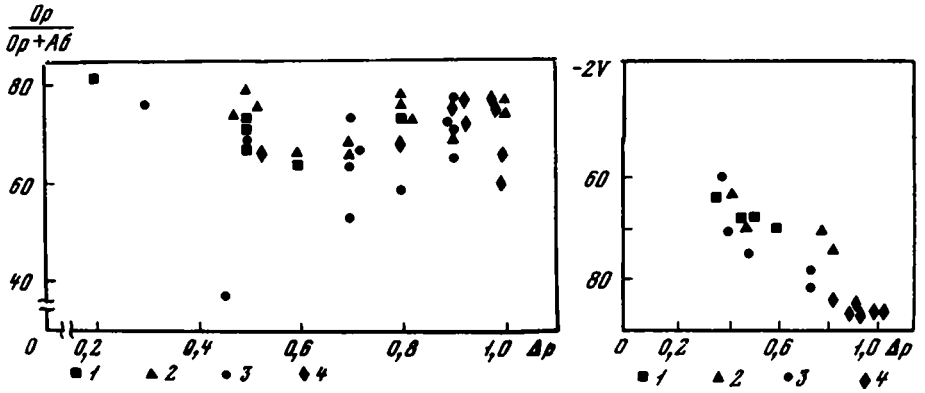


Рис. 28. Диаграмма состав–рентгеновская триклинность (Δp) кали-натровых полевых шпатов

1 – тарбагатайские, *2* – хангайские, *3* – шараусгольские, *4* – эгиндабинские

Рис. 29. Зависимость между углом оптических осей (2V) и рентгеновской триклинностью (Δp) кали-натровых полевых шпатов

1 – тарбагатайские, *2* – хангайские, *3* – шараусгольские, *4* – эгиндабинские

В противоположность им кали-натровые полевые шпаты шараусгольских гранитов, как правило, представлены нацело распавшимися фазами.

На дифрактограммах всегда четко выражен пик $20\bar{1}$ альбита, что служит доказательством того, что даже микроскопически гомогенные кали-натровые полевые шпаты содержат пертиты. Довольно постоянное количество пертитов свидетельствует о том, что они первичны, и являются продуктом распада твердого раствора.

По классификации А.С. Марфунина, большинство кали-натровых полевых шпатов относится к промежуточным триклинным ортоклазам и микроклинам, а также низким триклинным ортоклазам, крипторешетчатым и максимальным микроклинам (рис. 30).

На диаграмме видно, что, несмотря на некоторое перекрытие, точки кали-натровых полевых шпатов каждого комплекса локализуются в определенных участках диаграммы. Так, для тарбагатайского комплекса характерны промежуточные триклинные ортоклазы со средними значениями углов 2V до -72°, а для шараусгольского – также промежуточные ортоклазы, но с бо́льшими углами 2V (до -84°). Кали-натровые полевые шпаты эгиндабинского комплекса представлены максимальными решетчатыми и крипторешетчатыми микроклинами.

Таблица 19

Содержание альбитовой составляющей в кали-натровых полевых шпатах (определенное альбита в твер

Комплекс	Номер образца	Порода	Содержание в вес.%	
			K_2O	Na_2O
1	2	3	4	5
Тарбагатайский	8/2	Гранодиорит	10,20	3,70*
	289	"	10,80	2,84
	2196	"	13,05	1,85
	289/2	"	12,30	3,05
	2324/2	Существенный плагиоклазовый гранит	10,95	3,40
	3127/2	То же	11,55	2,70
		Средний состав		
Хантайский	739	Гранодиорит (вкрапленник)	12,30	2,35
	745	Гранодиорит		
	737	"		
	2297	"		
	2187	"		
	299	"	13,20	2,35
	2262	"		
	2836/4	Гранит (вкрапленник)	12,90	2,88
	2958	Гранит (основная масса)	12,60	2,36
	578	То же	12,50	2,88
	753	"		
	2174	"		
		Средний состав		
Шараустольский	782	Лейкократовый гранит	11,60	3,20
	142	То же		
	13/1	"	10,40	3,73
	4044/1	"	11,70	2,88
	75	"	12,30	2,35
	2268	Существенно калишпатовый гранит	11,60	2,35
	220	То же	11,40	3,55
	1022	"	9,75	4,40
	222	"	10,80	3,70
	15/1	Биотитовый гранит	11,6	3,38
		Средний состав		
	765/1	Граносиенит (эндоконтактовая фация)	6,15	6,58
	766	То же	6,15	6,58
	2912	Гранит роговообманково-биотитовый	10,65	3,55
	8912	Гранит биотитовый	11,25	3,55

химическим и рентгеновским методами), рентгеновская триклинность, количество
дом растворе

Формула	Полимерный валовый состав пертитов, по Ф. Кюльмеру (Kuelmer, 1960)	Количество *Аб* в твердом растворе	$\frac{I_{2-01}Or}{I_{2-01}Аб}$	Рентгеновская триклинность	Оптическая триклинность
6	7	8	9	10	11
$Or_{64}Аб_{36}$	$Or_{60}Аб_{40}$ **	0	1,4	0,5	0,6
$Or_{72}Аб_{28}$	$Or_{80}Аб_{20}$	0	3,6	0,5	–
$Or_{82}Аб_{18}$	$Or_{80}Аб_{20}$	12	4,3	0,5	0,2
$Or_{73}Аб_{27}$	$Or_{73}Аб_{27}$	12	2,7	0,5	0,5
$Or_{68}Аб_{32}$	$Or_{67}Аб_{33}$	12	1,4	0,6	0,4
$Or_{74}Аб_{26}$	$Or_{77}Аб_{23}$	0	3,2	0,8	–
$Or_{72}Аб_{28}$					
$Or_{78}Аб_{22}$	$Or_{75}Аб_{25}$	0	2,6	0,5	
	$Or_{77}Аб_{23}$	14	3,2	0,8	
	$Or_{80}Аб_{20}$	0	3,5	0,5	
	$Or_{76}Аб_{24}$	15	3,1	0,5	
	$Or_{67}Аб_{37}$	10	2,0	0,7	
$Or_{78}Аб_{22}$	$Or_{73}Аб_{27}$	0	2,1	1,0	
	$Or_{69}Аб_{31}$	15	2,1	0,7	
$Or_{75}Аб_{25}$	$Or_{100}Аб_{0}$	0	–		
$Or_{78}Аб_{22}$	$Or_{72}Аб_{28}$	0	2,4	0,8	0,5
$Or_{65}Аб_{35}$	$Or_{65}Аб_{35}$	10	1,6	0,8	0,8
	$Or_{70}Аб_{30}$	14	2,2	0,9	
	$Or_{67}Аб_{33}$	10	2,0	0,6	
$Or_{77}Аб_{32}$					
$Or_{71}Аб_{29}$	$Or_{71}Аб_{23}$	0	2,3	0,9	0,9
	$Or_{74}Аб_{26}$	18	2,6	0,7	
$Or_{65}Аб_{35}$	$Or_{64}Аб_{36}$	0	1,5	0,7	1,0
$Or_{73}Аб_{27}$	$Or_{72}Аб_{28}$	0	2,4	0,9	
$Or_{78}Аб_{22}$	$Or_{76}Аб_{24}$	0	3,0	0,9	
$Or_{77}Аб_{23}$	$Or_{75}Аб_{25}$	10	2,9	0,5	0,3
$Or_{68}Аб_{32}$	$Or_{65}Аб_{35}$	0	1,6	0,7	
$Or_{60}Аб_{40}$	$Or_{64}Аб_{36}$	0	1,5	0,8	
$Or_{66}Аб_{34}$	$Or_{66}Аб_{34}$	10	1,9	0,9	
$Or_{70}Аб_{30}$	$Or_{67}Аб_{33}$	0	2,0	0,5	0,5
$Or_{70}Аб_{30}$					
$Or_{38}Аб_{62}$	$Or_{42}Аб_{58}$	0	0,6	0,5	
$Or_{38}Аб_{62}$	$Or_{42}Аб_{58}$	0	0,6	0,5	
$Or_{67}Аб_{33}$	$Or_{42}Аб_{58}$	10	0,6	0,9	
$Or_{68}Аб_{32}$	$Or_{64}Аб_{26}$	10	1,7	0,5	

Таблица 19

Содержание альбитовой составляющей в кали-натровых полевых шпатах (определенное альбита в твер

Комплекс	Номер образца	Порода	Содержание в вес.%	
			K_2O	Na_2O
1	2	3	4	5
Тарбагатайский	8/2	Гранодиорит	10,20	3,70*
	289	"	10,80	2,84
	2196	"	13,05	1,85
	289/2	"	12,30	3,05
	2324/2	Существенный плагиоклазовый гранит	10,95	3,40
	3127/2	То же	11,55	2,70
		Средний состав		
Хантайский	739	Гранодиорит (вкрапленник)	12,30	2,35
	745	Гранодиорит		
	737	"		
	2297	"		
	2187	"		
	299	"	13,20	2,35
	2262	"		
	2836/4	Гранит (вкрапленник)	12,90	2,88
	2958	Гранит (основная масса)	12,60	2,36
	578	То же	12,50	2,88
	753	"		
	2174	"		
		Средний состав		
Шарыгольский	782	Лейкократовый гранит	11,60	3,20
	142	То же		
	13/1	"	10,40	3,73
	4044/1	"	11,70	2,88
	75	"	12,30	2,35
	2268	Существенно калишпатовый гранит	11,60	2,35
	220	То же	11,40	3,55
	1022	"	9,75	4,40
	222	"	10,80	3,70
	15/1	Биотитовый гранит	11,6	3,38
		Средний состав		
	765/1	Граносиенит (эндоконтактовая фация)	6,15	6,58
	766	То же	6,15	6,58
	2912	Гранит роговообманково-биотитовый	10,65	3,55
	8912	Гранит биотитовый	11,25	3,55

химическим и рентгеновским методами), рентгеновская триклинность, количество
дом растворе

Формула	Полимерный валовый состав пертитов, по Ф. Кюльмеру (Kuelmer, 1960)	Количество *Аб* в твердом растворе	$\frac{I_{2-01}Or}{I_{2-01}Аб}$	Рентгеновская триклинность	Оптическая триклинность
6	7	8	9	10	11
$Or_{64}Аб_{36}$	$Or_{60}Аб_{40}$ **	0	1,4	0,5	0,6
$Or_{72}Аб_{28}$	$Or_{80}Аб_{20}$	0	3,6	0,5	–
$Or_{82}Аб_{18}$	$Or_{80}Аб_{20}$	12	4,3	0,5	0,2
$Or_{73}Аб_{27}$	$Or_{73}Аб_{27}$	12	2,7	0,5	0,5
$Or_{68}Аб_{32}$	$Or_{67}Аб_{33}$	12	1,4	0,6	0,4
$Or_{74}Аб_{26}$	$Or_{77}Аб_{23}$	0	3,2	0,8	–
$Or_{72}Аб_{28}$					
$Or_{78}Аб_{22}$	$Or_{75}Аб_{25}$	0	2,6	0,5	
	$Or_{77}Аб_{23}$	14	3,2	0,8	
	$Or_{80}Аб_{20}$	0	3,5	0,5	
	$Or_{76}Аб_{24}$	15	3,1	0,5	
	$Or_{67}Аб_{37}$	10	2,0	0,7	
$Or_{78}Аб_{22}$	$Or_{73}Аб_{27}$	0	2,1	1,0	
	$Or_{69}Аб_{31}$	15	2,1	0,7	
$Or_{75}Аб_{25}$	$Or_{100}Аб_{0}$	0	–		
$Or_{78}Аб_{22}$	$Or_{72}Аб_{28}$	0	2,4	0,8	0,5
$Or_{65}Аб_{35}$	$Or_{65}Аб_{35}$	10	1,6	0,8	0,8
	$Or_{70}Аб_{30}$	14	2,2	0,9	
	$Or_{67}Аб_{33}$	10	2,0	0,6	
$Or_{77}Аб_{32}$					
$Or_{71}Аб_{29}$	$Or_{71}Аб_{23}$	0	2,3	0,9	0,9
	$Or_{74}Аб_{26}$	18	2,6	0,7	
$Or_{65}Аб_{35}$	$Or_{64}Аб_{36}$	0	1,5	0,7	1,0
$Or_{73}Аб_{27}$	$Or_{72}Аб_{28}$	0	2,4	0,9	
$Or_{78}Аб_{22}$	$Or_{76}Аб_{24}$	0	3,0	0,9	
$Or_{77}Аб_{23}$	$Or_{75}Аб_{25}$	10	2,9	0,5	0,3
$Or_{68}Аб_{32}$	$Or_{65}Аб_{35}$	0	1,6	0,7	
$Or_{60}Аб_{40}$	$Or_{64}Аб_{36}$	0	1,5	0,8	
$Or_{66}Аб_{34}$	$Or_{66}Аб_{34}$	10	1,9	0,9	
$Or_{70}Аб_{30}$	$Or_{67}Аб_{33}$	0	2,0	0,5	0,5
$Or_{70}Аб_{30}$					
$Or_{38}Аб_{62}$	$Or_{42}Аб_{58}$	0	0,6	0,5	
$Or_{38}Аб_{62}$	$Or_{42}Аб_{58}$	0	0,6	0,5	
$Or_{67}Аб_{33}$	$Or_{42}Аб_{58}$	10	0,6	0,9	
$Or_{68}Аб_{32}$	$Or_{64}Аб_{26}$	10	1,7	0,5	

Таблица 19 (окончание)

1	2	3	4	5
Эгиндабинский	967	Гранит биотитовый	11,36	3,31
	8901	То же	12,96	2,16
	3826	"	11,55	2,88
	2868/2	"	13,30	2,70
	968	"	13,05	2,35
	2848/2	"	13,20	2,70
	856	"	9,60	4,05
		Средний состав		

* Лаборатория геологического факультета МГУ, аналитик Л.С. Тиунова.
** Дифрактограммы сняты на установке УРС-50 ИМ автором.

Только для хангайских гранитоидов характерны промежуточные микроклины, однако наряду с ними отмечаются и промежуточные ортоклазы.

Таким образом, несмотря на близость составов кали-натровых полевых шпатов гранитоидов Хангайского нагорья, они характеризуются специфическими структурными особенностями, что, очевидно, связано с несколько разными условиями их образования и прежде всего с температурой, давлением, а также скоростью процессов упорядочения, распада и двойникования.

Д.С. Штейнберг и Г.Б. Ферштатер (Штейнберг и др., 1968; Ферштатер, 1968), изучавшие кали-натровые полевые шпаты Урала, убедительно показали, что они имеют резко различный состав в зависимости от фации глубинности гранитоидов: для гипабиссальных гранитов, являющихся, по предположению этих авторов, дифференциатами базальтовых расплавов, характерен моноклинный

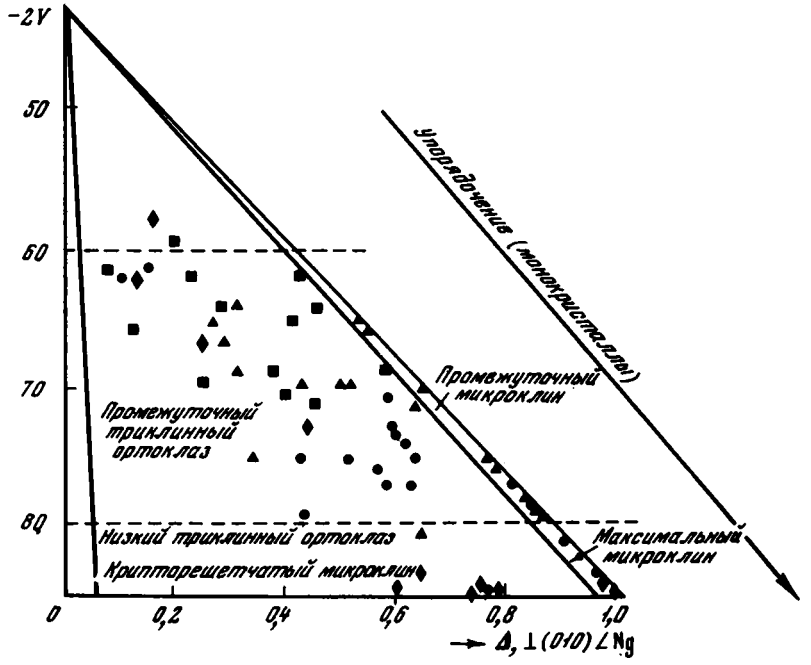


Рис. 30. Диаграмма (2V) – оптическая триклинность кали-натровых полевых шпатов.

Условные обозначения те же, что и на рис. 29

6	7	8	9	10	11
$Ор_{69}Аб_{31}$	$Ор_{67}Аб_{33}$	10	2,0	0,8	0,7
$Ор_{78}Аб_{22}$	$Ор_{64}Аб_{36}$	10	1,4	0,9	0,6
$Ор_{73}Аб_{27}$	$Ор_{64}Аб_{36}$	12	1,7	0,9	
$Ор_{76}Аб_{24}$	$Ор_{74}Аб_{26}$	0	1,9	0,9	0,9
$Ор_{78}Аб_{22}$	$Ор_{74}Аб_{26}$	10	1,9	0,9	1,0
$Ор_{76}Аб_{24}$	$Ор_{73}Аб_{27}$	10	2,5	1,0	0,8
$Ор_{61}Аб_{31}$	$Ор_{60}Аб_{40}$	10	1,2	1,0	0,8
$Ор_{72}Аб_{28}$					

(Δp = 0) кали-натровый полевой шпат с высоким содержанием альбитовой молекулы ($Ор_{55}Аб_{40}Ан_5$). В биотитовых гранитах верхнепалеозойской гранитной формации Урала (фация умеренной глубинности) он содержит значительно меньше альбитовой составляющей $Ор_{77-78}Аб_{10-20}Ан_3$ и представлен максимальным микроклином (Δp = 0,8–0,9). Д.С. Штейнберг, Г.Б. Ферштатер и др. (1971) связывают такое различие составов кали-натровых полевых шпатов с разным режимом воды и соответственно с разной температурой формирования этих пород. Первые (гипабиссальные гранитоиды) образуются при низких давлениях воды (500 бар) и высоких (около 800°) температурах, вторые (гранитоиды умеренных глубин) – при P_{H_2O} = 3–5 кбар и $T \sim 550^{\circ}$.

Кали-натровые полевые шпаты гранитоидов Южно-Калифорнийского батолита (фация умеренной глубинности), по данным Е.М. Ларсена и В.М. Драйзена (Larsen, Draisen, 1950), имеют следующий состав: $Ор_{67-87}Аб_{16-31}Ан_{1-2}$. Таким образом, кали-натровые полевые шпаты гранитоидов Центральной Монголии ближе к таковым гранитоидов умеренных глубин.

БИОТИТЫ

Среди темноцветных минералов гранитоидов Хангайского нагорья наибольшим распространением пользуется биотит. На треугольнике составов с вершинами Mg, Fe, Al все проанализированные биотиты ложатся в единое поле, расположенное несколько ближе к стороне сидерофиллит–аннит, и характеризуются средними значениями глиноземистости (рис. 31).

В биотитах разных комплексов наиболее существенные колебания фиксируются в соотношениях Mg–Fe[1] и меньше – в содержании глинозема (табл. 20). Самыми магнезиальными являются биотиты гранодиоритов эгиндабинского комплекса, наиболее железистыми – тарбагатайского. Общая железистость[2] биотитов колеблется от 50 до 65.

В работах А.А. Маракушева и И.А. Тарарина (1965) и других исследователей (Шкодзинский, 1969; Иванов, 1970) показано, что содержание глинозема[3] в биотите

[1] $f_c = \frac{FeO}{FeO + MgO} \cdot 100$ (в атомн. кол.) – стандартная железистость.

[2] $f_{общ} = \frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} \cdot 100$ (в атомн. кол.) – общая железистость.

[3] $l_{общ} = \frac{Al_{общ}}{Si + Al_{общ} + \Sigma Fe + Mg + Mn + Ti} \cdot 100$ (в атомн. кол.).

Таблица 19 (окончание)

1	2	3	4	5
Этандабинский	967	Гранит биотитовый	11,36	3,31
	8901	То же	12,96	2,16
	3826	"	11,55	2,88
	2868/2	"	13,30	2,70
	968	"	13,05	2,35
	2848/2	"	13,20	2,70
	856	"	9,60	4,05
		Средний состав		

* Лаборатория геологического факультета МГУ, аналитик Л.С. Тиунова.
** Дифрактограммы сняты на установке УРС-50 ИМ автором.

Только для хангайских гранитоидов характерны промежуточные микроклины, однако наряду с ними отмечаются и промежуточные ортоклазы.

Таким образом, несмотря на близость составов кали-натровых полевых шпатов гранитоидов Хангайского нагорья, они характеризуются специфическими структурными особенностями, что, очевидно, связано с несколько разными условиями их образования и прежде всего с температурой, давлением, а также скоростью процессов упорядочения, распада и двойникования.

Д.С. Штейнберг и Г.Б. Ферштатер (Штейнберг и др., 1968; Ферштатер, 1968), изучавшие кали-натровые полевые шпаты Урала, убедительно показали, что они имеют резко различный состав в зависимости от фации глубинности гранитоидов: для гипабиссальных гранитов, являющихся, по предположению этих авторов, дифференциатами базальтовых расплавов, характерен моноклинный

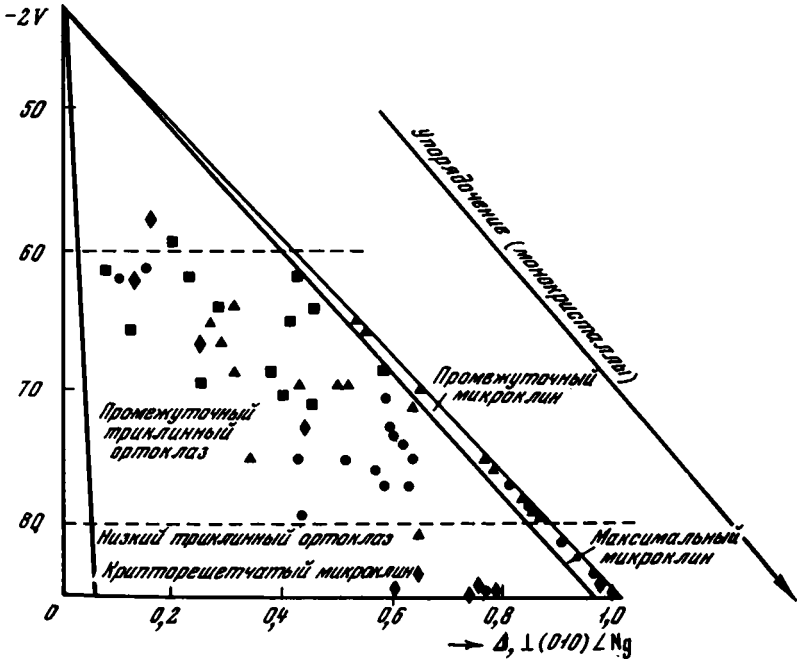


Рис. 30. Диаграмма (2V) – оптическая триклинность кали-натровых полевых шпатов.

Условные обозначения те же, что и на рис. 29

6	7	8	9	10	11
$Ор_{69}Аб_{31}$	$Ор_{67}Аб_{33}$	10	2,0	0,8	0,7
$Ор_{78}Аб_{22}$	$Ор_{64}Аб_{36}$	10	1,4	0,9	0,6
$Ор_{73}Аб_{27}$	$Ор_{64}Аб_{36}$	12	1,7	0,9	
$Ор_{76}Аб_{24}$	$Ор_{74}Аб_{26}$	0	1,9	0,9	0,9
$Ор_{78}Аб_{22}$	$Ор_{74}Аб_{26}$	10	1,9	0,9	1,0
$Ор_{76}Аб_{24}$	$Ор_{73}Аб_{27}$	10	2,5	1,0	0,8
$Ор_{61}Аб_{31}$	$Ор_{60}Аб_{40}$	10	1,2	1,0	0,8
$Ор_{72}Аб_{28}$					

(Δp = 0) кали-натровый полевой шпат с высоким содержанием альбитовой молекулы ($Ор_{55}Аб_{40}Ан_5$). В биотитовых гранитах верхнепалеозойской гранитной формации Урала (фация умеренной глубинности) он содержит значительно меньше альбитовой составляющей $Ор_{77-78}Аб_{10-20}Ан_3$ и представлен максимальным микроклином (Δp = 0,8–0,9). Д.С. Штейнберг, Г.Б. Ферштатер и др. (1971) связывают такое различие составов кали-натровых полевых шпатов с разным режимом воды и соответственно с разной температурой формирования этих пород. Первые (гипабиссальные гранитоиды) образуются при низких давлениях воды (500 бар) и высоких (около 800°) температурах, вторые (гранитоиды умеренных глубин) – при P_{H_2O} = 3–5 кбар и $T \sim 550^{\circ}$.

Кали-натровые полевые шпаты гранитоидов Южно-Калифорнийского батолита (фация умеренной глубинности), по данным Е.М. Ларсена и В.М. Драйзена (Larsen, Draisen, 1950), имеют следующий состав: $Ор_{67-87}Аб_{16-31}Ан_{1-2}$. Таким образом, кали-натровые полевые шпаты гранитоидов Центральной Монголии ближе к таковым гранитоидов умеренных глубин.

БИОТИТЫ

Среди темноцветных минералов гранитоидов Хангайского нагорья наибольшим распространением пользуется биотит. На треугольнике составов с вершинами Mg, Fe, Al все проанализированные биотиты ложатся в единое поле, расположенное несколько ближе к стороне сидерофиллит–аннит, и характеризуются средними значениями глиноземистости (рис. 31).

В биотитах разных комплексов наиболее существенные колебания фиксируются в соотношениях Mg–Fe[1] и меньше – в содержании глинозема (табл. 20). Самыми магнезиальными являются биотиты гранодиоритов эгиндабинского комплекса, наиболее железистыми – тарбагатайского. Общая железистость[2] биотитов колеблется от 50 до 65.

В работах А.А. Маракушева и И.А. Тарарина (1965) и других исследователей (Шкодзинский, 1969; Иванов, 1970) показано, что содержание глинозема[3] в биотите

[1] $f_c = \frac{FeO}{FeO + MgO} \cdot 100$ (в атомн. кол.) – стандартная железистость.

[2] $f_{общ} = \frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} \cdot 100$ (в атомн. кол.) – общая железистость.

[3] $l_{общ} = \frac{Al_{общ}}{Si + Al_{общ} + \Sigma Fe + Mg + Mn + Ti} \cdot 100$ (в атомн. кол.).

Таблица 20

Химический состав и кристаллохимические формулы биотитов

Окислы, коэффициенты	Тарбагатайский	Хангайский		
	Гранодиорит	Гранодиориты		
	УУ-599 (1)	ЧУЛ-596 (2)	ЧУЛ-597 (3)	ЧУЛ-598 (4)
SiO_2	37,84	36,62	37,36	36,15
TiO_2	3,76	2,88	3,44	3,00
Al_2O_3	14,28	15,69	14,58	15,64
Fe_2O_3	4,15	4,17	2,70	3,83
FeO	17,85	15,62	18,14	17,67
MnO	0,48	0,28	0,52	0,46
MgO	8,16	10,44	9,74	10,11
CaO	1,51	1,59	0,95	–
K_2O	7,80	7,91	8,40	7,76
Na_2O	0,34	0,23	0,29	0,40
H_2O^+	3,75	4,42	3,67	4,25
H_2O^-	0,06	–	0,20	0,22
Сумма	99,92	99,85	99,99	99,49
$f_{общ}$	60,2	59,2	56,3	54,0
f_c	55,3	44,5	51,2	49,5
f_o	17,3	19,0	11,8	16,1
$l_{общ}$	19,8	21,3	19,9	21,1
Группа щелочности, по А.А. Маракушеву (1965)	III	II	III	III
Si/Al	2,23	1,98	2,17	1,97
$\frac{Mg + Fe}{Al}$	1,73	1,54	1,73	1,62
$\frac{Na + K}{Al}$	0,59	0,57	0,66	0,58
K/Na	15	26	17	13
Кристаллохимические формулы (расчет на 7 катионов)				
Si^{IV}	3,0	2,88	2,93	2,89
Al^{IV}	1,0 } 4,0	1,12 } 4,0	1,07 } 4,0	1,19 } 4,0
Mg	0,97	1,22	1,14	1,17
Fe^{2+}	1,19	1,04	1,19	1,15
Mn	0,03	0,02	0,03	0,03
Fe^{3+}	0,25 } 3,0	0,24 } 3,0	0,26 } 3,0	0,22 } 3,0
Al^{VI}	0,34	0,33	0,28	0,24
Ti	0,22	0,17	0,20	0,18
K	0,79	0,79	0,84	0,77
Na	0,05 } 0,97	0,03 } 1,0	0,05 } 0,97	0,06 } 0,88
Ca	0,13	0,13	0,08	
H_3O		0,05		0,05
O	0,14 } 1,99	0,92 } 2,0	0,89 } 1,93	0,49 } 2,0
OH	0,35	1,08	1,04	1,51

* Коллекция Л.В. Филиппова (ГЕОХИ), аналитик Т.А. Капитонова (ИМГРЭ).

** Биотит слабо хлоритизирован.

гранитоидов Хангайского нагорья*

Хангайский	Шараусгольский		Эгиндабинский	
Гранит	Граниты		Гранодиорит	Тоналит
МАН-594 (5)	БУ-586** (6)	ШУ-580 (7)	МАН-592 (8)	МАН-593 (9)
36,36	36,65	36,20	37,06	37,02
3,16	2,52	4,00	3,24	2,82
15,72	13,94	14,29	15,42	15,30
3,76	3,35	3,44	2,14	2,07
20,42	19,14	19,50	17,36	17,32
0,50	1,88	2,18	0,30	0,28
7,19	10,00	7,32	10,66	10,53
1,12	1,15	0,51	1,23	–
8,40	6,35	7,72	7,56	8,34
0,26	0,28	0,15	0,29	0,43
3,36	3,84	4,84	4,56	5,04
0,14	–	–	0,16	0,16
100,39	99,10	100,15	99,98	99,31
65,0	55,2	63,1	50,2	50,2
61,0	52,0	59,6	48,0	48,0
14,5	13,2	13,9	9,5	9,6
21,7	19,0	20,4	20,8	20,5
II	III	III	III	III
1,97	2,23	2,13	2,03	2,12
1,50	1,95	1,61	1,68	1,68
0,60	0,59	0,59	0,56	0,60
21	5	39	15	14

Кристаллохимические формулы (расчет на 7 катионов)

2,89 } 4,0 1,11 }	2,86 } 4,0 1,14 }	2,88 } 4,0 1,12 }	2,88 } 4,0 1,12 }	2,92 } 4,0 1,08 }
0,86 1,35 0,01 0,23 } 3,0 0,36 0,19	1,16 1,25 0,12 0,19 } 3,0 0,14 0,14	0,88 1,30 0,14 0,21 } 3,0 0,23 0,24	1,24 1,14 0,02 0,12 } 3,0 0,30 0,18	1,24 1,14 0,01 0,12 } 3,0 0,33 0,16
0,85 0,04 } 0,99 0,10	0,63 0,13 } 0,85 0,09	0,78 0,02 0,05 } 0,99 0,14	0,75 0,05 0,10 } 1,0 0,10	0,84 0,06 } 1,0 –
–				0,10
1,23 0,49 } 1,72	0,25 1,75 } 2,00	0,70 1,30 } 2,0	0,76 1,24 } 2,0	0,76 1,24 } 2,0

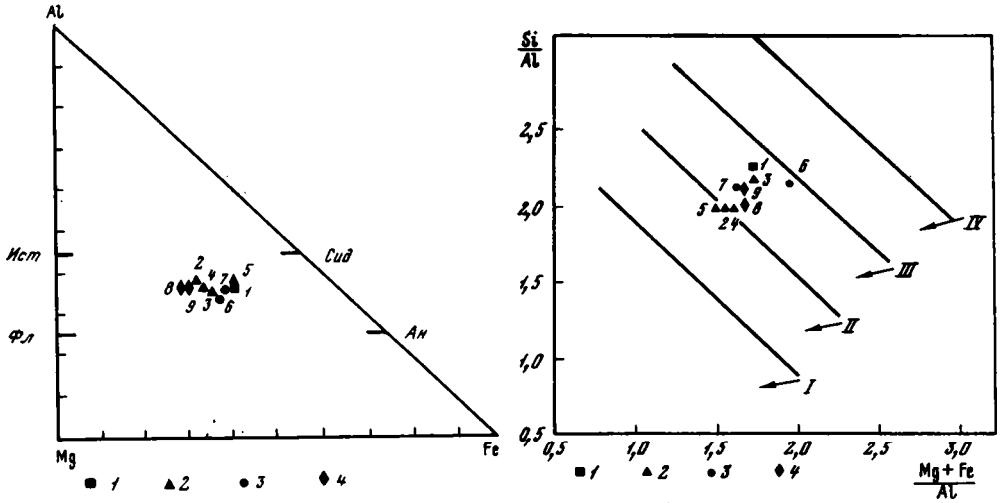


Рис. 31. Составы биотитов гранитоидов Хангайского нагорья (номера соответствуют номерам анализов в табл. 20).

Биотиты из гранитоидов: *1* – тарбагатайского, *2* – хангайского, *3* – шараусгольского, *4* – эгиндабинского комплексов

Рис. 32. Диаграмма состава биотитов в координатах Si/Al – Mg + Fe/Al (по А.А. Маракушеву, И.А. Тararину, 1965)

Условные обозначения те же, что и на рис. 31

изменчиво и связано с колебанием температуры и химического потенциала калия. Считается установленным, что снижение химического потенциала воды (рост температуры) и повышение химической активности калия (возрастание щелочности) способствуют образованию бедных глиноземом биотитов. В биотитах осуществляется изоморфизм Al → Si и (Mg + Fe) → Al, зависящий от химической активности калия и общей щелочности расплавов (при T –const).

На диаграмме в координатах $\frac{Si}{Al} - \frac{Mg+Fe}{Al}$ исследованные биотиты располагаются в полях III (нормальные граниты) и II (биотитовые граниты) групп щелочности (Маракушев, 1965) и только граниты шараусгольского комплекса близки к IV группе (рис. 32).

В биотите гранодиоритов тарбагатайского комплекса содержится минимальное количество Al^{IV}, что является свидетельством более высокой температуры его кристаллизации по сравнению с биотитами других комплексов (Коренбаум и др., 1973). Кроме того, он содержит довольно много Al^{VI}, что, с одной стороны, указывает на низкий потенциал калия в расплаве, а с другой – возможно на высокие давления, при которых происходило становление гранитоидов тарбагатайского комплекса. Предположение о низком потенциале калия в расплавах этого комплекса находится в хорошем соответствии с особенностями его химизма.

Степень окисленности железа[1], равно как и общая железистость биотитов, непостоянна, однако самая низкая степень окисленности типична для биотитов эгиндабинского комплекса, что является доказательством низкой фугитивности кислорода при формировании этих пород. Подтверждением этому служат низкие содержания или отсутствие в них магнетита.

По соотношению содержаний FeO и Fe_2O_3 все анализированные биотиты попадают в центральную часть поля биотитов известково-щелочных гранитоидов

[1] $f_O = \frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO} \cdot 100$ (в атомн. кол.).

(Штейнберг, Малахова, 1965), однако отличаются от биотитов верхнепалеозойской гранитной формации Урала более высокой степенью окисленности (рис. 33).

Следует подчеркнуть, что железистость биотитов близка железистости пород в целом, оставаясь всегда немного более низкой. Такая особенность вообще характерна для биотитов гранитоидов умеренной глубинности. В противоположность им биотиты субвулканических гранитов отличаются низкой железистостью при довольно высокой железистости самих гранитов. Такое различие обусловлено высокой активностью кислорода при формировании субвулканических гранитов (Murakami, 1969) и связыванием большей части железа, находящегося в расплаве, в окислах (магнетит), а не в силикатах.

Содержание марганца во всех биотитах незначительно, кроме биотитов шараусгольского комплекса, в которых оно в 3—4 раза выше, чем в биотитах остальных комплексов. Забегая несколько вперед, можно сказать, что увеличение содержания марганца объясняется тем, что кристаллизация этих биотитов происходила при относительно более низких температурах, в результате чего стало возможным изоморфное вхождение в решетку биотита крупного катиона Mn вместо Fe^{2+} (Тарарин, 1971).

Биотиты разных комплексов хорошо различаются по отношениям K/Na, причем эти значения минимальны в биотитах гранодиоритов тарбагатайского и эгиндабинского комплексов. Значения этого отношения (см. табл. 2) возрастают в биотитах хангайского комплекса и достигают максимума в биотитах шараусгольского. Эти особенности состава биотитов являются, очевидно, отражением химизма расплавов. Так, для гранодиоритов тарбагатайского комплекса характерно относительно низкое содержание калия, в хангайских гранитоидах оно возрастает и еще бо́льших значений достигает в шараусгольских гранитах. Низкое отношение K/Na в биотитах эгиндабинских гранодиоритов объясняется не низким содержанием калия в них, а одинаково высоким содержанием и калия, и натрия (обр. МАН-593). Такая же общая повышенная щелочность характерна и для самих гранодиоритов этого комплекса.

Отношение суммы щелочей к алюминию $(\frac{K + Na}{Al})$ в биотитах всех комплексов близко, несколько повышается только в биотитах хангайских гранитоидов.

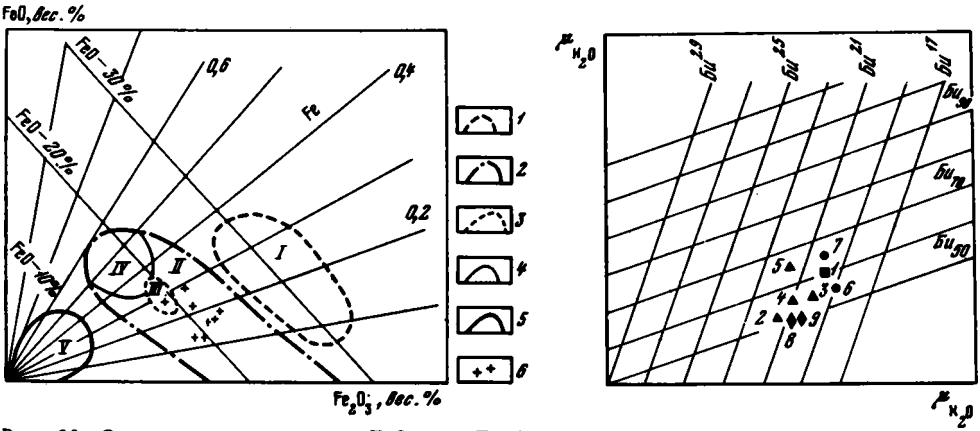


Рис. 33. Зависимость содержаний FeO и Fe_2O_3 в биотитах пород разного состава (по Д.С. Штейнбергу, Л.Б. Малаховой, 1965)

1 – лепидомеланы нефелиновых сиенитов; *2* – биотиты известково-щелочных пород, преимущественно гранитного ряда; *3* – биотиты гранитов верхнепалеозойской гранитной формации Урала; *4* – биотиты сиенитов габбрового ряда; *5* – биотиты эффузивов; *6* – биотиты гранитоидов Хангайского нагорья

Рис. 34. Диаграмма зависимости составов биотитов от μ_{H_2O} и μ_{K_2O} (по В.С. Иванову, 1970)

Условные обозначения те же, что и на рис. 31, $Би_{50}^{27}$ – верхняя цифра – глиноземистость, нижняя – железистость

Однако в целом оно ниже, чем то, которое дает А.А. Маракушев (1965) и для II и III групп щелочности.

Различием химизма расплавов и температурных условий кристаллизации объясняется, по-видимому, и разное содержание кальция в биотитах. Максимальное количество его фиксируется в биотитах гранодиоритов тарбагатайского комплекса (гранодиориты также содержат самое большое количество кальция, см. раздел "Петрохимия").

Железистость биотитов, подобно их глиноземистости, зависит от химического потенциала воды и щелочей (в первую очередь калия). Однако если содержание железа в большей степени связано с изменением температуры (μH_2O), то количество глинозема зависит от щелочности расплава (μK_2O) (Иванов, 1970). Используя диаграмму, предложенную В.С. Ивановым, можно приблизительно оценить условия кристаллизации (μH_2O, μK_2O) биотитов разных комплексов (рис. 34). Биотиты гранитов шараусгольского комплекса образуются, вероятно, в условиях максимальных значений химических потенциалов воды и калия. Следует отметить, что в них невелико количество Al^{VI}, что объясняется повышенной щелочностью расплавов (Маракушев, Тарарин, 1965). Биотиты гранодиоритов (обр. 2, 3, 4) хангайского комплекса кристаллизуются при более низком химическом потенциале воды по сравнению с биотитами гранитов (обр. 5). Биотиты эгиндабинских гранодиоритов образуются в условиях самого низкого значения химического потенциала воды.

Таким образом, состав биотитов отражает особенности условий формирования гранитоидов, причем наиболее чутко он реагирует на изменение температуры кристаллизации, щелочности расплавов и фугитивности кислорода.

Показатели преломления биотитов гранодиоритов и гранитов разных комплексов в целом различаются и характеризуются значительными колебаниями (*Nm* = 1,633–1,658). Можно отметить, что показатели преломления биотитов из гранодиоритов (*Nm* = 1,647–1,652) всех комплексов ниже, чем у биотитов из гранитов (*Nm* = 1,652–1,658). Разница показателей преломления биотитов гранодиоритов эгиндабинского (*Nm* = 1,647[1]) и тарбагатайского (*Nm* = 1,653) комплексов объясняется, вероятно, большей степенью окисленности железа в биотитах последнего (Островский, Петров, 1940). Однако прямой зависимости между железистостью биотита и его показателем преломления не обнаруживается. Значения железистости, определенные по известной диаграмме В.С. Соболева (1950), отличаются от таковых, полученных химическим путем (табл. 21).

Такие же существенные отклонения отмечают В.А. Литвинов (1966), Г.Б. Ферштатер (1970) и другие исследователи. По-видимому, на величину показателя преломления биотита, кроме содержания железа и степени его окисленности, оказывают влияние количества титана, фтора и других элементов.

Представлялось интересным сравнить составы биотитов гранитоидов Хангайского нагорья с составами биотитов из гранитоидов разных фаций глубинности (табл. 22). Для этого были использованы анализы биотитов из гранитоидов, близких по минеральному составу к описываемым (гранодиориты, кварцевые диориты и граниты, содержащие роговую обманку). Рассматривались биотиты из гранитоидов батолитов Сьерры-Невады (Dodge et al., 1969), Южно-Калифорнийского (Larsen, Draisen, 1950; Hietanen, 1971) и верхнепалеозойских гранитоидов Урала (Ферштатер и др., 1970), представляющих фацию умеренной глубинности, а также биотиты из гранитоидов малых глубин, массив Бен-Невис в Шотландии (Haslam, 1968), массив Тамагава в Японии (Murakami, 1969).

Как видно из табл. 22, биотиты Центральной Монголии по железистости, глиноземистости и отношению суммы щелочей к алюминию очень близки биотитам гранитоидов фации умеренной глубинности и резко отличаются от биотитов фации малых глубин. Единственным отличием является несколько повышенное значение мольной доли титана, что говорит о более высокой температуре или повышенной щелочности расплавов по сравнению с таковыми умеренных глубин.

[1] Приводится наиболее часто встречающееся значение показателя преломления.

Таблица 21

Сравнение значений железистости биотитов, определенных по показателю преломления и химическим путем

Номер образца	Железистость		Номер образца	Железистость	
	по химическим анализам	по диаграмме В.С. Соболева (1950)		по химическим анализам	по диаграмме В.С. Соболева (1950)
УУ-599	60	55	ЧУЛ-598	56	53
ЧУЛ-596	51	56	МАН-592	50	45
ЧУЛ-597	54	63			

Таблица 22

Составы биотитов гранитоидов Центральной Монголии и биотитов гранитоидов умеренных и малых глубин

Биотиты гранитоидов	$f_{общ}$	$l_{общ}$	$X_{Ti}^{Би*}$	$\frac{Na + K}{Al}$
Центральной Монголии	50–65	19–22	0,058–0,075	0,57–0,66
Умеренных глубин	45–62	18–22	0,030–0,064	0,55–0,68
Малых глубин	30–48	18	0,056–0,094	0,63–0,75

$^{*}X_{Ti}^{Би} = \frac{Ti}{Mg + Fe + Ti + Mn}$.

Таким образом, сопоставление составов биотитов гранитоидов Центральной Монголии и биотитов разных фаций глубинности показывает, что условия их становления, очевидно, соответствуют условиям умеренной глубинности.

РОГОВЫЕ ОБМАНКИ

Роговые обманки, подобно биотитам, широко распространены в гранитоидах Центральной Монголии. Они отсутствуют только в гранитах шараусгольского и эгиндабинского комплексов.

Проанализировано четыре образца роговых обманок: два из гранодиоритов и по одному образцу из гранитов хангайского и из гранодиоритов эгиндабинского (табл. 23) комплексов.

Все образцы являются кальциевыми амфиболами (CaO > 10 вес. %) и могут быть представлены как смеси миналов эденита, чермакита, гастингсита и актинолита (Бойд, 1961), т.е. являются обыкновенными роговыми обманками. В роговых обманках проявлены три типа изоморфизма: $Si \rightarrow Al^{IV}$; $(Mg, Fe)^{2+} \rightarrow (Al, Fe)^{3+}$ и $Ca^{2+} \rightarrow Na + K$, каждому из которых соответствуют коэффициенты[1]: a Si, a_{IV}^{3+}, a_{Ca} (Кориковский, 1968). На диаграммах, предложенных С.П. Кориковским, графическим путем легко получить минальный состав проанализированных образцов. Как видно из графика (рис. 35), роговые обманки гранитоидов хангайского комплекса характеризуются выдержанным составом и могут быть представлены как смесь эденита и чермакита с примесью гастингситовой молекулы ($Эд_{0,45}$ $Чер_{0,36}$ $Гаст_{0,15}$).

[1] $a_{Si} = \frac{Al^{IV} + Ti^{IV}}{Al^{IV} + Ti^{IV} + Si} \cdot 100$; $a_{IV}^{3+} = \frac{Al_{VI} + Ti_{VI} + Fe^{3+}}{Al_{VI} + Ti_{VI} + Fe^{3+} + Mn + Mg} \cdot 100$;

$a_{Ca} = \frac{Na + K}{Na + K + Ca} \cdot 100$.

Таблица 23

Химический состав и кристаллохимические формулы роговых обманок* гранодиоритов хангайского и эгиндабинского комплексов

Окислы, коэффициенты	Хангайский			Эгиндабинский
	ЧУЛ-596 (1)	ЧУЛ-597 (2)	ЧУЛ-598 (3)	МАН-592 (4)
SiO_2	42,90	42,52	43,00	45,35
TiO_2	1,13	1,38	1,27	1,04
Al_2O_3	9,20	8,83	8,09	6,54
Fe_2O_3	7,30	6,75	6,70	5,80
FeO	13,40	13,75	13,40	12,72
MnO	0,46	0,70	0,72	0,52
MgO	9,30	9,40	10,00	11,00
CaO	11,11	10,50	11,10	11,48
Na_2O	1,18	1,08	1,14	1,25
K_2O	1,18	1,61	1,15	0,78
H_2O^-	0,30	0,45	0,40	0,16
P_2O_5	0,09	0,41	0,58	0,37
F	0,13	0,14	0,14	0,24
H_2O^+	2,40	2,28	2,50	2,45
Сумма	100,08	99,80	100,19	99,70
$-O\text{-}F_2$	0,05	0,06	0,05	0,09
CO_2	0,2	0,2	0,2	0,2
a^{Si}_{IV}	18,7	18,7	18	13,9
a^{3+}_{VI}	22,2	20,4	18,4	16,8
a_{Ca}	24,0	26,8	23,3	21,2
$f_{общ}$	53	53,6	50,5	47,5
f^c	44,3	45,2	42,8	39,2
f_o	34,4	30,6	31	28,7
Кристаллохимические формулы (расчет на 13 катионов)				
SiO_2	6,50	6,50	6,56	6,89
Al^{IV}	1,50 } 8,0	1,50 } 8,0	1,44 } 8,0	1,11 } 8,0
Mg	2,14	2,13	2,28	2,49
Fe^{2+}	1,70	1,76	1,71	1,61
Mn	0,05 } 5,0	0,09 } 5,0	0,09 } 5,0	0,06 } 5,0
Fe^{3+}	0,84	0,78	0,77	0,65
Al^{VI}	0,14	0,08	0,01	0,07
Ti	0,13	0,16	0,14	0,12
Ca	1,81	1,72	1,81	1,86
Na	0,34	0,32	0,33	0,36
K	0,23 } 2,64	0,31 } 2,51	0,22 } 2,56	0,14 } 2,49
H_3O	0,16	0,16	0,20	0,13
O	0,09	–	–	0,20
OH	1,85 } 2,0	1,85 } 1,91	1,93 } 1,99	1,66 } 2,00
F	0,06	0,06	0,06	0,14

* Коллекция Л.В. Филиппова (ГЕОХИ), аналитик Р.А. Пчельникова (ИМГРЭ).

Роговая обманка гранодиоритов эгиндабинского комплекса отличается от роговых обманок хангайского и является смесью эденита, чермакита и актинолита ($Эд_{0,44}$ $Чер_{0,33}$ $Акт_{0,23}$). Она по сравнению с роговой обманкой гранодиоритов хангайского комплекса имеет самую низкую глиноземистость, причем в ней содержится минимальное количество алюминия, как в четверной, так и в шестерной координации. На положительную корреляцию содержаний алюминия в

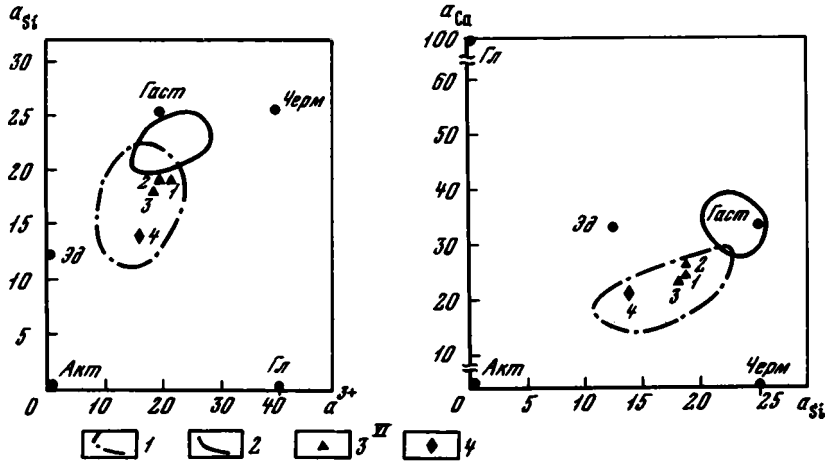


Рис. 35. Составы роговых обманок изверженных пород (по С.П. Кориковскому, 1968)

Роговые обманки: *1* – диоритов, *2* – гранитов, *3* – гранитоидов хангайского комплекса, *4* – гранодиоритов эгиндабинского комплекса

октаэдрической и тетраэдрической координации указывают С. Саксена и Т. Экстрем (Saxena, Extröm, 1970), статистически обработавшие 639 анализов кальциевых амфиболов. Роговая обманка эгиндабинских гранодиоритов содержит максимальную мольную долю магния и отличается низкой степенью окисленности (f_0 = = 16,8). Кроме того, хотя отношение суммы щелочей к кальцию в этой роговой обманке ниже, чем в роговых обманках хангайского комплекса, мольная доля натрия самая высокая, что свидетельствует о более высокой общей щелочности расплавов гранодиоритового состава эгиндабинского комплекса. Мольные доли натрия и калия в роговых обманках хангайских гранитоидов почти равны, а в эгиндабинских мольная доля натрия более чем в 2 раза выше мольной доли калия.

Особенности химизма роговых обманок эгиндабинского комплекса (высокое содержание магния, низкие глиноземистость и степень окисленности) свидетельствуют, очевидно, о более высокой температуре образования роговых обманок, о большей щелочности и низком парциальном давлении кислорода по сравнению с теми же параметрами, характеризующими расплавы хангайских гранитоидов.

К сожалению, отсутствуют анализы роговых обманок тарбагатайских гранитоидов. Однако кое-какие предположения можно сделать на основании показателей преломления. Для роговых обманок отмечается хорошая сходимость определений железистости (табл. 24) химическим путем и оптическими методами (показатели преломления, 2V).

Интервал колебаний показателей преломления (*Ng*) роговых обманок различных комплексов следующий: тарбагатайского – 1,672–1,682, хангайского – 1,670–1,679 и эгиндабинского – 1,677–1,686, т.е. роговые обманки первого комплекса характеризуются промежуточными значениями *Ng*. Как известно (Дир и др., 1965; Трегер, 1958 и др.), показатель преломления роговых обманок зависит прежде всего от содержания магния, железа и марганца. Поэтому можно сделать предположение, что по железистости роговые обманки тарбагатайского комплекса занимают промежуточное положение между роговыми обманками хангайского и эгиндабинского комплексов.

Сравнение роговых обманок гранитоидов Хангайского нагорья показало сходство их с роговыми обманками гранитоидов умеренной глубинности (для сравнения использованы анализы роговых обманок, сосуществующих с биотитами, из тех же объектов, что и исследованные биотиты (табл. 25)).

Как видно из табл..25, по всем важнейшим характеристикам роговые обманки гранитоидов малых и умеренных глубин различаются очень четко. Для последних

Таблица 24

Железистость роговых обманок, определенных по показателю преломления и химическим путем

Номер образца	Железистость		Номер образца	Железистость	
	по химическим анализам	по диаграмме В.С. Соболева (1950)		по химическим анализам	по диаграмме В.С. Соболева (1950)
ЧУЛ-596	53	53	ЧУЛ-598	50,5	50
ЧУЛ-597	53,6	54	МАН-592	47,5	47,5

Таблица 25

Составы роговых обманок гранитоидов Центральной Монголии и роговых обманок гранитоидов умеренных и малых глубин

Роговые обманки гранитоидов	$f_{общ}$	$l_{общ}$	a_{Si}	a^{3+}_{VI}	a_{Ca}
Центральной Монголии	48–54	9–13	14–19	17–22	21–27
Умеренных глубин	43–52	9–15	12–19	15–23	14–27
Малых глубин	29–39	4–7	6–10	7–10	13–17 (Бен-Невис) 22–30 (Тамагава)

типичны средние значения железистости и глиноземистости, причем доля алюминия в четверной координации существенна (Al^{IV} = 1,5–2,0 ф.е.[1]), а в шестерной – ничтожна (Al^{IV} = 0,2 ф.е.). Роговые обманки гранитоидов хангайского комплекса очень хорошо сопоставляются с роговыми обманками гранитоидов умеренных глубин, а эгиндабинского – занимают промежуточное положение между таковыми умеренных и малых глубин.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Видовой состав акцессорных минералов во всех гранитоидах Хангайского нагорья небогат. Бóльшая часть из них содержится во всех интрузивных породах независимо от принадлежности к тому или иному комплексу; это так называемые сквозные минералы. Другие акцессорные минералы встречаются только в породах определенных состава и возраста, например, редкометальные минералы гранитоидов эгиндабинского комплекса.

По существующей в настоящее время классификации акцессорных минералов (Ляхович, 1968) они делятся на три большие группы: а) минералы рудных элементов, б) минералы редких элементов, в) прочие минералы.

В гранитоидах Хангайского нагорья присутствуют следующие акцессорные минералы (по группам):

а) магнетит, ильменит, гематит, шеелит, касситерит, рутил, тантало-ниобаты;

б) циркон, циртолит, ортит, монацит, торит, ксенотим;

в) сфен, апатит, гранат, флюорит.

К числу сквозных минералов относятся: магнетит, ильменит, циркон, апатит, сфен и ортит, встречающиеся наиболее часто, а также гранат, монацит, торит и циртолит, отмечающиеся спорадически. Такие минералы, как циркон, апатит, ортит, монацит, в меньшей степени сфен, хорошо различаются габитусом кристаллов, развитием

[1] ф.е. – формульные единицы.

тех или иных кристаллографических форм и цветом в зависимости от принадлежности к породам разных интрузивных комплексов. Магнетит, ильменит, гранат и торит в противоположность им не обладают характерными типоморфными особенностями, присущими породами какого-либо интрузивного комплекса.

Помимо типоморфных акцессорных минералов, не менее важной их характеристикой является количественное содержание, которое прежде всего зависит от химического состава пород и условий их кристаллизации. На эту зависимость содержания акцессорных минералов от состава пород указал еще В.И. Вернадский (1914), который отмечал, что все гранитоиды могут быть подразделены на монацитоносные и ортитоносные.

Как показал Л.В. Таусон (1961), появление в породах сфена или ильменита, монацита или ортита обусловлено не только химизмом расплава, но и условиями кристаллизации, временем выпадения акцессорных минералов. Д.Е. Ли и Ф. Додж (Lee, Dodge, 1964) установили зависимость видового состава акцессорных минералов от содержания окиси кальция в гранитоидах батолитов Южной Калифорнии и Сьерры-Невады. Эти авторы делят все изученные ими породы на богатые ($CaO > 1{,}8$ вес. %) и бедные кальцием ($CaO < 1{,}8$ вес. %). В первой группе пород типичными акцессорными минералами являются апатит, ортит, сфен, эпидот и магнетит; во второй – монацит, ильменит и гранат. Они отмечают также, что циркон и магнетит распространены чаще в кальциевых гранитоидах.

Анализ количественных содержаний акцессорных минералов в гранитоидах Хангайского нагорья показал, что они также зависят от количества окиси кальция в породах. Так, для богатых кальцием гранитоидов тарбагатайского и хангайского комплексов весьма характерны высокие весовые содержания сфена, апатита и циркона, а в бедных кальцием гранитах шараусгольского содержания этих минералов гораздо ниже. Важно подчеркнуть также, что в последних валовое содержание железа существенно меньше, чем в гранитоидах тарбагатайского и хангайского комплексов, тем не менее количества магнетита в них приблизительно равны. Иными словами, почти все железо в шараусгольских гранитах шло на образование магнетита, что возможно при достаточно высокой фугитивности кислорода. Кроме того, в этих породах гораздо чаще, чем в гранитоидах остальных комплексов, встречаются монациты и гранат.

Краткая сравнительная характеристика акцессорных минералов интрузивных пород каждого комплекса следующая.

1. В гранитоидах тарбагатайского отмечаются наиболее бедный спектр акцессорных минералов и самые низкие их содержания; в весовых количествах имеются только магнетит, в единичных пробах – ильменит, сфен и циркон.

2. В породах хангайского видовой состав акцессорных минералов богаче и их содержания выше; для гранодиоритов и гранитов весьма типично постоянное присутствие сфена, содержания которого достигают 900 г/т; кроме того, в этих породах фиксируются максимальные (среди всех интрузивных пород Хангайского нагорья) весовые содержания циркона, магнетита, и только в них встречается шеелит; важно подчеркнуть, что и в гранитах, и в гранодиоритах содержатся примерно равные количества (в гранитах несколько больше циртолита) акцессорных минералов, что является еще одним доказательством генетического родства этих пород.

3. В гранитах шараусгольского комплекса гораздо реже встречаются сфен, апатит и ортит; большую роль среди железосодержащих минералов, кроме магнетита, начинает играть ильменит; в гранитах отмечаются единичные знаки тантало-ниобатов и флюорита (последний иногда в весовых содержаниях).

4. В породах эгиндабинского комплекса резко сокращаются содержания магнетита, циркона (в гранитах), апатита, сфена и циртолита. Вместо магнетита существенную роль играет ильменит. В пегматитах вообще отсутствуют апатит, сфен и рутил. Очень важно появление знаковых содержаний касситерита и тантало-ниобатов. Эти минералы изредка отмечаются в гранодиоритах; они встречаются в 20–30% всех проб, отобранных из гранитов, а в пегматитах обнаружены в 75% проб, и содержание их увеличивается до весовых (до 90 г/т). Видовой состав акцессорных минералов в гранитах и гранодиоритах одинаков, но содержание разное. В гра-

нитах тенденция замены магнетита ильменитом проявлена ярче, в них также отмечают самые низкие содержания сфена, а во многих пробах (30%) он отсутствует совсем.

Необычный спектр акцессорных минералов гранитоидов эгиндабинского комплекса указывает на иную по сравнению с верхнепалеозойскими интрузивными породами металлогеническую специализацию расплавов (олово, тантал, ниобий) и другие окислительно-восстановительные условия кристаллизации (вместо ассоциации сфен + магнетит типичен ильменит). Эти же особенности типичны для мезозойских гранитов Восточной Монголии, входящих в Монголо-Охотскую редкометальную провинцию. Таким образом, эгиндабинские гранитоиды и по набору акцессорных минералов резко отличаются от верхнепалеозойских гранитов Хангайского нагорья. Учитывая большие размеры Эгиндабинского массива, а также достаточно высокую частоту встречаемости в нем редкометальных минералов, можно считать гранитоиды и пегматиты этого комплекса перспективными на нахождение существенных концентраций касситерита и тантало-ниобатов.

Подводя итог описанию минералов гранитоидов Хангайского нагорья, можно сделать следующие выводы.

1. Несмотря на близость составов, оптических свойств и степени упорядоченности, одноименные минералы пород, относящихся к разным комплексам, в целом различаются удовлетворительно.

2. Колебания составов породообразующих минералов являются отражением особенностей химизма, кислотности—щелочности расплавов, а также условий кристаллизации (прежде всего температуры и окислительно-восстановительного потенциала).

3. Видовой состав и содержание акцессорных минералов зависят от химизма расплавов и условий их кристаллизации.

4. Сопоставление составов породообразующих минералов интрузивных пород Хангайского нагорья с составами минералов гранитоидов разных фаций глубинности показало, что они несомненно близки гранитоидам умеренной глубинности.

СОСУЩЕСТВУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОТЕМПЕРАТУР

ПЛАГИОКЛАЗЫ – КАЛИ-НАТРОВЫЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ

Анализ составов сосуществующих плагиоклазов и кали-натровых полевых шпатов гранитоидов Хангайского нагорья показал, что изменение их во времени происходит закономерно. От пород ранних комплексов (тарбагатайский) к поздним (шараусгольский) мольная доля натрия в плагиоклазе увеличивается.

Таблица 26

Средний состав сосуществующих полевых шпатов гранитоидов Хангайского нагорья и температура их равновесия

Комплекс	Порода	Состав		$T^{\circ}C$ (по термометру Барта—Рябчикова)
		плагиоклаза	кали-натрового полевого шпата	
Тарбагатайский	Гранодиорит	An_{28}	$Or_{68}Ab_{32}$	580
	Существенно плагиоклазовый гранит	An_{23}	$Or_{77}Ab_{23}$	540
Хангайский	Гранодиорит	An_{28}	$Or_{76}Ab_{24}$	550
	Гранит	An_{20}	$Or_{75}Ab_{25}$	540
Шараусгольский	Гранит	An_{14}	$Or_{76}Ab_{24}$	530
	Существенно калишпатовый гранит	An_{11}	$Or_{68}Ab_{32}$	570
Эгиндабинский	Гранит	An_{16}	$Or_{69}Ab_{31}$	560
	Гранит	An_{21}	$Or_{76}Ab_{24}$	540

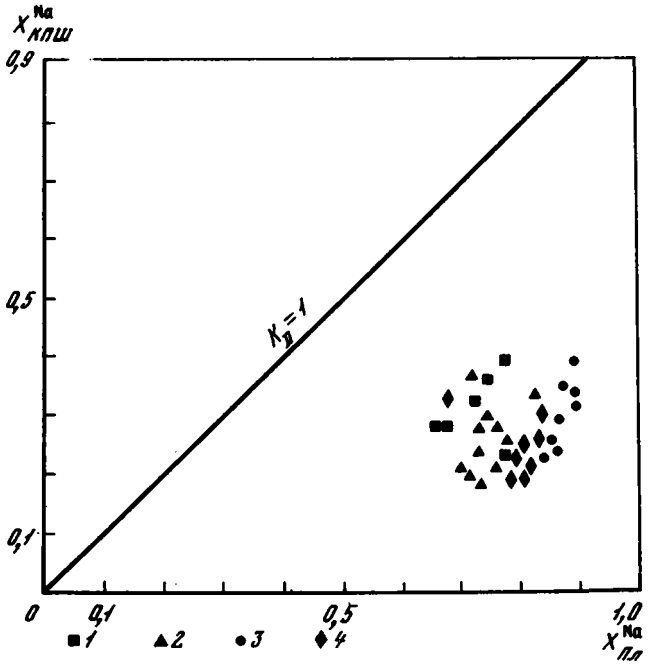


Рис. 36. Распределение Na между сосуществующими плагиоклазами и кали-натровыми полевыми шпатами

Полевые шпаты комплексов: *1* – тарбагатайского, *2* – хангайского, *3* – шараусгольского, *4* – эгиндабинского

Противоположная, но менее четкая тенденция проявлена в изменении составов кали-натровых полевых шпатов: минимальная мольная доля натрия фиксируется в эгиндабинских (самых молодых) кали-натровых полевых шпатах (рис. 36). Таким образо, имеет место перераспределение натрия между кали-натровыми полевыми шпатами и плагиоклазами в сторону обогащения натрием последних.

Как известно, составы сосуществующих полевых шпатов зависят прежде всего от температуры (Барт, 1962; Рябчиков, 1965), что и послужило основой для создания двуполевошпатового термометра. В последние годы появились работы, в которых экспериментально доказано существенное влияние на это равновесие давления (Seck, 1971). Г. Сек показал, что давление действует на распределение натрия обратно температуре: повышение давления от 1 до 10 кбар при $T = 450–750^{o}$ равнозначно понижению температуры на $125–150^{o}$. Безусловно, эти данные ограничивают область применения двуполевошпатового термометра. Однако трудно себе представить, что изученные гранитоидные комплексы Центральной Монголии формировались в условиях резко различных давлений. Геологические данные и состав минералов свидетельствуют как раз об обратном: формирование гранитоидов происходит при приблизительно равных давлениях, в связи с чем нам представляется возможным оценить относительную температуру равновесия полевых шпатов гранитоидов с помощью термометра Барта–Рябчикова (табл. 26).

Наиболее высокая температура (570^{o}C) равновесия среди гранитных разностей фиксируется для полевых шпатов существенно калишпатовых шараусгольских гранитов, хотя для наиболее часто встречающихся нормальных гранитов того же комплекса характерны самые низкие температуры (530^{o}C), что свидетельствует, очевидно, о разном режиме воды при их формировании.

Среди гранодиоритов самыми высокотемпературными являются тарбагатайские (для эгиндабинских температура не определялась). Однако в целом можно сказать, что разница в температурах равновесия полевых шпатов гранодиоритов всех комплексов невелика, и значения их занижены, так как влияние давления не учитывалось.

РОГОВЫЕ ОБМАНКИ – БИОТИТЫ

Анализ составов сосуществующих роговых обманок и биотитов из гранодиоритов хангайского и эгиндабинского комплексов показал некоторые различия. Роговая обманка и биотит последнего более магнезиальны и характеризуются более низкой степенью окисленности и низкой общей глиноземистостью (табл. 27), (рис. 37).

Как видно из табл. 26, биотиты по сравнению с роговыми обманками более железистые, мольная доля титана в них значительно (более чем в 2 раза) выше, а

Таблица 27

Особенности химизма сосуществующих роговых

Номер на диаграмме	Комплекс	Номер образца	Минерал	$f_{общ}$	f_0^1
2	Хангайский	ЧУЛ-596	Биотит	59,2	19,0
			Роговая обманка	54,0	34,0
3		ЧУЛ-597	Биотит	56,3	11,8
			Роговая обманка	53,6	30,6
4		ЧУЛ-598	Биотит	54,0	16,1
			Роговая обманка	50,5	31,0
8	Эгиндабинский	МАН-592	Биотит	50,2	9,5
			Роговая обманка	47,5	28,7

марганца – ниже. Алюминий в биотитах находится в основном в четверной координации, но и доля алюминия в шестерной координации также высока. В роговых обманках Al_{VI} гораздо меньше. Степень окисленности железа в роговых обманках в 2–3 раза выше, чем в биотитах. Изучением состава сосуществующих роговых обманок и биотитов занимались Ф. Додж и Д. Росс (Dodge, Ross, 1971), исследовавшие эту пару минералов из гранитоидных массивов зоны разлома Сан-Андреас (Калифорния). Они установили, что роговые обманки всегда более магнезиальные, чем биотиты, и степень окисленности железа в последних обычно гораздо ниже. Кроме того, по положению коннод, соединяющих сосуществующие роговые обманки и биотиты относительно линий буферов, они делают заключения о закрытости или открытости системы в отношении кислорода. Если конноды перпендикулярны к линии буферов, то кристаллизация шла в закрытых системах (рис. 37, *II*), и наоборот (рис. 37, *III*). Однако степень окисленности железа в железомагнезиальных минералах зависит не только от фугитивности кислорода, но и температуры (Маракушев, 1973).

Анализ состава сосуществующих роговых обманок и биотитов показывает, что фугитивность кислорода и температурный режим расплавов хангайского и эгиндабинского комплексов были несколько различными (рис. 37, *I*).

Для установления закономерностей распределения основных петрогенных элементов между сосуществующими роговыми обманками и биотитами и условий, их определяющих, кроме имеющихся в нашем распоряжении четырех пар анализов, было использовано еще 76 пар анализов, заимствованных из отечественной и зарубежной литературы[1] (подробное изложение этого вопроса дано автором в совместной статье с Н.А. Панеях; Панеях, Федорова, 1973).

По условиям формирования гранитоиды разделились на две группы: субвулканические, гипабиссальные (фация малой глубинности) и плутонические (фация умеренной глубинности).

---

[1] Литературные источники те же, что использованы для сравнения составов биотитов и роговых обманок (см. выше).

Анализ поведения петрогенных элементов в сосуществующих роговых обманках и биотитах показал, что только распределение марганца подчиняется закону Нернста, а в распределении остальных элементов Mg, Fe, Ti, Al проявлено или намечается экстремальное состояние. На распределение Mg и Fe в этой паре минералов оказывает влияние магнезиальность – железистость среды (Kretz, 1959). Кроме того, равновесие зависит от температуры, что дало возможность создать приближенный геотермометр (Перчук, 1970_2). При повышении температуры магний преимущественно входит в состав роговых обманок, а биотиты

обманок и биотитов гранодиоритов Хангайского нагорья

$\frac{Mg}{Mg + Fe + Ti + Mn}$	Al_{VI}	Al_{IV}	$\frac{Ti}{Ti + Mg + Fe + Mn}$	$\frac{Mn}{Mn + Ti + Mg + Fe}$
0,458	0,33	1,12	0,064	0,007
0,502	0,14	1,50	0,027	0,010
0,420	0,28	1,07	0,075	0,011
0,434	0,08	1,50	0,033	0,018
0,425	0,24	1,19	0,065	0,011
0,457	0,01	1,44	0,028	0,018
0,480	0,30	1,12	0,069	0,007
0,497	0,07	1,11	0,026	0,012

Таблица 28

Отношения мольных долей петрогенных элементов биотитов и роговых обманок гранитоидов разных фаций глубинности

Гранитоиды	$\frac{X^{Би}_{Mg}}{X^{Ро}_{Mg}}$	K^{Mn}_{D}	$\frac{X^{Би}_{Al_{общ}}}{X^{Ро}_{Al_{общ}}}$	$\frac{X^{Би}_{Ti}}{X^{Ро}_{Ti}}$	Колебания T°C по распределению Mg
Фации малой глубинности	0,82	0,46	2,95	3,16	750 – более 800
Фации умеренной глубинности	0,98	0,65	1,60	2,30	600–700
Центральной Монголии	0,95	0,61	1,84	2,41	650–680

Таблица 29

Оценка температур равновесия роговая обманка – биотит гранодиоритов Хангайского нагорья

Комплекс	Номер образца	$\frac{X^{Би}_{Mg}}{X^{Ро}_{Mg}}$	T°C	$\frac{X^{Би}_{Ti}}{X^{Ро}_{Ti}}$	T°,C	$\frac{X^{Би}_{Mn}}{X^{Ро}_{Mn}}$	T°,C
Хангайский	ЧУЛ-596	0,92	680	2,38	690	0,70	620
	ЧУЛ-597	0,95	650	2,30	700	0,61	700
	ЧУЛ-598	0,93	680	2,32	690	0,61	700
Эгиндабинский	МАН-592	0,97	670	2,64	720	0,64	670

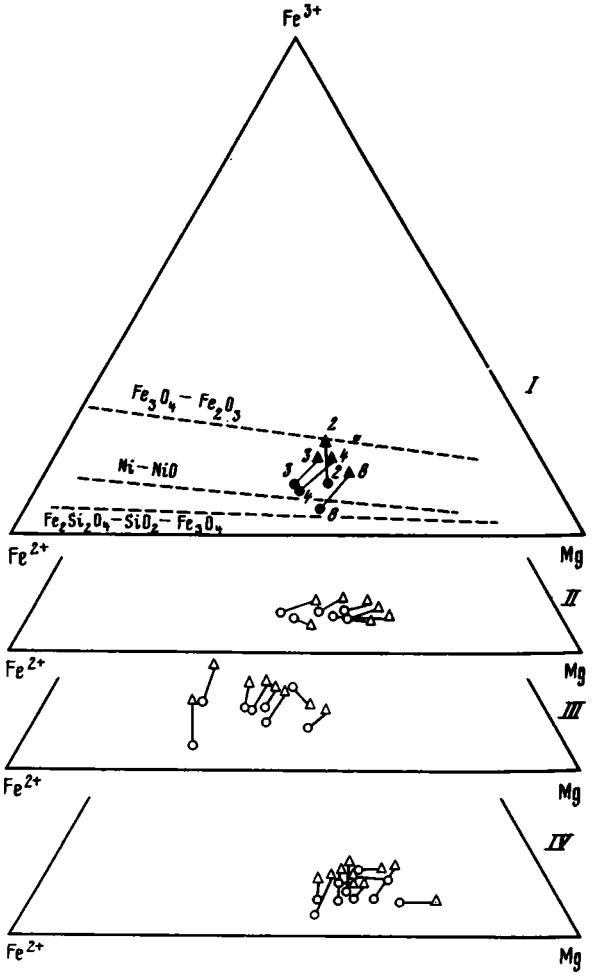


Рис. 37. Зависимость содержаний Fe^{2+}, Fe^{3+} и Mg в сосуществующих роговых обманках (треугольники) и биотитах (кружки) гранитоидов

Роговые обманки и биотиты гранитоидов: I – Хангайского нагорья, II – Сьерры-Невады, III – Южной Калифорнии, IV – Урала; пунктир – линии заданных буферов (цифры соответствуют номерам анализов в табл. 20, 21)

обедняются им. Оценки температур равновесий роговая обманка – биотит, сделанные на основе распределения между ними магния, совпадают с температурами, определенными другими методами. В частности, А. Хитанен (Hietanen, 1971) определяет температуру образования гранитоидов плутонов Фетер-Ривер в Калифорнии (фация умеренной глубинности) по парагенезисам контактовых роговиков приблизительно в 700°С. Д.С. Штейнберг и Г.Б. Ферштатер (1971) по двуполевошпатовому термометру Т. Барта оценивают температуру кристаллизации субвулканических гранитов Урала примерно в 800°С.

Отношения мольных долей магния, титана и алюминия в сосуществующих роговых обманках и биотитах гранитоидов разных фаций глубинности различаются хорошо (табл. 28).

Изученная пара минералов из гранитоидов умеренной глубинности по сравнению с теми же минералами гранитоидов малой глубинности характеризуется большей величиной K_D^{Mn} и $\chi_{Mg}^{Би}/\chi_{Mg}^{Ро}$ и значительно меньшими отношениями $\chi_{Ti}^{Би}/\chi_{Ti}^{Ро}$ и $\chi_{Al_{общ}}^{Би}/\chi_{Al_{общ}}^{Ро}$, что в первую очередь объясняется, по-видимому, влиянием температуры. Несомненно также и влияние состава расплавов на распределение

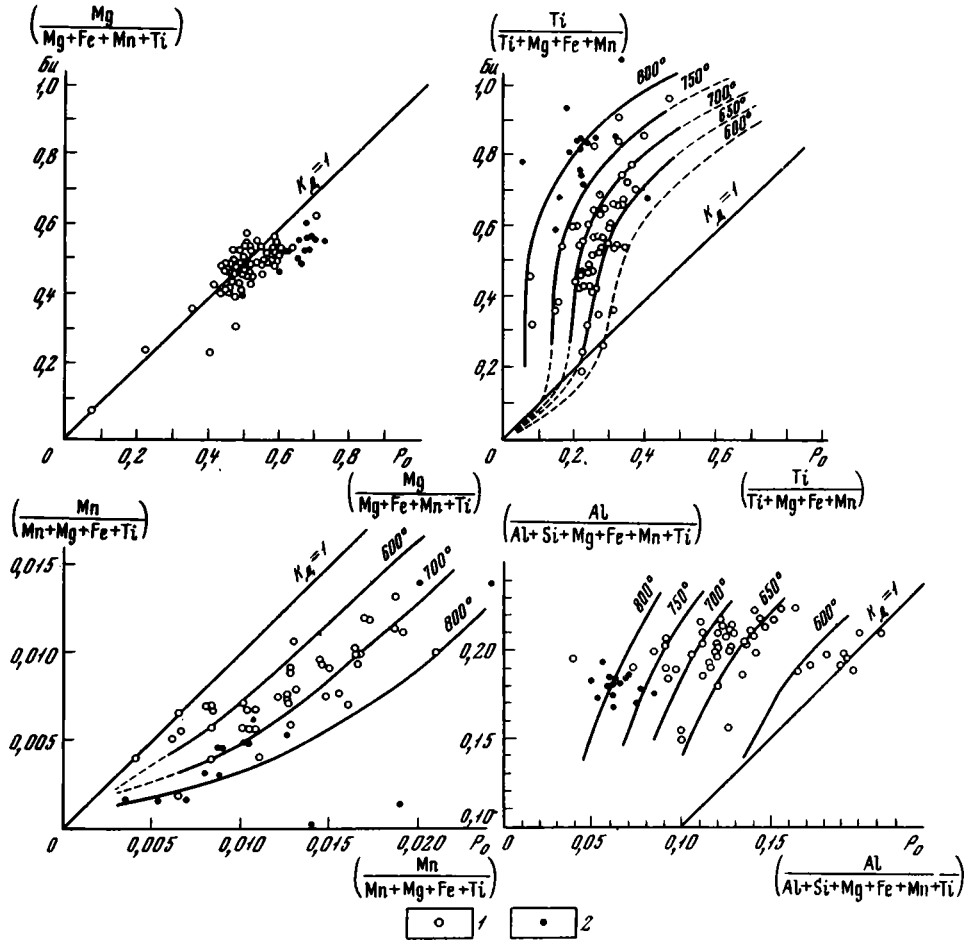


Рис. 38. Распределение магния, титана, марганца и алюминия между сосуществующими роговыми обманками и биотитами гранитоидов умеренных (*1*) и малых глубин (*2*)

компонентов. Так, с увеличением отношения $X^{Би}_{Al_{общ}}/X^{Po}_{Al_{общ}}$ увеличивается отношение $X^{Би}_{Ti}/X^{Po}_{Ti}$. Тем не менее температурная зависимость в распределении алюминия и титана очевидна (рис. 38, *2, 4*).

На изменение температуры наиболее чутко реагирует марганец, который при ее повышении перераспределяется из биотита в роговую обманку (рис. 38, *3*). Как уже отмечалось, он распределен между этими минералами по закону Нернста. Аналогичные выводы о распределении марганца делают американские исследователи (Greenland et al., 1968), обработавшие 90 пар анализов. По их данным, для гранитоидов умеренных глубин K_D^{Mn} = 0,66, для субвулканических – 0,49, что хорошо совпадает с полученными нами значениями (см. табл. 28). Коэффициенты распределения петрогенных элементов между сосуществующими роговыми обманками и биотитами гранитоидов Центральной Монголии близки таковым для гранитоидов фации умеренной глубинности, что свидетельствует о сходных условиях образования.

Анализ приведенного нами материала показывает, что для приближенных оценок температур образования гранитоидов можно использовать только распределения магния и марганца между сосуществующими роговыми обманками и биотитами. На распределение алюминия и титана, кроме температуры, влияет еще и состав

среды, и поэтому оно может служить только для весьма приближенных оценок палеотемператур. Температуры, определенные по распределению магния, титана и марганца между сосуществующими роговыми обманками и биотитами гранитоидов Центральной Монголии дают сопоставимые результаты (табл. 29).

Таким образом, подводя итог анализу распределения петрогенных элементов между сосуществующими парами минералов, можно сказать, что в целом оно закономерно и зависит в основном от температуры и в меньшей степени от состава минералов. Температуры равновесий минералов гранитоидов разных комплексов близки. Температуры равновесия роговых обманок и биотитов находятся в интервале 650–720°С, а плагиоклазов и кали-натровых полевых шпатов[1] – более низкие и равны 540–580°С, что хорошо соответствует порядку кристаллизации этих минералов в условиях снижающихся температур, установленному также петрографическими методами.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ ГРАНИТОИДОВ ХАНГАЙСКОГО НАГОРЬЯ

Состав всех породообразующих минералов интрузивных пород Хангайского нагорья, как видно из предыдущего описания, может быть представлен восемью компонентами SiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO, CaO, K_2O, Na_2O и H_2O, причем три последних, как показал Д.С. Коржинский (1946), в магматическом процессе ведут себя вполне подвижно. На предложенной им диаграмме для гранитоидных пород в координатах μ_{Na_2O} и μ_{K_2O} все основные парагенезисы интрузивных пород Хангайского нагорья ложатся в *I* поле нормальной щелочности.

А.А. Маракушев (1971_1) разработал более дробную схему фаций гранитов разного состава и, в частности, гранитоидов глиноземисто-щелочного ряда, к которому относятся описанные выше породы. На диаграмме (рис. 39) в координатах μ_{H_2O} и μ_{K_2O} нанесены составы проанализированных минералов гранитоидов Хангайского нагорья и наблюдаемые их парагенезисы.

В поле *I* устойчивы парагенезисы большинства описываемых интрузивных пород. Парагенезис моноклинного пироксена, роговой обманки и плагиоклаза среднего состава характерен для кварцевых диоритов тарбагатайского комплекса и ранних стадий кристаллизации тоналитов и гранодиоритов этого же комплекса, а также хангайского и эгиндабинского. На более поздних стадиях формирования последних ассоциация клинопироксена, роговой обманки и плагиоклаза (№ 50–40) сменяется парагенезисом роговой обманки, биотита и олигоклаза, который, кроме того, типичен и для существенно плагиоклазовых гранитов тарбагатайского комплекса. Наиболее часто встречающаяся в гранодиоритах всех комплексов ассоциация плагиоклаза (№ 32–24), роговой обманки, биотита и кали-натрового полевого шпата описывается моновариантным равновесием *Би* + *Пл* + $(K_2O) \rightarrow$ *Ро* + *Ор*. Переход от ассоциации *Би* + *Пл* к ассоциации *Ро* + *Ор* свидетельствует о возрастании щелочности в расплавах (μK_2O).

Линия равновесия делит все поле гранитоидов глиноземисто-щелочного ряда на поля устойчивости биотита (слева от линии – поле *I*) и роговой обманки (справа от линии – поле *II*). Парагенетические ассоциации повышенной щелочности отмечаются в опродах *I* фазы хангайского и эгиндабинского комплексов. Это – ассоциации моноклинного пироксена и биотита, роговой обманки и кали-натрового полевого шпата. Роговая обманка характерна также для пород эндоконтактовых фаций шараусгольского комплекса.

Таким образом, очевидно, что расплавы, из которых кристаллизовались породы ранних фаз хангайского и эгиндабинского комплексов, а также породы эндоконтактовых фаций шараусгольского характеризовались повышенным потенциалом калия по сравнению с таковыми тарбагатайского комплекса.

---

[1] Как уже отмечалось, оценки температур по двуполевошпатовому термометру занижены.

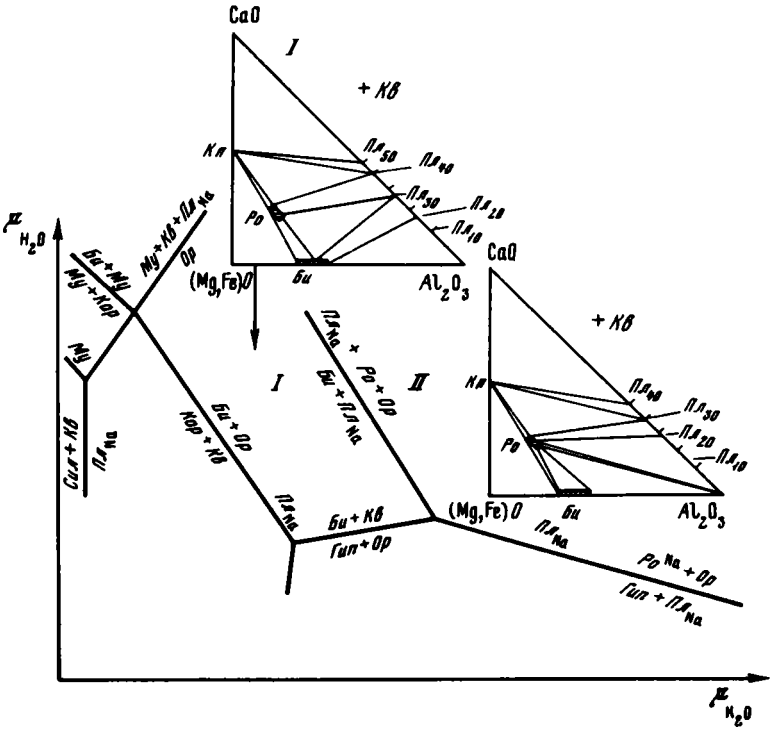


Рис. 39. Диаграмма $\mu_{H_2O} - \mu_{K_2O}$ для гранитоидов Хангайского нагорья (по А.А. Маракушеву, 1971)

Минеральные парагенезисы пород интрузивных комплексов: I – тарбагатайского, хайгайского, шараусгольского, II – эгиндабинского, хангайского (I фаза)

Для гранитов поздних фаз хангайского, шараусгольского и эгиндабинского комплексов (поле *I*) типичен парагенезис кислого плагиоклаза, кали-натрового полевого шпата и биотита; только для пород тарбагатайского характерны отсутствие кали-натрового полевого шпата и наличие ассоциации кислого плагиоклаза и биотита (плагиограниты).

Таким образом, анализ минеральных парагенезисов гранитоидов Хангайского нагорья показывает, что большая их часть кристаллизовалась из расплавов нормальной щелочности. Фиксируется во времени нормальная смена ассоциации минералов более основного состава ($Пл_{50-40} + Кп$) более кислыми и водосодержащими ($Пл_{30-20} + Ро + Би$; $Пл_{30-20} + Ро + Би + Ор$; $Пл_{20} + Би + Ор$), что соответствует обычной эволюции гранитоидного расплава в условиях возрастающего химического потенциала воды. Минеральные парагенезисы повышенной щелочности распространены несравненно меньше, и причины, обусловившие их появление, различны.

ТАРБАГАТАЙСКИЙ КОМПЛЕКС

Основной объем комплекса представляют породы II главной интрузивной фазы – гранодиориты, тоналиты, кварцевые диориты и существенно плагиоклазовые граниты и III фазы – плагиограниты. Габбро-диориты и диориты I фазы не анализировались ввиду их малой распространенности и резко выраженной такситовости. Колебания содержаний основных породообразующих окислов пород комплекса незначительны и в целом закономерны (табл. 30, вклейка).

Породы тарбагатайского комплекса характеризуются пониженной щелочностью, высокими содержаниями кальция в полевых шпатах и магния в темноцветных минералах. В отличие от всех остальных комплексов, в составе которых существенную роль играют гранодиориты, в породах тарбагатайского фиксируется повышенное содержание окисного железа. Коэффициент агпаитности практически не меняется при возрастании количества кремнезема в породах.

Гранодиориты, тоналиты, кварцевые диориты и существенно плагиоклазовые граниты II фазы комплекса, как правило, относятся к нормальному ряду, но при $M < 10$[1] становятся перенасыщенными глиноземом. По составу породы II фазы (рис. 40, *а*) ближе всего к тоналитам – гранодиоритам (по С.Р. Ноккольдс, 1954), а часть более меланократовых, чем тоналиты, – к кварцевому диориту (по Р.О. Дэли, 1936; С.Р. Ноккольдс анализа среднего кварцевого диорита не приводит).

Несмотря на близость состава пород тарбагатайского комплекса средним мировым типам, химизм их своеобразен. Так, кварцевые диориты и тоналиты характеризуются более высокой щелочностью, близкой к щелочности среднего гранодиорита; в гранодиоритах щелочность приближается к нормальной, в существенно плагиоклазовых гранитах она ниже обычной. Таким образом, щелочность пород от кварцевых диоритов к плагиогранитам практически остается постоянной (рис. 40, *б*).

Уменьшение содержания магния, железа и кальция в этом же направлении сопровождается только увеличением количества кремнезема, а не кремнезема и щелочей, как обычно. Соотношения магния и железа совершенно закономерно меняются от более основных пород к более кислым в сторону увеличения роли железа. В кварцевых диоритах характерно резкое преобладание магния над железом, в гранодиоритах содержание магния уменьшается, а в существенно плагиоклазовых гранитах количества магния и железа приблизительно равны. В гранодиоритах, кварцевых диоритах и тоналитах фиксируется повышенное содержание окисного железа, причем степень окисленности железа в кварцевых диоритах тарбагатайского комплекса наиболее высокая по сравнению со всеми гранитоидами, исключая шараусгольские.

Для всех пород нормального ряда типично низкое содержание кальция в фемической части, не превышающее 13. Это хорошо объясняется особенностями минерального состава пород, в которых среди темноцветных минералов резко преобладает биотит.

---

[1] *A, C, M, Mt, q* и др. проекционные числа Е.А. Кузнецова.

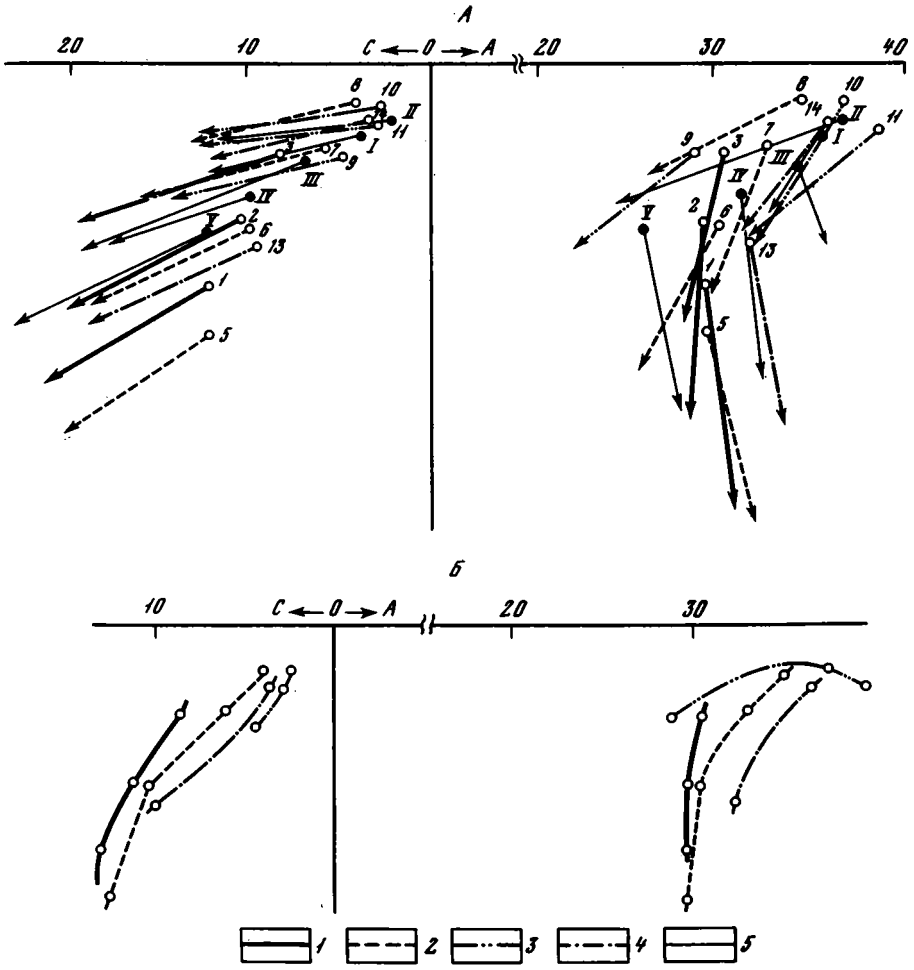


Рис. 40. Петрохимическая диаграмма средних составов главных разновидностей интрузивных пород Хангайского нагорья (*а*), составленная по методу Е.А. Кузнецова, линии изменения (*б*) составов пород

Векторы и линии изменения составов пород интрузивных комплексов: *1* – тарбагатайского, *2* – хангайского, *3* – шараусгольского, *4* – эгиндабинского, *5* – средние мировые типы пород (по С.Р. Ноккольдс,1954): I – известково-щелочной гранит, II – щелочной гранит, III – адамеллит, IV – гранодиорит, V – тоналит (цифры соответствуют номерам анализов в табл. 35)

Гранитоиды, пересыщенные глиноземом, несколько отличаются по химизму от пород нормального ряда, так как содержат больше свободного кремнезема, в них несколько возрастает количество натрия; железо доминирует над магнием. Обычная для гранодиоритов тенденция уменьшения содержания кальция в полевых шпатах с возрастанием кислотности проявлена нечетко.

В гранодиоритах и тоналитах, содержащих достаточно высокое количество свободного кремнезема (q = 25), количество анортитовой извести так же велико (c = 26), как и в кварцевых диоритах (c = 28) при q = 16.

Из этого, конечно, не следует, что в этих породах присутствует плагиоклаз аномальной основности. Состав плагиоклазов в них типичен для такового гранодиоритов и тоналитов, но количество плагиоклаза несколько выше, чем в кварцевых диоритах, и валовое содержание кальция как в тех, так и в других приблизительно равное.

Количество натрия и калия в гранодиоритах немного выше, чем в кварцевых диоритах. Как уже отмечалось, для комплекса в целом и для пород II фазы типично резкое, примерно в 2 раза и более, преобладание натрия над калием.

Сравнение составов пород Чулутинского и Тарятского массивов показало, что последние в общем более основные. В них ниже содержание щелочных металлов и кремнезема; соответственно выше содержание кальция и фемических элементов, среди которых преобладает магний.

Плагиограниты III фазы характеризуются пониженной щелочностью по сравнению с нормальными известково-щелочными гранитами и низким содержанием Fe и Mg. Они все несколько пересыщены глиноземом. Тенденция к сравнительно высокому содержанию кальция в полевошпатовой части сохраняется: плагиограниты содержат кальция значительно больше, чем средний гранит (по С.Р. Ноккольдс; см. рис. 40,*а*). Как уже отмечалось, калия в породах III фазы мало (K < 25,0). Соотношения закисного железа и магния изменчивы, количество окисного железа существенно (*Mt* = 1,0). Для плагиогранитов характерно невысокое содержание свободного кремнезема (*q* = 29).

Породы фации эндоконтактов отличаются непостоянным составом. На контакте с зелеными сланцами дзагинской серии наблюдаются гибридные породы (от габбро и до кварцевых диоритов). По сравнению с гранитоидами главной интрузивной фации в них резко возрастает роль фемических компонентов (*M* до 20) и соответственно уменьшается количество свободного кремнезема и щелочей. Кроме того, очень высоко содержание кальция как в плагиоклазах, так и в темноцветных минералах. Такое изменение связано, по-видимому, с ассимиляцией известковистых песчаников и кварц-хлорит-серицитовых сланцев, в составе которых по сравнению с гранитоидами в избытке были кальций, магний и железо.

Иную картину можно наблюдать при изучении контакта гранитоидов с терригенными породами хангайской серии. В гранодиоритах фации эндоконтакта происходит незначительное возрастание содержания Fe и Mg и уменьшение – K и Na, а содержание свободного кремнезема даже увеличивается. В нескольких метрах от контакта состав пород уже неотличим от состава пород главной интрузивной фации. Ассимиляция расплавом вмещающих пород ввиду близости их составов не привела к существенным изменениям химизма гранитоидов.

Подытоживая характеристику химизма пород тарбагатайского комплекса, подчеркнем следующее:

1) низкое содержание натрия и калия (особенно последнего), независимо от кислотности пород; 2) резкое (в 2 раза) преобладание натрия над калием; 3) высокое содержание кальция в полевошпатовой части; 4) постоянное преобладание магния над закисным железом; 5) значительную степень окисленности железа.

Эти особенности химизма не позволяют относить породы тарбагатайского комплекса к обычному гранитоидному ряду кварцевый диорит–гранодиорит–гранит. Они, несомненно, ближе к ряду тоналит–гранодиорит–плагиогранит.

ХАНГАЙСКИЙ КОМПЛЕКС

Химический состав порфировидных гранодиоритов и гранитов, представляющих основной объем хангайского комплекса, в целом выдержан, хотя иногда колебания содержания петрогенных окислов существенны. Мелкозернистые граниты III фазы, а также породы фации эндоконтактов не анализировались из-за их незначительной распространенности.

Все главные разновидности пород хангайского комплекса характеризуются в целом нормальной щелочностью, резким уменьшением содержания магния и кальция в гранитах по сравнению с гранодиоритами, закономерным увеличением коэффициента агпаитности и степени окисленности железа от средних пород к кислым (табл. 31, вклейка).

Несмотря на сложные фазово-фациальные соотношения между гранодиоритами и гранитами, химизм последних не зависит от того, связаны ли они постепенными переходами с гранодиоритами или прорывают их, поэтому ниже приводится характеристика пород по фазам, а внутри фаз – по петрографическим группам.

Кварцевые диориты и диориты I фазы характеризуются довольно постоянным составом и по сравнению со средними диоритами и кварцевыми диоритами, по Р. Дэли, обладают несколько повышенной щелочностью (рис. 40, *а*). Породы I фазы относятся к нормальному ряду пород. Среди фемических компонентов магний преобладает над железом; содержание натрия примерно в 2 раза превосходит содержание калия. Количество свободного кремнезема невелико. По сравнению с кварцевыми диоритами тарбагатайского комплекса описываемые породы характеризуются большим содержанием фемических компонентов и низкой степенью окисленности железа.

Состав гранодиоритов, биотитовых и лейкократовых гранитов II фазы изменяется настолько постепенно, что отнесение некоторых конкретных образцов к той или иной разновидности условно. Тем не менее в целом группы пород различаются хорошо.

Гранодиориты (порфировидные и непорфировидные)[1] большей частью незначительно пересыщены глиноземом. Они характеризуются непостоянным содержанием щелочных металлов при довольно выдержанном количестве фемических компонентов, среди которых почти всегда доминирует магний. Содержание свободного кремнезема достаточно выдержанное.

В гранодиоритах существенна роль окисного железа ($Mt - 2{,}0$). В составе щелочных металлов преобладает натрий, но отношение Na_2O/K_2O всегда меньше 2,0 (в отличие от тарбагатайских гранодиоритов). Содержание кальция в полевых шпатах довольно стабильно, но резко уменьшается с увеличением количества щелочей и свободного кремнезема.

Гранодиориты, относящиеся к нормальному ряду, отличаются от гранодиоритов, пересыщенных глиноземом, более низким содержанием свободного кремнезема, сильным преобладанием магния над железом, бóльшим количеством натрия и меньшим – калия. Гранодиориты нормального ряда, таким образом, по химизму являются переходными разностями от кварцевых диоритов к адамеллитам и гранитам.

Гранодиориты хангайского комплекса по сравнению со средним гранодиоритом, по С.Р. Ноккольдс, характеризуются большей меланократовостью и пересыщенностью глиноземом (см. рис. 40, *а*).

Порфировидные граниты характеризуются более выдержанным по сравнению с гранодиоритами составом. Подобно гранодиоритам, граниты часто сильно пересыщены глиноземом. Соотношения закисного железа и магния в них непостоянны. При самых высоких значениях величины *M* их содержания примерно равны, с уменьшением *M* роль закисного железа увеличивается, и оно преобладает над магнием, за исключением тех случаев, когда содержание окисного железа высоко. Степень окисленности железа в гранодиоритах и гранитах хангайского комплекса близка таковой в гранодиоритах и плагиогранитах тарбагатайского.

Соотношения щелочных металлов и кальция в составе полевых шпатов несколько иные, чем в гранодиоритах. В гранитах с уменьшением содержания кальция увеличивается количество натрия и в большей степени – калия. Это перераспределение находится в соответствии с изменением содержания свободного кремнезема: наибольшие значения величины *q* фиксируются в породах с наименьшим *C*.

Лейкократовые граниты характеризуются устойчивым составом. От биотитовых гранитов они отличаются большей пересыщенностью глиноземом и щелочностью. Лейкократовые граниты характеризуются самыми низкими содержаниями магния при возрастающей роли железа, степень окисленности которого высока. Тенденция к увеличению роли калия в составе щелочей сохраняется, однако натрий все-таки преобладает над калием. Сравнение со средним щелочным гранитом, по С.Р. Ноккольдс, показало, что лейкократовые граниты хангайского комплекса содержат меньше щелочей и больше кальция (см. рис. 40, *а*).

---

[1] Статистическая проверка различий средних содержаний основных породообразующих окислов в порфировидных и непорфировидных гранодиоритах показало, что они незначимы.

Несмотря на колебания состава пород хангайского комплекса, изменения в целом закономерны. При переходе от кварцевых диоритов к гранодиоритам и далее к гранитам постепенно уменьшается количество фемических компонентов, среди них особенно магния, с одновременным ростом щелочности пород и содержания свободного кремнезема (см. рис. 40, *б*).

Интересно поведение щелочных металлов: в кислых разностях возрастает количество как натрия, так и калия, но последний растет быстрее, однако все-таки не достигает уровня натрия. Проявление процессов кали-натрового автометасоматоза объясняет существенный разброс содержаний щелочных металлов. Однако привнос калия в поздние стадии становления массивов не внес кардинальных изменений в состав хангайских гранитоидов.

Для гранитоидов хангайского комплекса характерны следующие особенности химизма: 1) очень постепенное и взаимосвязанное изменение содержаний всех породообразующих окислов; 2) колебание щелочности гранодиоритов; 3) постепенное возрастание роли калия относительно натрия в гранитах по сравнению с гранодиоритами; 4) постоянное, хотя и незначительное (в кислых разностях), преобладание натрия над калием.

Таким образом, изменение составов пород хангайского комплекса в общем соответствует изменению в обычном ряду дифференциатов гранитоидов: кварцевый диорит–гранодиорит–гранит.

ШАРАУСГОЛЬСКИЙ КОМПЛЕКС

Граниты шараусгольского комплекса по сравнению с другими гранитоидами Хангайского нагорья характеризуются постоянством состава (табл. 32, вклейка). Граниты в целом сильно пересыщены глиноземом, содержат незначительное и достаточно постоянное количество фемических компонентов, в них отмечаются колебание щелочности и непостоянные соотношения калия и натрия. Коэффициент агпаитности достаточно высок (0,9) и выдержан.

Лейкократовые граниты – наиболее распространенная разновидность пород главной интрузивной фации I фазы комплекса. Следует сразу отметить, что статистическое сравнение содержаний основных породообразующих окислов гранитов Бугутинского и Западно-Хангайского батолитов показало, что они тождественны.

Подавляющая масса лейкократовых гранитов сильно пересыщена глиноземом. Породы содержат много щелочей и очень мало фемических компонентов, причем роль железа среди них велика ($\Sigma FeO \sim 0{,}9$, $MgO \sim 0{,}3$ вес.%), степень окисленности которого большая. Соотношения магния и закисного железа меняются незакономерно. Содержание кальция в полевых шпатах незначительно. Количества натрия и калия близки, но все-таки чаще натрий преобладает над калием. Лейкократовые граниты шараусгольского комплекса содержат самое большое количество свободного кремнезема ($q = 31{,}0$) среди всех интрузивных пород Хангайского нагорья. Описываемые разности пород близки щелочным гранитам, по С.Р. Ноккольдс, и аляскитам, по Р. Дэли (см. рис. 40, *а*).

Существенно калишпатовые граниты по химизму близки лейкократовым гранитам и отличаются от них более высокой щелочностью, максимальной степенью окисленности железа, несколько меньшим содержанием свободного кремнезема и приближаются поэтому по химизму к граносиенитам.

Биотитовые граниты встречаются редко и только в пределах Западно-Хангайского батолита. По химизму они достаточно резко отличаются от лейкократовых гранитов. Прежде всего, они характеризуются более низкой щелочностью и высоким содержанием свободного кремнезема. Кроме того, в них высоко содержание анортитовой извести и фемических компонентов. В составе последних всегда преобладает закисное железо, количество окисного железа невелико.

Породы фации эндоконтактов отличаются от гранитов главной интрузивной фации значительным разбросом содержаний породообразующих окислов, что

связано, видимо, с ассимиляцией вмещающих пород, а также особенностями кристаллизации вблизи контактов. Подтверждением последнего предположения служит то обстоятельство, что независимо от того, какие бы породы ни прорвали граниты, они почти всегда обогащены щелочами в бо́льшей степени, чем породы главной интрузивной фации.

На контакте с гранодиоритами и гранитами (обр. БУ-25/7, 298/1, 765) хангайского комплекса граниты шараусгольского обогащены фемическими компонентами. Они относятся уже к нормальному ряду. Большая часть кальция, заимствованная, по-видимому, из вмещающих гранитоидов, идет на образование роговой обманки, а меньшая – связывается в полевых шпатах. Характерно резкое преобладание магния над железом и натрия над калием. Кроме того, уменьшается количество свободного кремнезема.

Химический состав гранитов на контакте с андезитовыми порфиритами изменяется так же, как и в случае, описанном выше (обр. 8989/1); граниты только еще в большей степени насыщаются щелочами.

На контакте с кислыми эффузивами (обр. 2/8) в эндоконтактовых породах содержание щелочных металлов становится еще выше (A = 44,2; при преобладании натрия над калием), но, подобно гранитам главной интрузивной фации, они сильно пересыщены глиноземом, а содержание закисного железа в них минимально (fa = 3,0). Следует обратить внимание, что в породах эндоконтактовой фации происходит резкое сокращение содержания свободного кремнезема, и они по составу уже соответствуют граносиенитам.

Непосредственно на контакте со сланцами основного состава в породах эндоконтакта (обр. 131/12) происходит обогащение щелочами (A = 45,7) и фемическими компонентами за счет исчезновения свободного кремнезема. В породах появляется роговая обманка. Зона этих пород невелика (мощность 10 см). По мере удаления от контакта щелочность не менее резко убывает (A = 31,5), а количество свободного кремнезема такое же, как в гранитах главной интрузивной фации (q = 33,4).

Породы жильной серии шараусгольского комплекса, подобно гранитам главной интрузивной фации, имеют достаточно однообразный состав. Мелкозернистые граниты по химизму не отличаются от лейкократовых среднезернистых гранитов. Аплиты содержат меньше щелочей (A = 32), но больше свободного кремнезема (q = 36); кроме того, в них калий незначительно преобладает над натрием.

Подводя итог описанию химизма гранитов шараусгольского комплекса, следует подчеркнуть следующее: 1) высокое содержание щелочей и низкое – кальция; 2) возрастание роли калия в поздних дифференциатах; 3) примерно равное содержание магния и железа в составе темноцветных минералов; 4) увеличение степени окисленности железа с возрастанием щелочности; 5) непостоянный состав пород фации эндоконтактов, характеризующихся повышенной щелочностью, при постоянном и значительном преобладании натрия над калием.

ЭГИНДАБИНСКИЙ КОМПЛЕКС

Породы эгиндабинского комплекса характеризуются повышенной щелочностью, высоким коэффициентом агпаитности, низкой степенью окисленности железа (табл. 33, вклейка).

Гранодиориты и кварцевые диориты I фазы относятся к нормальному ряду пород. Для них характерно повышенное содержание щелочей, более высокое, чем во всех гранодиоритах Хангайского нагорья и среднем гранодиорите, по С.Р. Ноккольдс (при достаточно большом содержании фемических компонентов, см. рис. 40, *а*). В явном несоответствии с повышенной щелочностью находится высокое содержание кальция как в салической, так и мафической части породы. В составе последней резко преобладает магний. Для гранодиоритов типично невысокое содержание калия, примерно в два раза уступающее содержанию натрия. К числу важных петрохимических особенностей пород I фазы следует от-

Таблица 34

Сравнение значений петрогенных окислов одноименных пород разных комплексов (указаны только те окислы, для которых устанавливаются значимые различия средних)

Тарбагатайский	1	Гранодиориты и тоналиты	1											
	2	Плагиограниты		2										
Хангайский	3	Гранодиориты	MgO Na_2O K_2O		3									
	4	Порфировидные граниты		TiO_2 Na_2O K_2O		4								
	5	Лейкократовые граниты		SiO_2 FeO MgO CaO			5							
Шарасутольский	6	Лейкократовые граниты		SiO_2 Al_2O_3 FeO MgO CaO Na_2O K_2O		SiO_2 TiO_2 Al_2O_3 FeO MgO CaO Na_2O, K_2O	K_2O	6						
Эгиндабинский	7	Гранодиориты	Na_2O K_2O		MgO				7					
	8	Граниты		SiO_2 Fe_2O_3 K_2O		Fe_2O_3 FeO MgO K_2O		SiO_2 Fe_2O_3		8				

нести низкое содержание свободного кремнезема (q = 17,0), а также окисного железа (Mt = 0,7).

Граниты II фазы, как правило, пересыщены глиноземом; разности, относящиеся к нормальному ряду, характеризуются наиболее высокой щелочностью. Содержание щелочей во всех гранитах достаточно высокое. Количество фемических компонентов, среди которых в противоположность гранодиоритам резко доминирует железо, стабильное и низкое. Степень окисленности железа в связи с возрастанием щелочности увеличивается, но все равно остается наиболее низкой по сравнению с этим показателем в других гранитах Хангайского нагорья. Химический состав гранитов II фазы занимает промежуточное положение между известково-щелочным и щелочным гранитом, по С.Р. Ноккольдс.

Породы фации эндоконтакта изучены недостаточно полно, и ниже приводится лишь общая характеристика химизма пород этой фации. При прорывании порфировидных гранитов хангайского комплекса граниты эгиндабинского (обр. 2952)

Таблица 30

Гранитоиды тарбагатайского интрузивного комплекса

Номер образца	Порода	Место взятия образца	Химический состав														Проекционные величины по методу Е.А. Кузнецова											
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	P_2O_5	Сумма	H_2O^+	CO_2	*A*	*C*	*M*	*Q*	*Mt*	*ms'*	*cs'*	*fo'*	*fa'*	*k*	*n*	*c*	*q*
Породы II фазы																													
4164/1	Тоналит	Водораздел рек Улан-Чулутуин-Гол и Хуней-Гол	59,56	0,50	16,34	2,26	5,10	0,22	3,18	4,95	3,75	2,90	0,50	0,26	99,52	0,50	–	31,0	11,7	15,3	42,0	2,4	–	12,0	51,0	37,0	25,0	48,0	27,0	9,5
1032	”	Южный берег оз. Цаган-Нур	59,70	0,73	16,70	2,09	4,75	0,12	3,44	5,80	3,75	2,02	0,50	сл.	99,60	0,10	–	27,5	13,9	15,6	43,0	2,2	–	13,3	53,4	33,3	17,1	49,3	33,6	11,0
10/1*	”	В 3 км к югу от сомона Таряту	63,10	0,65	15,83	2,15	3,29	0,07	2,62	4,67	3,63	2,63	0,98	0,27	99,89	0,09	–	29,4	11,7	11,8	47,1	2,2	–	12,5	58,0	29,5	23,2	48,4	28,4	16,9
12/1*	”	В 6 км к северу от сомона Хангай	63,05	0,59	15,84	2,26	3,41	0,07	3,36	3,50	3,76	2,42	0,36	0,23	99,65	0,36	0,44	29,5	10,4	13,3	46,8	2,4	8,3	–	65,2	26,5	21,5	51,9	26,6	16,4
2194	Гранодиорит	Левый берег р. Урду-Тэрхин-Гол	63,72	0,56	15,02	1,15	4,61	0,12	3,62	4,60	3,13	2,80	0,61	–	99,94	–	–	27,3	11,2	14,9	46,6	1,2	–	9,9	55,0	35,1	26,4	44,4	29,2	16,6
668	”	Р. Дэлгэрэнгин-Гол, урочище Асхатуин-ам	64,36	0,47	16,06	1,74	2,85	0,11	2,61	4,25	3,48	2,92	0,78	0,10	99,74	0,014	Нет	29,3	12,0	10,2	48,5	1,8	–	5,1	66,3	28,6	25,4	45,5	29,1	18,5
669		К северо-востоку от Дэлгэрэнгин-обо	64,66	0,34	16,11	1,88	2,68	0,21	2,74	4,64	3,48	3,04	0,56	0,17	100,51	0,09	0,09	29,8	11,8	10,3	48,1	1,9	–	7,0	68,0	25,0	26,3	45,4	28,3	17,9
ТРХ-653**		Южный склон хр. Тарбагатай	65,16	0,36	16,48	2,06	2,19	0,04	1,88	3,95	4,31	2,25	0,41	0,36	99,45	0,39	1,18	31,5	10,4	9,1	49,0	2,2	–	20,0	58,8	21,2	18,6	55,3	25,8	19,0
В-11		Район перевала Орохуин-даба	66,64	0,50	17,23	1,18	2,84	0,08	0,98	4,15	3,66	2,70	0,36	0,17	100,49	0,12	Нет	29,8	12,5	6,7	51,0	1,2	14,2	–	36,8	49,0	23,2	47,2	29,6	21,2
2328		Центральная часть Чулутинского массива	66,94	0,48	14,98	1,73	3,96	0,11	1,45	3,20	3,85	1,88	0,77	сл.	99,35	0,01	”	28,0	9,8	9,7	52,5	1,8	11,8	–	39,7	48,5	17,7	56,5	25,8	24,8
УУ-599		К северу от Ундур-Улан-сомона, Чулутинский массив	68,48	0,39	16,01	1,61	2,09	0,07	1,25	2,10	3,44	3,48	0,17	0,19	99,28	0,10	1,04	31,2	6,4	9,0	53,4	1,7	41,0	–	36,0	23,0	32,9	50,0	17,1	27,8
9/3аф		Западная часть Чулутинского массива	68,52	0,38	15,43	0,67	2,81	0,04	1,27	2,70	3,90	2,76	1,22	0,28	99,98	0,26	Нет	31,5	8,2	7,5	52,8	0,7	17,5	–	38,8	43,7	25,3	54,0	20,6	24,8
Породы III фазы																													
В-12	Адамеллит	Левый берег р. Тартуин-Гол	68,76	0,40	16,67	0,94	2,20	0,14	0,73	2,67	4,14	2,84	0,54	0,13	100,16	0,16	–	32,9	7,9	6,6	52,6	1,0	30,0	–	29,0	41,0	25,2	55,4	19,4	24,3
ТРХ-664**	Плагиогранит	Южный склон хр. Тарбагатай	69,30	0,34	15,03	1,44	1,68	0,06	1,62	3,28	4,50	1,62	0,84	0,13	99,84	0,21	0,19	30,6	9,7	6,3	53,4	1,5	–	1,8	71,4	26,8	14,3	61,6	24,1	25,0
8/2	”	Урочище Цаган-Булак, Чулутинский массив	71,92	0,26	14,56	0,69	1,92	0,03	0,85	3,05	3,76	2,42	0,72	0,08	100,26	0,12	Нет	29,0	9,2	3,7	57,0	0,7	8,6	–	44,6	46,8	22,1	53,7	24,2	30,9
2055А		Левый берег р. Нарин-Гичигэне-Гол	72,06	0,28	13,52	1,04	2,59	0,12	0,74	2,60	3,72	1,84	0,91	–	99,41	–	–	27,5	8,0	5,4	59,1	1,1	4,0	–	36,0	60,0	19,0	58,5	22,5	24,3
653		Верховье р. Ходжулин-Гол	72,80	0,20	13,57	0,97	1,14	0,06	0,41	2,24	4,29	2,70	0,28	0,06	99,72	0,18	–	33,5	5,9	3,3	57,3	1,0	–	23,0	33,5	33,5	25,1	60,0	14,9	30,6
Породы фации эндоконтакта																													
9/5	Кварцевый диорит	Урочище Цаган-Булак, Чулутинский массив	51,48	0,53	17,21	1,70	5,40	0,13	7,80	10,75	2,32	1,22	1,94	0,06	100,54	0,20	Нет	16,4	20,2	29,4	34,0	1,8	–	21,8	58,6	19,5	11,9	33,4	54,7	1,6
9/4	То же	То же	55,86	1,12	17,29	3,57	5,70	0,26	3,56	6,75	3,44	1,42	1,24	0,40	100,61	0,15	”	24,0	16,9	–	41,0	3,7	–	12,4	52,2	35,4	12,5	46,1	41,4	9,2
11/6*	Тоналит	В 5 км севернее сомона Хангай	56,68	0,66	17,18	2,52	4,67	0,09	4,93	6,42	3,66	1,54	0,87	0,33	99,55	0,13	0,26	25,7	15,7	18,8	39,8	2,7	–	10,5	64,0	25,5	13,5	48,3	38,2	7,2
11/2***	Гранодиорит	То же	о2,22	0,45	14,10	0,97	6,04	0,18	4,54	4,03	2,23	3,00	1,30	0,15	99,21	–	–	23,3	12,2	18,0	46,5	1,0	–	0,5	58,9	40,6	31,2	34,8	34,2	17,4
11/1***	”	”	64,64	0,36	14,55	1,29	4,94	0,11	3,15	3,68	2,84	3,66	1,07	0,13	100,42	0,04	–	28,7	9,9	13,8	47,6	1,4	–	4,8	53,5	41,7	31,7	40,6	25,7	18,0

* Анализы выполнены в лаборатории КГУ, геологический факультет, аналитики: Л.Е. Бурксер, А.А. Стрыгина.

** Образцы А.С. Павленко, Л.В. Филиппова.

*** Анализы выполнены в лаборатории МГУ, геологический факультет, аналитик М.П. Юкина. Остальные анализы выполнены в лаборатории Красковского опытного завода РОСНИИМС.

Таблица 31

Гранитоиды хангайского интрузивного комплекса

Номер образца	Порода	Место взятия образца	Химический состав													Проекционные величины по методу Е.А. Кузнецова											
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	P_2O_5	Сумма	H_2O	*A*	*C*	*M*	*Q*	*Mt*	*ms'*	*cs'*	*fo'*	*fa'*	*k*	*n*	*c*	*q*
Породы I фазы																													
569	Диорит	Верховье р. Чулутуин-Гол	55,48	0,82	17,39	3,27	4,85	0,18	3,80	6,25	3,34	3,10	1,01	0,29	99,78	0,23	29,6	14,3	17,7	38,4	3,4	–	16,2	55,8	28,8	25,6	41,8	32,6	4,6
754/2	То же	Верховье р. Хойт-Тэрхин-Гол	57,60	0,79	17,14	1,66	4,21	0,13	3,86	6,07	4,21	2,52	0,60	0,23	99,02	–	32,3	12,4	16,7	38,6	1,7	–	20,0	53,4	26,6	20,8	51,8	27,4	4,2
У-4106	Кварцевый диорит	Центральный массив из группы Хангайских	61,14	0,72	16,58	1,05	5,11	0,11	3,27	4,95	3,23	3,20	0,13	0,23	99,72	0,14	29,0	13,0	14,5	43,5	1,0	–	7,6	51,3	41,1	27,3	40,8	30,9	11,3
У-2045/1	То же	Западный массив из группы Хангайских	63,24	0,83	15,74	1,36	3,52	0,07	2,96	4,29	2,38	4,09	0,74	0,23	99,46	0,99	28,3	10,7	12,6	48,4	1,5	–	11,5	57,0	31,3	38,4	34,0	27,6	19,0
Породы II фазы, нерасчлененные																													
ТРХ-662**	Меланократовый гранодиорит	Южный склон хр. Тарбагатай	63,83	0,62	16,05	1,84	3,76	0,07	2,47	3,72	3,39	2,94	0,37	0,29	99,35	0,17	29,4	11,3	10,6	48,7	1,9	6,5	–	53,3	40,2	25,9	46,5	27,6	19,1
683	Порфировидный гранодиорит	То же	67,72	0,40	15,70	2,10	1,92	0,10	1,04	2,95	3,30	3,54	0,38	0,19	99,34	0,17	30,9	9,0	6,8	53,2	2,2	26,4	–	49,1	24,5	32,0	45,3	22,7	25,7
Х-2571/1	То же	Восточная часть Западно-Хангайского батолита	67,16	0,56	16,86	1,18	2,26	0,07	1,57	3,40	2,02	3,97	0,57	0,14	99,76	0,13	25,2	10,5	10,1	54,2	1,2	40,0	–	37,0	23,0	39,9	30,8	29,3	28,7
Х-2725	Порфировидный гранит	То же	70,96	0,41	13,24	0,91	1,65	0,05	1,00	2,52	3,13	4,75	0,41	0,14	99,17	0,03	34,4	4,9	6,1	54,6	1,0	–	27,1	42,4	30,5	43,8	43,5	12,7	30,0
Х-1577/1	То же	Северная часть Западно-Хангайского батолита	70,68	0,46	14,15	0,48	2,51	0,05	1,06	2,66	3,10	3,50	0,63	0,14	99,42	0,13	29,9	8,1	5,8	56,2	0,5	6,4	–	42,0	51,6	33,5	45,3	21,2	29,5
580/1	”	Верховье р. Халун-Усуни-Гол	71,04	0,46	13,23	2,48	1,38	0,08	0,49	1,92	3,43	4,15	0,63	0,11	99,40	–	34,3	5,1	4,3	56,3	2,6	–	20,0	60,0	20,0	39,0	48,1	12,9	29,7
Х-2065	”	Восточная часть Западно-Хангайского батолита	71,80	0,42	13,69	1,30	1,33	0,05	0,57	2,29	3,26	4,16	0,40	0,10	99,37	0,07	33,2	6,3	3,8	56,7	1,3	–	14,3	50,0	35,7	38,5	45,5	16,0	29,8
Х-2149	”	Западные отроги Ихэ-Листы-Нуру	73,60	0,38	13,52	1,20	1,01	0,03	0,53	1,78	2,77	4,09	0,37	0,08	99,36	0,09	30,4	5,3	4,3	60,0	1,2	45,5	–	35,4	19,1	42,3	42,7	15,0	35,8
Х-2274/1	Лейкократовый крупнозернистый гранит	Западная часть Западно-Хангайского батолита	71,96	0,31	14,01	1,50	0,93	0,05	0,46	2,00	3,37	4,40	0,43	0,09	99,51	0,11	34,6	6,0	2,7	56,7	1,5	–	6,7	73,4	20,0	39,4	45,6	14,8	29,5
684	Лейкократовый гранит	Левые притоки р. Хойт-Тэрхин-Гол	73,62	0,21	14,28	1,05	0,67	0,11	0,18	1,60	3,44	4,44	0,38	0,07	100,05	0,12	34,9	4,9	2,6	57,6	1,1	58,7	–	23,6	17,7	40,4	47,3	12,3	31,2
680	То же	Северный склон хр. Тарбагатай	76,34	0,16	12,70	0,70	0,67	0,22	сл.	1,35	3,48	4,12	0,21	0,05	100,00	0,06	33,5	4,1	1,4	61,0	0,7	40,0	–	–	60,0	39,8	49,3	10,9	36,0
Породы II фазы, 1 субфазы																													
У-4044/1	Меланократовый гранодиорит	Южный массив из группы Хангайских	66,08	0,48	15,98	2,11	2,66	0,01	2,06	3,45	3,85	3,23	–	0,14	100,05	0,17	32,4	10,3	8,6	48,7	2,2	–	1,3	67,1	41,6	27,0	49,0	24,0	18,4
У-7786	Порфировидный гранодиорит	Мандальский массив	63,76	0,76	16,19	1,88	3,10	0,08	1,72	4,03	4,20	2,60	0,62	0,20	99,14	0,15	32,8	10,8	8,4	48,0	2,0	–	1,9	52,0	38,1	21,9	53,4	24,7	17,1
Х-1923	Непорфировидный гранодиорит	В 7 км к западу от Цаган-Тологойн-худук	64,46	0,51	15,77	1,55	3,16	0,08	1,78	4,44	4,02	2,41	2,01	0,16	100,35	–	30,7	11,0	9,4	48,9	1,6	–	16,3	47,9	35,8	20,4	53,4	26,4	18,7
У-4026	То же	Северная часть Восточно-Хануйского массива	63,96	0,57	17,18	1,34	4,07	0,10	1,49	3,34	3,78	2,94	–	0,29	99,06	0,15	31,3	10,2	10,3	48,2	1,4	21,2	–	35,5	43,3	25,8	49,6	24,6	18,2
Г-2264	Порфировидный гранодиорит	Байцаинский массив	65,16	0,40	15,60	2,47	3,10	0,12	2,23	4,20	3,02	3,07	0,40	0,02	99,79	0,14	27,4	12,3	9,9	50,4	2,6	–	3,5	64,1	27,9	27,9	41,2	30,9	21,8
У-4087/1	То же	Центральный массив из группы Хангайских	65,43	0,51	16,57	1,04	2,79	0,11	2,29	3,67	3,73	2,99	–	0,16	99,29	0,09	31,0	10,9	9,2	48,9	1,0	7,5	–	58,5	34,0	25,7	48,1	26,2	18,7
У-3027/1	Непорфировидный гранодиорит	Северный массив из группы Хангайских	65,63	0,53	16,36	0,88	4,18	0,12	1,21	3,23	3,71	3,19	–	0,14	99,18	0,25	31,9	9,7	8,9	49,5	0,9	13,4	–	31,6	55,0	27,8	49,0	23,2	19,5
ЧУЛ-598**	Порфировидный гранодиорит	Верховье р. Чулутуин-Гол	65,82	0,39	16,84	1,88	2,16	0,11	1,52	3,30	3,44	3,40	0,86	0,45	100,17	0,35	31,0	10,0	8,2	50,8	1,9	26,8	–	49,0	24,2	29,8	45,8	24,4	22,2
ДЖ-1	Порфировидный гранодиорит	Западный массив из группы Хангайских	65,81	0,80	15,92	2,32	3,16	0,13	1,47	3,19	3,11	3,52	0,23	0,44	100,10	–	29,6	9,9	9,3	51,2	2,4	19,8	–	44,4	35,8	32,1	43,2	24,7	23,3
ЧУЛ-597**	То же	Верховье р. Чулутуин-Гол	66,80	0,49	15,77	1,94	2,37	0,09	1,70	3,05	3,38	3,24	1,00	0,21	100,04	0,19	30,2	9,3	8,7	51,8	2,0	19,8	–	54,3	25,9	29,7	47,0	23,3	24,0
У-1958	Непорфировидный гранодиорит	В 8 км к востоку от Шибэртуин-дугана	68,00	0,70	15,29	0,87	3,53	0,06	1,73	3,35	3,48	2,16	0,72	0,17	100,14	0,16	27,1	10,4	9,9	53,2	0,9	15,5	–	41,8	42,7	28,0	51,4	26,8	25,3
Г-2266	Порфировидный гранодиорит	Байцаинский массив	69,96	0,38	14,99	1,39	2,23	0,14	1,23	2,05	3,31	3,72	0,67	0,04	100,11	0,10	31,3	6,3	8,0	54,4	1,5	31,6	–	39,4	29,0	35,3	48,0	16,7	28,2
89/72	Непорфировидный гранодиорит	Верховье р. Хануй-Гол, Тамирский массив	68,34	0,47	15,51	1,21	2,15	0,06	1,41	2,59	2,92	4,42	0,78	0,12	99,98	–	31,6	7,8	7,6	53,0	1,2	19,4	–	48,7	31,9	40,6	39,6	19,8	28,7
Породы II фазы, 2 субфазы																													
2872	Лейкократовый гранодиорит	К северо-западу от сомона Мандал, Мандальский массив	67,83	0,60	15,18	0,90	2,66	0,06	1,21	3,06	4,09	3,52	0,44	0,10	99,65	–	34,8	7,8	6,9	50,5	1,0	–	12,9	42,8	44,3	29,4	52,4	18,2	20,2
ДЖ-2	Порфировидный гранодиорит	Западный массив из группы Хангайских	68,66	0,70	14,09	1,66	2,65	0,10	1,11	2,62	3,58	4,22	0,02	0,26	99,67	–	34,8	6,0	7,2	52,0	1,8	–	15,6	42,2	42,2	37,4	47,7	14,7	23,4
Г-2118	Порфировидный адамеллит	То же	69,24	0,34	14,78	1,36	2,88	0,12	1,19	2,45	3,94	3,04	0,51	0,16	100,01	0,18	32,6	7,4	7,1	52,9	1,5	8,0	–	45,5	46,5	27,4	54,0	18,6	24,8
8995	То же	Тамирский массив	69,34	0,42	15,40	1,20	1,29	0,05	0,99	2,07	3,56	4,37	0,60	0,14	99,43	–	35,2	6,3	5,4	53,1	1,2	28,6	–	49,0	22,4	38,1	46,6	15,3	24,1
771*	Порфировидный гранит	Верховье р. Хойт-Тэрхин-Гол	71,40	0,50	13,86	0,29	2,02	0,05	0,99	2,22	3,83	3,77	0,75	0,23	99,91	–	34,3	5,9	5,0	54,8	0,3	–	9,1	43,6	47,3	33,8	52,0	14,6	27,6
У-3124/2	То же	Хануйский массив	71,26	0,30	15,65	1,34	1,51	0,08	0,44	1,60	3,94	3,73	0,08	сл.	99,93	0,25	34,6	4,9	5,9	54,6	1,4	53,8	–	21,1	25,1	33,2	54,5	12,3	27,8
У-4121/1	”	Северный массив из группы Хангайских	70,96	0,22	15,99	1,07	1,44	0,08	0,77	2,10	3,80	3,44	0,48	0,19	100,54	0,11	32,7	6,4	6,2	54,7	1,1	47,1	–	31,3	21,6	31,3	52,3	16,4	28,0
У-2993	Гранит	Мандальский массив	71,56	0,38	13,38	0,68	2,03	0,12	0,81	1,36	3,73	4,11	0,65	0,31	99,12	0,08	35,7	4,1	4,8	55,4	0,7	7,1	–	42,2	50,7	37,9	51,8	10,3	27,9
У-2958	”	В 15 км к западу от сомона Ихэ-Тамрин	73,12	0,41	12,92	0,72	1,66	0,08	0,49	1,75	3,84	3,88	0,41	0,20	99,48	0,21	34,8	4,1	3,9	57,2	0,9	–	18,4	31,6	50,0	35,6	53,9	10,5	28,9
МАН-594**	Порфировидный гранит	Мандальский массив	71,42	0,35	15,27	0,84	1,48	0,08	0,68	1,70	3,95	3,57	0,57	0,06	99,97	0,25	34,3	5,1	5,6	55,0	0,9	42,8	–	34,4	26,8	32,2	55,0	12,8	29,1
Г-2260	Мелкозернистый лейкократовый гранит	Верховье р. Хойт-Тэрхин-Гол	73,54	0,19	13,10	0,88	2,16	0,08	0,47	1,50	3,56	3,73	0,26	0,08	99,56	0,14	22,7	4,6	4,6	68,1	0,9	16,9	–	25,4	57,7	35,8	51,8	12,4	32,1
У-4130	Лейкократовый порфировидный гранит	Северный массив из группы Хангайских	74,68	0,65	14,53	0,20	1,66	0,07	0,15	1,40	3,62	3,88	0,11	0,15	101,10	0,06	33,2	4,2	4,3	58,1	0,1	48,7	–	7,9	43,4	36,5	52,3	11,2	33,0
У-102/1	Лейкократовый крупнозернистый гранит	То же	75,12	0,16	13,87	0,08	2,23	0,08	0,44	1,15	3,76	3,49	0,22	0,09	100,69	0,15	32,8	3,4	5,6	58,2	2,0	37,5	–	17,2	45,3	34,4	56,3	9,2	33,2
673	Порфировидный гранит	Левый берег р. Хабчигин-Гол	72,74	0,15	14,62	0,89	0,96	0,16	0,09	1,15	4,36	4,02	0,33	0,08	99,55	0,08	37,9	3,4	3,1	55,6	1,0	59,5	–	12,2	28,3	34,4	57,8	8,2	27,9
У-2110	Крупнозернистый гранит	Северный массив из группы Хангайских	74,06	0,23	13,29	0,80	1,58	0,09	0,41	1,10	4,04	3,79	0,39	0,05	99,83	0,22	35,7	3,4	3,6	57,3	0,8	18,0	–	30,0	52,0	34,6	56,9	8,5	31,7
671	Порфировидный гранит	Сомон Хангай, группы Хангайских	74,38	0,08	13,98	0,69	1,04	0,05	0,25	1,50	3,68	4,40	0,32	0,06	100,43	0,08	35,7	4,5	2,4	57,4	0,7	20,0	–	30,0	50,0	39,2	49,5	11,3	30,4

Условные обозначения те же, что и в табл. 30.

обогащаются железом, магнием и кальцием, причем содержание последнего существенно. Кроме того, резко сокращается содержание свободного кремнезема.

В юго-западной апикальной части интрузии породы характеризуются весьма непостоянным составом вследствие загрязнения большим количеством ксенолитов. Здесь наиболее распространены гранодиориты, которые по химизму близки самым кислым разновидностям пород I фазы комплекса (обр. МАН-32/1).

Остановимся на особенностях состава пород северо-западного фланга интрузивов, где обнажаются полосчатые мигматиты, переходящие постепенно в граниты главной интрузивной фации (обр. 7/12, 7/13). Химический состав их близок к составу гранитов, однако колебания проекционных величин существенны, это особенно характерно для содержания щелочей, свободного кремнезема, соотношения железа и магния. В отличие от гранитов, в мигматитах калий значительно преобладает над натрием.

Итак, подводя итог описанию петрохимических особенностей пород эгиндабинского комплекса, можно кратко остановиться на самых главных из них: 1) повышенное (особенно для гранодиоритов) содержание щелочных металлов, причем в гранитах количества калия и натрия примерно равны, тогда как в гранитах других комплексов натрий всегда преобладает над калием; 2) довольно высокое содержание фемических компонентов в гранодиоритах при значительной щелочности; 3) постоянное преобладание магния над железом в гранодиоритах и обратное соотношение между ними в гранитах.

Перечисленные особенности химизма резко отличают гранитоиды эгиндабинского комплекса от всех более ранних.

Сравнение средних содержаний породообразующих окислов в одноименных разновидностях пород разных комплексов. Во всех интрузивных комплексах присутствуют близкие по минеральному составу породы (кварцевый диорит, гранодиорит, гранит, лейкократовый гранит), поэтому появилась необходимость сравнить их составы и выявить отличия в среднем содержании породообразующих окислов как между отдельными разновидностями, так и комплексами в целом.

Для решения этой задачи был использован критерий непараметрического сдвига, предложенный Сукхатмом (Оуэн, 1966). Для небольшого (менее 50) числа членов в выборке этот критерий удобнее, чем общепринятый критерий Стьюдента.

Сравнение средних содержаний основных породообразующих окислов показало, что все близкие по составу породы разных комплексов разнятся по содержанию хотя бы одного из них (табл. 34).

Гранодиориты различаются количеством щелочных металлов и магния, граниты – также щелочей и окисного железа, кремнезема, реже магния и закисного железа. Даже в очень близких по составу лейкократовых гранитах шараусгольского и хангайского комплексов фиксируется разное среднее количество калия. Особенно велико отличие в составе плагиогранитов тарбагатайского, а также биотитовых гранитов хангайского комплексов и гранитов шараусгольского.

Таким образом, разница в составе пород рассматриваемых комплексов по средним содержаниям породообразующих окислов подтверждается статистически. Различия дисперсий содержаний незначимы.

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВОВ ГРАНИТОИДОВ ХАНГАЙСКОГО НАГОРЬЯ

Состав гранитоидов Хангайского нагорья во времени изменялся вполне закономерно, что очень хорошо иллюстрируется графиком (см. рис. 40, *б*).

От ранних комплексов к поздним вариационные линии смещаются в сторону возрастания щелочности, следуя примерно параллельно друг другу. Кроме того, убывает мафическая компонента, и в ее составе особенно содержание

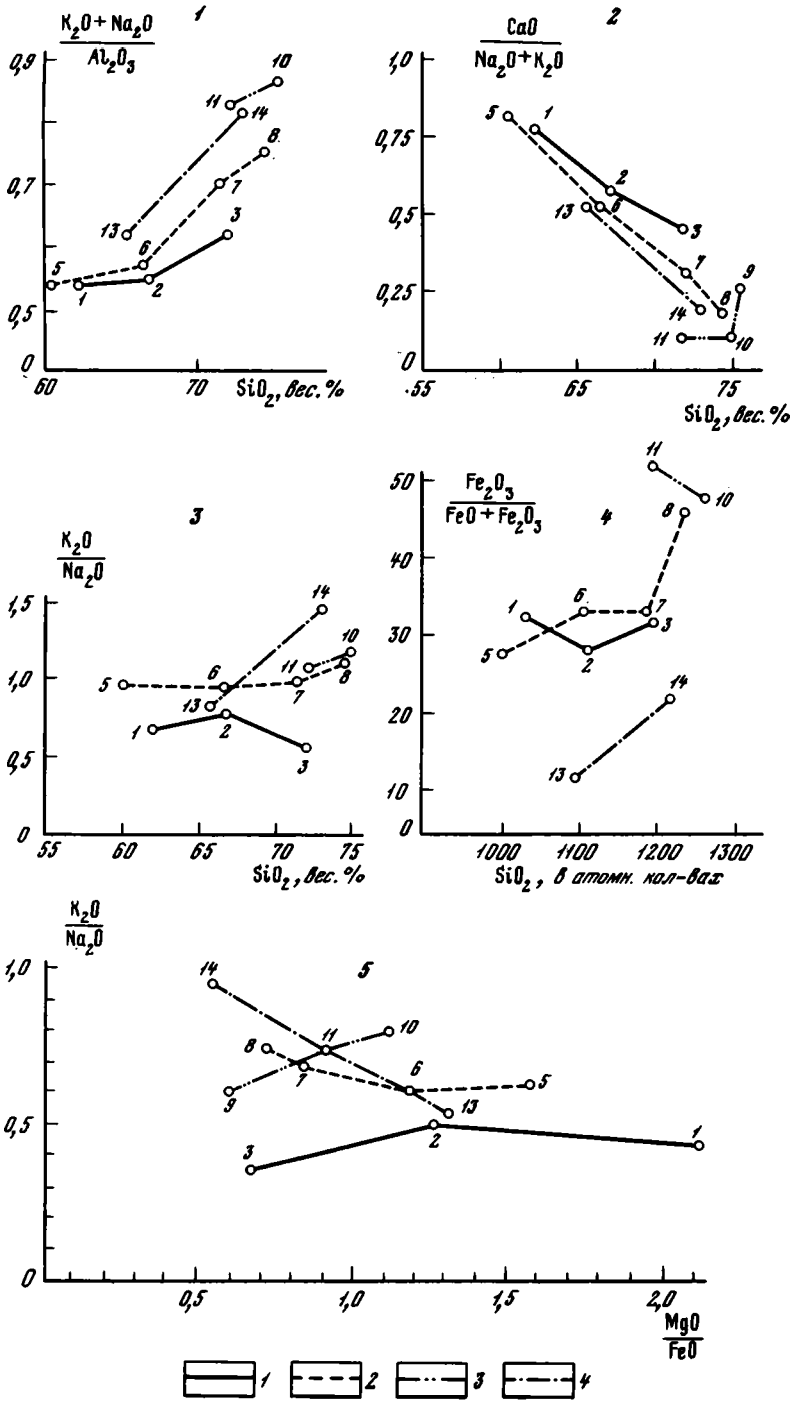


Рис. 41. Зависимость содержаний петрогенных окислов интрузивных пород Хангайского нагорья

Условные обозначения те же, что и на рис. 40. В отношениях $\frac{CaO}{Na_2O + K_2O}$ и $\frac{K_2O}{Na_2O}$ содержания окислов даны в вес.%, в остальных — в атомных количествах

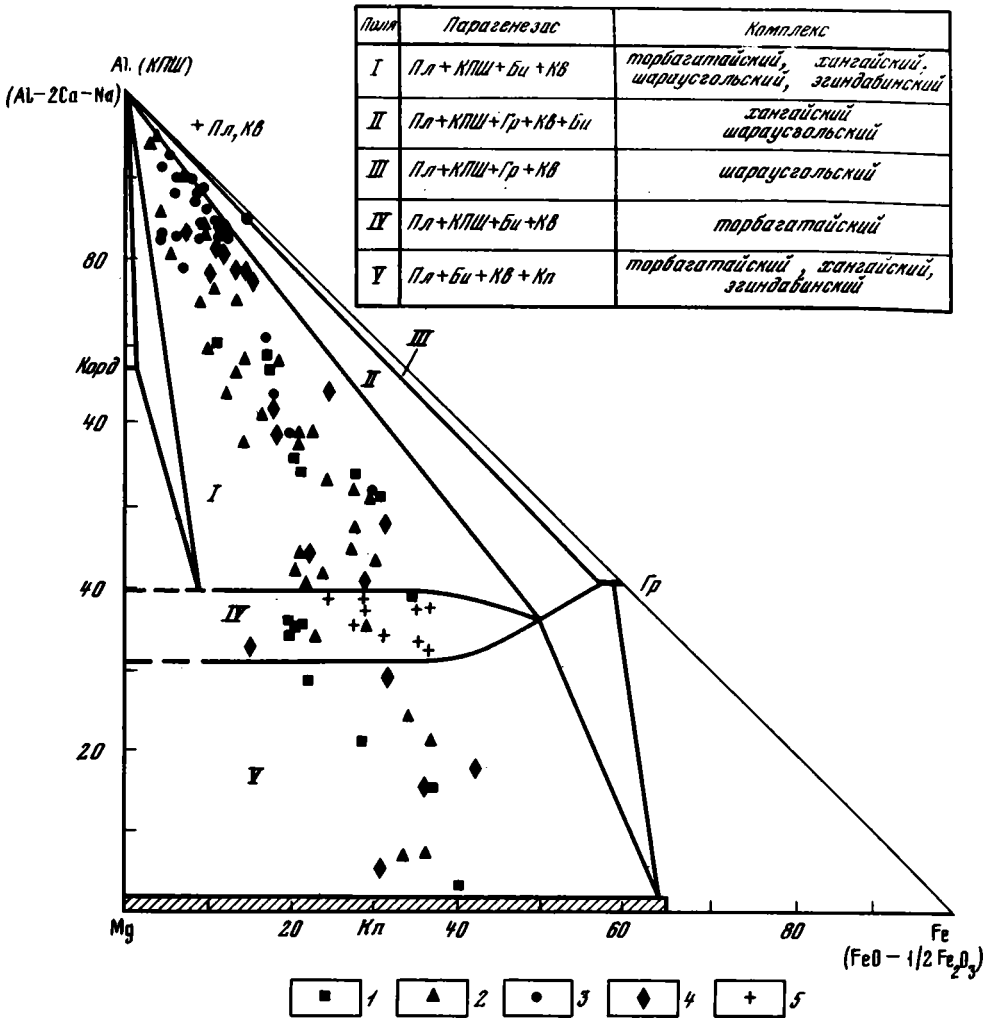


Рис. 42. Соотношения содержаний алюминия, магния и двухвалентного железа (приводятся в атомных количествах) в гранитоидах Хангайского нагорья

Составы пород: *1* – тарбагатайского, *2* – хангайского, *3* – шараусгольского, *4* – эгиндабинского комплексов; крестами показаны составы биотитов из этих гранитоидов

магния. В породах поздних комплексов также возрастает роль калия в составе щелочных металлов и сокращается содержание полевошпатовой извести. Так как интрузивные породы Хангайского нагорья представлены только гранитоидами, особенно интересно проследить изменение соотношения калия и натрия, а также суммы щелочей к другим окислам в породах одинаковой кремнекислотности.

От позднескладчатых комплексов (тарбагатайский, хангайский) к орогенному (шараусгольский) и далее к комплексу этапа активизации (эгиндабинский) отношение K_2O/Na_2O возрастает, что особенно четко проявлено в ряду гранитов (рис. 41, *3*). Наиболее высокое отношение K_2O/Na_2O фиксируется в самых молодых в Хангайском нагорье эгиндабинских гранитах. В объеме каждого комплекса от фазы к фазе оно также увеличивается, но незначительно. Исключение составляют тарбагатайские плагиограниты, характеризующиеся самым низким отношением K_2O/Na_2O.

Таблица 35

Химический состав главных типов интрузивных пород

Порядковый номер на диаграмме	Комплексы	Порода	Количество анализов	SiO_2	TiO_2
1	Тарбагатайский	Кварцевые диориты	4	62,24	0,61
2		Гранодиориты	8	66,80	0,44
3		Существенно плагиоклазовые граниты, плагиограниты	5	71,74	0,28
4		Кварцевые диориты, гранодиориты фации эндоконтакта	5	58,97	0,62
5	Хангайский	Кварцевые диориты и диориты	4	60,30	0,79
6		Гранодиориты порфировидные	15	66,80	0,53
7		Граниты порфировидные	18	71,76	0,40
8		Лейкократовые граниты неясно порфировидные	6	74,35	0,19
9	Нарымский	Биотитовые граниты	3	75,60	0,20
10		Лейкократовые граниты	16	75,10	0,23
11		Существенно калишпатовые граниты	6	72,27	0,16
12		Граниты, граносиениты фации эндоконтакта	6	71,41	0,31
13	Этиндабинский	Гранодиориты	7	65,90	0,53
14		Граниты	12	73,04	0,29
15		Граниты, гранодиориты фации эндоконтакта	5	70,44	0,36

Таблица 35 (окончание)

Порядковый номер на диаграмме	*A*	*C*	*M*	*Q*	*Mt*	*ms'*	*cs'*
1	29,6	12,6	12,7	45,1	2,3	–	8,9
2	29,6	11,1	9,1	50,2	1,5	3,7	–
3	30,7	8,4	5,2	55,7	1,0	11,1	–
4	23,4	15,1	19,5	42,0	2,1		11,7
5	29,8	12,6	15,4	42,2	1,9	–	14,2
6	30,3	10,3	9,0	50,4	1,6	20,8	–
7	33,3	6,1	4,8	55,8	1,0	16,5	–
8	35,0	3,9	2,6	58,2	0,8	42,6	–
9	28,9	4,9	5,3	60,9	0,5	32,9	–
10	37,5	2,4	2,6	57,5	0,4	27,6	–
11	39,8	2,8	3,7	53,7	1,5	38,5	–
12	38,9	3,4	4,3	53,4	0,7	23,3	–
13	32,2	9,9	10,1	47,8	0,7	–	8,2
14	36,6	3,7	3,4	56,3	0,5	23,3	–
15	39,6	2,8	3,7	53,9	0,3	–	18,5

* $F = \dfrac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Fe^{2+}} \cdot 100\%$.

Хангайского нагорья (сумма приведена к 100%)

Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
16,80	2,34	3,17	0,12	3,34	4,89	3,87	2,62
15,97	1,43	3,18	0,10	2,00	3,69	3,59	2,80
14,75	1,06	1,93	0,08	0,91	2,80	4,15	2,30
16,31	2,06	5,47	0,15	4,86	6,46	2,92	2,18
16,75	1,86	4,49	0,12	3,53	5,48	3,38	3,30
16,23	1,65	2,89	0,09	1,64	3,39	3,46	3,32
14,43	0,98	1,89	0,07	0,74	2,08	3,70	3,95
13,86	0,93	0,97	0,11	0,23	1,45	3,72	4,19
13,10	0,52	1,98	0,04	0,63	1,61	3,17	3,15
13,19	0,91	0,91	0,06	0,35	0,83	3,85	4,57
14,53	1,47	1,22	0,08	0,36	0,92	4,18	4,81
14,56	1,69	1,60	0,08	0,60	1,12	4,18	4,45
16,18	0,54	3,40	0,09	2,24	3,88	3,98	3,26
14,07	0,39	1,58	0,04	0,49	1,60	3,47	5,03
15,02	0,70	2,06	0,04	1,04	2,44	3,46	4,44

fo'	*fa'*	*k*	*n*	*c*	*q*	*F**
66,7	24,4	21	49,3	29,7	13,9	32
56,0	43,0	24,8	47,9	27,3	20,9	17
46,0	43,0	20,7	57,7	21,6	28,7	21
58,2	30,1	19,7	41,0	39,3	10,8	14
54,4	32,0	28,0	42,1	29,1	9,8	16
41,8	37,4	28,6	46,1	25,3	21,4	20
42,8	40,7	34,7	49,8	15,5	28,7	19
18,0	39,4	38,1	51,7	10,0	32,5	30
26,5	40,6	33,6	51,8	14,6	37,0	10
41,4	31,0	41,3	52,8	5,9	30,9	31
30,75	30,75	40,3	53,4	6,3	25,1	35
41,8	34,9	38,9	54,0	6,0	21,9	33
49,9	41,9	27,3	48,4	23,3	16,9	8
29,9	46,3	44,7	45,1	9,2	29,4	16
25,9	55,6	40,8	52,8	6,4	24,8	12

В той же временной последовательности возрастает отношение суммы щелочей к глинозему (рис. 41, *1*). При одном и том же содержании кремнезема наибольшее значение этого отношения наблюдается в самых молодых гранитах. Только шараусгольские лейкократовые граниты нарушают эту закономерность.

Прямо противоположно ведет себя отношение $CaO/(Na_2O + K_2O)$. Оно уменьшается в возрастном ряду от тарбагатайских гранитоидов к эгиндабинским. Самые низкие значения этого отношения характерны для гранитов шараусгольского комплекса (рис. 41, *2*). Интересно также изменение соотношения K_2O/Na_2O в зависимости от отношения MgO/FeO. Устанавливается четкая отрицательная корреляция между этими отношениями в породах эгиндабинского комплекса; менее ярко такая же тенденция проявлена в хангайских гранитах. В породах шараусгольского комплекса значения этих отношений коррелируются прямо, а в породах тарбагатайского – изменяются независимо друг от друга (рис. 41, *5*). Разное поведение породообразующих окислов в гранитоидах разновозрастных

Таблица 36

Нормативный состав (по П. Ниггли) главных типов интрузивных пород Хангайского нагорья

Комплекс	Порода	*Or*	*Аб*	*Ан*	*Кв*	Сумма *Or+Аб+Ан+Кв*	*Cs*	*Шп*	*Гип*	*Эн*	*Мт*
Тарбагатайский	Кварцевые диориты, тоналиты	15,9	35,1	20,9	12,3	84,2	0,8	–	3,4	9,2	2,4
	Гранодиориты	16,6	32,1	21,0	19,3	89,0	–	0,2	3,8	5,5	1,5
	Существенно плагиоклазовые граниты, плагиограниты	13,5	37,9	14,1	28,2	93,7	–	1,0	2,3	2,0	1,0
	Кварцевые диориты, диориты	19,6	30,3	20,9	9,2	80,0	2,8	–	5,9	9,2	2,1
Хангайский	Гранодиориты порфировидные	19,6	31,6	17,2	20,1	88,5	–	3,4	3,4	3,0	1,7
	Граниты порфировидные	25,1	34,1	8,1	26,3	93,6	–	1,3	2,3	1,8	1,0
	Лейкократовые граниты неясно порфировидные	25,3	33,9	7,4	30,5	97,1	–	0,9	0,7	0,3	1,0
Шараусгольский	Биотитовые граниты	19,0	28,9	8,1	36,6	92,6	–	4,1	2,8	–	0.5
	Лейкократовые граниты	27,4	35,0	4,0	30,3	96,7	–	1,2	0.7	0.4	1,0
	Существенно калишпатовые граниты	28,9	38,0	4,5	24,3	95.7		0,4	1.2	1.2	1.5
Эгиндабинский	Гранодиориты	19,4	35,4	16,9	16,8	88,5	0.8		5,3	4,7	0.7
	Граниты	30,0	31,4	8,7	26,3	96.4	–	–	1.8	1.3	0.5

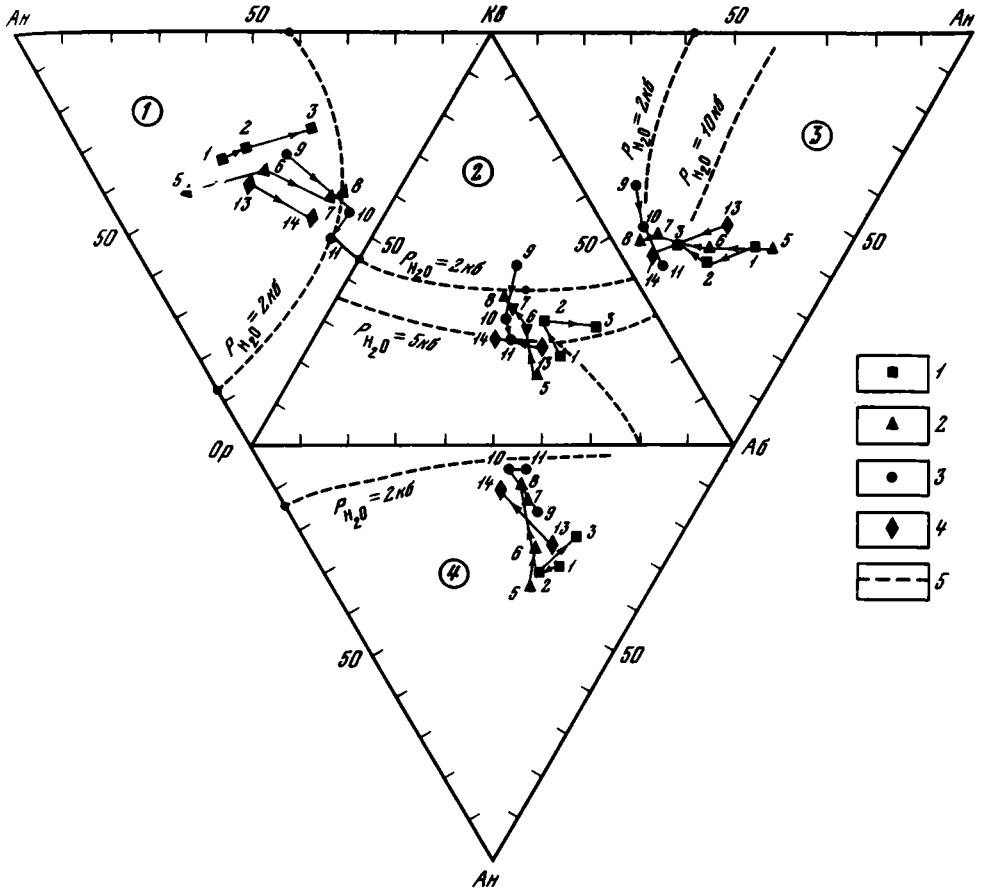


Рис. 43. Средние нормативные составы гранитоидов Хангайского нагорья (проекции на грани тетраэдра *Кв – Ор – Аб – Ан*)

Средние составы пород комплексов: *1* – тарбагатайского, *2* – хангайского, *3* – шараусгольского, *4* – эгиндабинского, *5* – котектические линии по экспериментальным данным авторов: Tuttle, Bowen, 1958; von Platten, Höller, 1966; Luth et al, 1964; Stewart, 1967 (цифры соответствуют номерам анализов в табл. 36; направление стрелок показывает эволюцию составов пород)

комплексов свидетельствует о различных условиях их становления и существенных различиях химизма.

Степень окисленности железа в породах различных комплексов широко колеблется (рис. 41, *4*). Если в гранодиоритах и гранитах хангайского и тарбагатайского комплексов она приблизительно одинакова, то в гранитах шараусгольского – резко возрастает и достигает максимума. Для эгиндабинских гранитоидов типична весьма низкая степень окисленности железа.

Таким образом, эволюция составов пород идет по пути увеличения глинозема, роли калия в составе щелочей, железа в сумме железа и магния и соответственно уменьшения кальция и магния. Эта тенденция хорошо видна на тройной диаграмме 1/2 Al_2O_3–MgO–FeO (рис. 42). Максимальное количество магния фиксируется в группе пород раннего тарбагатайского комплекса. В породах хангайского колебания содержаний Al_2O_3, MgO и FeO значительны, однако в большой группе лейкократовых пород фиксируется значительное обогащение глиноземом. В них же при резком уменьшении общего количества магния и железа увеличивается относительная роль железа в сумме MgO + FeO. Все породы шараусгольского комплекса обогащены глиноземом, количество которого достигает 80–90% в сумме Al_2O_3 + MgO + FeO: относительная роль железа возрастает так же, как

Таблица 37

Средний состав комплексов с учетом площадей распространенности главных разновидностей пород

Комплекс	Наиболее близкий тип пород, по С.Р. Ноккольдс	Количество анализов	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Тарбагатайский	Гранодиорит, тоналит	17	67,5	15,9	1,5	2,8	2,0	3,8	3,9	2,6
Хангайский	Адамеллит	43	69,9	15,2	1,0	2,5	1,2	2,8	3,6	3,7
Шараусгольский	Щелочной гранит	23	74,6	13,6	1,0	1,1	0,4	0,9	3,9	4,5
Эгиндабинский	Известково-щелочной гранит	20	71,8	13,8	0,5	2,1	0,9	2,3	3,8	4,8

Таблица 38

Пересчет по нормативно-молекулярному методу П. Ниггли

Комплекс	*Ор*	*Аб*	*Ан*	*Шп*	*Cs*	*Мт*	*Гип*	*Эн*	*Кв*	$\frac{\Sigma Ор}{Аб+Кв}$	Коэффициент окисленности $F = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+}+Fe^{3+}} \cdot 100\%$
Тарбагатайский	15,7	34,0	18,5	–	–	1,5	3,3	5,6	21,0	71,0	19
Хангайский	22,0	32,8	13,5	0,5	–	1,0	3,3	3,2	23,8	79,0	14
Шараусгольский	27,0	35,5	4,5	1,4		1,0	1,0	0,5	29,1	92,0	28
Эгиндабинский	28,0	32,8	7,0	–	1,6	0,5	2,8	2,4	24,5	85,0	9

и в гранитах хангайского комплекса. В гранитоидах эгиндабинского комплекса четко проявлена та же тенденция обогащения глиноземом и двухвалентным железом.

Пересчет средних химических составов главных разновидностей интрузивных пород Хангайского нагорья на нормативный, по П. Ниггли (Четвериков, 1956), показал, что сумма кварца и полевых шпатов в них не ниже 80%, большей частью 85–95% и достигает максимума (96%) в лейкократовых гранитах шараусгольского и хангайского комплексов (табл. 35, 36).

Нормативный состав салической части был нанесен на развернутый тетраэдр с вершинами *Кв-Ан-Ор-Аб* (рис. 43). Анализ диаграмм показывает, что, несмотря на близость составов пород всех комплексов, эволюция каждого из них своеобразна. Особенно четко разная направленность изменения составов видна на гранях *Ор-Кв-Ан* и *Кв-Ор-Аб*. Эволюция составов пород тарбагатайского и хангайского комплексов существенно различная. Если в породах поздних фаз тарбагатайского комплекса увеличивается содержание только нормативного кварца, то в породах хангайского растет одновременно и количество калиевого полевого шпата. Подобная тенденция выявляется и в породах эгиндабинского комплекса. На этой же диаграмме (43, *1*) очень четко видно общее увеличение содержания нормативного калиевого полевого шпата от ранних комплексов к поздним, максимальное количество которого фиксируется в гранитах эгиндабинского. Наибольшее количество модального кали-натрового полевого шпата содержится в гранитах шараусгольского. Такая разница содержаний нормативного и модального

Номер образца	Порода	Место	A
Породы I фазы			
28/12**	Биотит-роговообманковый диорит	Верховье р. Ялын	31,0
МАН-593**	Кварцевый диорит	Устье р. Улин-Гол	31,0
2908	Биотит-роговообманковый диорит	Р. Асхатуин-Гол	33,5
3853	То же	Р. Бугутуин-Гол	34,5
8019	Биотит-роговообманковый гранодиорит	То же	35,1
8921	То же	Верховье р. Чулуту	30,3
1987/3	"	Р. Уматуйн-Гол	32,2
29/15**	"	Верховье р. Ялын-	32,6
Породы II фазы			
972	Гранит биотитовый	Центральная часть	38,4
2851	То же	Р. Урготуин-Гол, ю дабинского массив	35,1
7951		Западная часть Эги	39,7
3919		Р. Ботогин-Гол	33,7
966		Восточная часть Эг	33,8
857		Р. Ялын-Гол, юго- бинского массива	36,6
3839		Юго-западная часть	37,4
2848/2		Центральная часть	39,5
595		Перевал Эгин-даба	35,9
2915		Верховье р. Орхон-	34,8
2861/6*		Верховье р. Цаган-	34,4
8902*		Верховье р. Хойт-Г	37,3
Породы фации эндоконтакта			
2952	Адамеллит	Р. Урготуин-Гол	38,3
МАН-592**	Мелкозернистый гранодиорит	К северо-западу от	40,4
7/12	Гнейсовидный гранит	Верховье р. Чулуту	31,2
7/13	Лейкократовый гранит	То же	38,9
МАН-32/1*	То же	Перевал Мандал-да	34,7

Условные обозначения те же, что и в табл. 30.

Таблица 32

Гранитоиды Шараусгольского интрузивного комплекса

Номер образца	Порода	Место взятия образца	Химический состав														Проекционные величины по методу Е.А. Кузнецова										
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	P_2O_5	Сумма	H_2O	CO_2	SO_3	*A*	*C*	*M*	*Q*	*Mt'*	*ms'*	*cs'*	*fo'*	*fa'*	*k*	*n*
Породы I фазы																												
Х-4176	Крупнозернистый биотитовый гранит	Центральная часть Западно-Хангайского батолита	76,82	0,16	12,69	0,50	1,84	0,04	0,63	1,55	3,20	2,40	0,31	0,06	100,20	0,07	–	–	26,2	4,8	6.0	63,0	0,5	41,9	–	23,5	34,6	27,5	57,1
Г-2744/1	То же	Восточная часть	73,34	0,26	14,54	0,63	1,15	0,03	0,36	1,85	2,21	4,40	0,38	0,04	99,19	0,03	–	–	27,3	5,7	5,6	60,4	0,7	63,9	–	15,8	21,0	47,5	35,5
Г-4215	"	То же	75,76	0,20	11,80	0,40	2,84	0,06	0,88	1,30	3,85	2,40	0,10	0,08	99,67	0,09	–	–	29,8	3,9	6,0	60,3	0,5	11,5	–	32,0	56,5	24,4	62,9
БУ-586**	Крупнозернистый гранит с биотитом	Верховье урочища Элэсэту	71,56	0,27	14,74	0,97	1,11	0,08	0,52	0,90	3,86	5,50	0,40	0,09	100,00	0,13	–	0,05	40,3	2,7	3,8	53,2	1,0	35,0	–	37,2	27,8	45,3	47,4
Г-1266	Лейкократовый среднезернистый гранит	Северо-западная часть Бугутинского батолита	70,28	0,24	15,42	1,70	1,22	0,09	0,69	1,55	3,81	4,83	–	0,45	100,28	0,20	–	–	37,6	2,7	3,8	52,6	1,8	38,3	–	46,1	15,6	40,5	48,4
2228/1	То же	Северная часть Арахангайского массива	72,04	0,16	13,76	1,70	1,44	0,04	0,22	0,90	3,88	4,96	0,43	сл.	99,53	0,38	–	–	39,1	2,7	3,5	54,7	1,8	25,0	–	26,8	48,2	42,7	50,8
15/1***	"	Перевал Солонготуин-даба	72,97	0,18	14,01	1,25	1,48	0,05	0,25	1,05	4,19	4,68	0,40	0,03	100,54	0,10	–	–	39,4	3,2	2,8	54,6	1,2	3,5	–	32,2	64,3	39,0	53,5
13/1*	"	Левобережье р. Хойт-Тэрхин-Гол	72,98	0,09	14,37	0,97	1,11	0,05	0,38	0,70	4,52	4,50	0,58	0,10	100,35	0,04	–	–	40,6	2,2	3,2	54,0	1,0	32,6	–	33,7	33,7	37,6	57,3
1/3	"	Р. Шибэрту-Гол	71,22	0,02	14,61	2,25	0,96	0,17	0,13	0,45	4,64	4,20	0,55	0,21	99,41	0,21	0,16	0,02	40,7	1,4	4,3	53,6	–	87,0	–	13,0	–	36,3	60,5
Х-2645/1	"	Северо-западная часть Западно-Хангайского батолита	73,02	0,31	13,49	1,37	1,15	0,10	0,32	1,63	3,75	3,97	0,23	0,06	99,40	0,02	–	–	34,8	4,9	2,9	57,4	1.5	8,1	–	42,9	49,0	35,6	51,9
БУ-589**		Верховье урочища Элэсэту	73,48	0,26	13,60	1,17	0,55	0,17	0,45	1,30	4,26	4,32	0,48	0,06	100,10	0,16	–	Следы	38,5	3,1	2,7	55,7	1,1	–	31,2	68,8	–	37,1	55,4
Х-2281		Восточная часть Западно-Хангайского батолита	74,48	0,28	13,13	0,90	0,72	0,06	0,61	1,00	3,26	4,90	0,28	0,05	99,68	–	–	–	35,6	3,1	3,2	58,1	1,0	26,0	–	58,5	15,5	45,8	46,3
ШУ-580**		Верховье р. Шара-Ус-Гол	75,39	0,19	12,79	0,59	1,08	0,04	0,42	0,58	3,71	5,03	0,26	0,05	100,13	0,06	0,26	–	38,0	1,7	2,7	57,6	0,7	11,3	–	42,3	46,4	44,8	50,8
131/15**		То же	76,54	0,21	11,78	0,60	1,14	0,04	0,31	0,80	3,55	4,49	0,08	0,03	99,57	0,22	0,15	–	35,8	1,8	2,5	59,9	0,8	–	18,3	31,7	50,0	43,3	52,0
2571-2		Восточная часть Западно-Хангайского батолита	76,34	0,15	12,09	1,18	0,65	0,02	0,10	1,48	2,27	4,82	0,13	0,01	99,24	0,04	–	–	30,2	4,7	2,1	63,0	1,2	51,5	–	29,0	19,5	50,5	36,1
У-137		Центральная часть Бугутинского батолита	73,30	0,44	12,72	1,77	1,18	0,08	0,67	1,05	3,69	4,66	0,17	0,08	99,81	0,10	–		37,4	2,6	3,5	56,5	1,8	–	16,3	61,9	21,8	42,5	51,1
В-2		То же	76,33	0,20	13,15	0,60	0,85	0,03	0,08	0,45	2,86	5,68	0,36	0,04	100,63	0,11	–	–	36.0	1.4	3,1	59,5	0,7	65,1	–	10,5	24,4	54,7	41,6
135		"	77,56	0,16	11,89	1,30	0,47	0,05	0,25	0,45	3,79	4,12	0,29	0,03	100,36	0,15	–	–	35,3	1,3	2,3	61,1	1,3	50,0	–	50,0	–	40,6	55,8
5/1		Южная часть Арахангайского массива	72,64	0,29	14,46	1,01	0,96	0,11	0,34	0,80	4,70	3,52	0,62	0,13	99,58	0,18	0,08	0,01	38,2	2,4	3,9	55,4	1,0	56,4	–	23,3	20,3	30,8	63,4
993		Западная часть того же массива	76,90	0,31	11,68	0,66	0,64	0,04	0,40	0,74	3,83	4,13	0,22	0,02	99,57	–	–	0,04	35,9	1,5	2,3	60,3	0,7	–	21,0	52,7	26,3	40,0	56,0
В-4		Район г. Улан-Тологой	75,93	0,15	13,71	0,20	0,78	0,01	0,08	0,34	4,04	4,28	0,25	0,02	99,69	0,11	–	–	37,2	1,0	3,2	58,6	0,1	64,3	–	8,2	27,5	40,1	57,3
В-11		Левобережье р. Хойт-Тэрхин-Гол	74,38	0,20	13,89	0,41	1,13	0,12	0,32	0,85	3,88	4,28	0,26	0,02	99,74	0,10	–	–	36,4	2,5	3,7	57,4	0,5	47,7	–	19,3	33,0	39,4	54,1
6/1		Верховье р. Хануй-Гол	71,54	0,07	14,06	0,72	1,48	0,07	0,23	0,80	4,04	3,94	1,81	0,42	99,18	0,46	0,22	0,04	37,1	2,4	4,4	56,1	1,9	51,2	–	11,6	37,2	36,4	57,5
Породы фации эндоконтакта																												
765*	Лейкократовый гранит	Северная часть Западно-Хангайского батолита	73,24	0,30	12,79	1,36	1,26	0,06	0,42	0,44	4,70	4,58	0,19	0,14	99,47	–	0,13	–	42,0	0,1	3,7	54,2	1,4	–	26,0	37,0	37,0	37,9	61,9
8989/1	Лейкократовый крупнозернистый гранит	Южная часть Бугутинского батолита	73,74	0,19	13,52	0,82	0,60	0,05	0,30	0,59	4.59	5,16	0,33	0,01	100,00	–	–	0,02	43,3	0,5	2,3	53,9	0,8	–	44,5	38,8	16,7	42,0	56,5
2/8	Граносиенит	В 3 км севернее сомона Баян-ула	68,68	0,19	16,43	1,37	0,67	0,07	0,51	0,70	4,50	5,56	0,92	0,12	99,72	0,24	0,11	0,02	44,2	2,2	4,4	49,2	1,4	62,9	–	34,3	2,8	42,3	52,8
4/7	Щелочной гранит	В 10 км к северо-востоку сомона Баян-ула	71,22	0,08	14,89	1,00	1,99	0,05	0,38	0,55	4,16	4,62	0,44	0,24	99,62	0,20	0,21	0,02	39,4	1,7	5,4	53,5	1,0	46,3	–	15,6	39,1	40,5	55,4
4/8	Адамеллит	То же	73,88	0,21	12,79	1,73	1,04	0,05	0,65	1,20	3,62	3,48	0,78	0,18	99,61	0,25	0,19	0,01	32,5	3,6	4,6	59,3	1,9	40,0	–	50,5	9,5	34,7	55,3
131/12**	Кварцевый сиенит	Верховье р. Шара-Ус-Гол	61,89	0,65	17,01	2,45	2,15	0,18	0,25	2,48	5,07	5,29	0,44	0,16	99,02	–	–	0,04	45,7	5,2	8,4	40,9	2,5	–	20,0	44,3	35,7	36,5	53,4
131/13**	Гранодиорит	То же	71,56	0,26	14,82	0,73	2,03	0,03	0,50	1,23	3,17	3,78	0,99	0,09	99,19	–	–	–	31,5	3,6	7,6	57,3	0,7	55,0	–	15,0	30,0	38,9	50,8
298/1	"	Верховье р. Хойт-Тэрхин-Гол	66,70	0,83	13,50	3,61	2,27	0,20	0,96	1,92	4,49	3,65	0,92	0,21	99,26	–	–	0,13	38,3	3,5	7,8	50,4	3,9	–	31,1	53,3	15,6	31,6	60,0
БУ-25/7**	"	Р. Буянту-Гол	66,66	0,53	15,86	1,24	2,51	0,08	1,21	2,41	4,88	3,35	0,65	0,20	99,58	0,23	0,18	–	37,9	7,0	7,6	47,5	0,7	–	1,1	61,0	37,8	26,1	58,2
Жильная фация																												
У-121	Аплит	Левобережье р. Хануй-Гол	76,42	0,16	13,24	0,71	0,94	0,05	0,15	0,50	3,70	4,56	–	0,11	100,54	–	–	–	32,1	3,9	3,3	60,7	0,6	50,5	–	23,1	36,4	47,9	41,3
У-1189	"	Водораздел рек Хануй-Гол и Хуней-Гол	74,96	0,08	13,28	0,66	1,44	0,03	0,29	1,30	2,72	4.83	–	Следы	99,59	–	–	–	32,5	3,9	3,8	59,8	0,6	36,7	–	19,3	44,0	48,0	41,2
Х-2107	Мелкозернистый гранит	Хребет Улан-Нуру	76,22	0,16	13,12	0,19	1,39	0,06	0,23	0,70	3,58	4,56	0,06	0,02	100,29	0,09	–	–	35,7	2,2	3,2	58,9	0,2	34,3	–	14,3	51,4	43,2	51,0

Условные обозначения те же, что и в табл. 30.

Таблица 33

Гранитоиды эгиндабинского интрузивного комплекса

Номер образца	Порода	Место взятия образца	Химический состав															Проекционные величины по методу Е.А. Кузнецова									
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	P_2O_5	Сумма	H_2O	CO_2	SO_3	*A*	*C*	*M*	*Q*	*Mt*	*ms'*	*cs'*	f'_v	*fa*	*k*
Породы I фазы																											
28/12**	Биотит-роговообманковый диорит	Верховье р. Яльын-Гол	60,53	0,53	16,60	1,66	3,59	0,08	3,78	5,11	4,26	2,27	1,17	0,19	99,76	0,15	0,17	–	31,0	11,9	14,6	4,25	1,8	–	13,3	61,3	25,4	18,4
МАН-593**	Кварцевый диорит	Устье р. Улин-Гол	63,58	0,51	16,79	2,48	2,14	0,11	2,76	4,35	4,08	2,53	0,61	0,17	100,11	0,23	Нет	0,02	31,0	12,2	10,1	46,7	2,6	–	6,7	76,5	16,8	21,0
2908	Биотит-роговообманковый диорит	Р. Асхатуин-Гол	64,44	0,66	15,53	0,58	3,45	0,07	2,67	4,14	4,23	2,94	0,80	0,12	99,63	0,06	–	0,01	33,5	8,8	11,8	45,9	0,5	–	16,6	49,6	33,9	35,0
3853	То же	Р. Бугутуин-Гол	64,80	0,64	15,53	0,48	3,73	0,07	1,88	4,14	4,23	3,20	1,06	0,14	99,90	0,06	–	0,01	34,5	8,4	10,5	46,6	0,5	–	20,4	38,9	40,7	26,8
8019	Биотит-роговообманковый гранодиорит	То же	64,52	0,48	17,17	0,04	4,05	0,12	1,40	3,46	4,00	3,70	1,28	0,17	100,39	–	–	0,08	35,1	10,3	8,1	46,5	0,0	4,9	–	36,6	58.5	28,9
8921	То же	Верховье р. Чулутуин-Гол	65,92	0,53	14,89	0,27	3,96	0,09	2,67	3,72	3,50	3,30	1,28	0,18	100,31	–	–	0,05	30,3	9,3	11,3	48,5	0,2	–	8,5	50,7	40,8	29,6
1987/3	”	Р. Уматуйн-Гол	65,38	0,59	16,15	0,72	3,16	0,12	2,34	3,40	3,51	3,77	0,49	0,15	99,78	–	–	0,12	32,2	10,3	9,2	48,3	0,7	2,6	–	57,6	39,4	31,3
29/15**	”	Верховье р. Яльын-Гол	66,71	0,33	15,67	0,59	2,78	0,05	1,99	3,36	3,79	3,38	0,60	0,10	99,35	0,16		0,01	32,6	9,6	8,0	49,8	0,7	–	3,6	56,4	40,2	28,4
Породы II фазы																											
972	Гранит биотитовый	Центральная часть Эгиндабинского массива	71,44	0,29	14,30	0,44	1,93	0,04	0,45	1,54	3,38	5,62	0,48	0,07	99,98	–	–	Следы	38,4	4,5	3,5	53,6	0,5	–	5,5	30,5	64,0	47,0
2851	То же	Р. Урготуин-Гол, юго-восточная часть Эгиндабинского массива	72,75	0,25	14,39	0,30	1,93	0,04	0,45	1,54	2,44	6,01	–	Следы	100,10	–	–	Нет	35,1	3,6	4,9	56,4	0,3	41,5		11,3	47,2	56,2
7951		Западная часть Эгиндабинского массива	72,84	0,42	13,38	0,31	2,01	0,05	0,50	1,55	4,27	4,73	0,11	0,07	100,17	–	–	0,03	39,7	2,1	4,8	53,4	0,3	–	29,6	22,2	48,2	40,1
3919		Р. Ботогин-Гол	73,08	0,54	12,59	0,66	2,15	0,04	0,62	1,92	2,79	5,04	0,02	0,01	99,46	–	–	0,02	33,7	4,4	5,0	56,9	0,7	–	18,0	30,0	52,0	48,1
966		Восточная часть Эгиндабинского массива	73,34	0,23	14,68	0,34	1,22	0,09	0,70	1,33	4,00	3,30	0,19	0,04	99,46	–	–	0,04	33,8	3,9	5,4	56,9	0,4	46,1	–	28,6	25,3	31,4
857		Р. Яльын-Гол, юго-западная часть Эгиндабинского массива	72,49	0,29	14,22	0,40	1,70	0,04	0,52	1,40	3,27	5,26	0,26	0,08	99,93	–	–	сл.	36,6	4,2	4,0	55,2	0,5	19,5		29,3	51,2	46,0
3839		Юго-западная часть Эгиндабинского массива	73,84	0,18	13,93	0,17	1,27	0,05	0,26	1,19	3,54	5,04	0,33	0,04	99,86	–	–	–	37,4	3,5	2,7	56,4	0,2	22,4	–	20,2	57,4	44,3
2848/2		Центральная часть Эгиндабинского массива	73,12	0,25	14,14	0,33	1,43	0,04	0,33	1,29	3,97	5,06	0,30	0,03	100,29	–	–	–	39,5	3,5	2,6	54,4	0,3	–	7,4	29,6	63,0	41,7
595		Перевал Эгин-даба	74,02	0,21	13,54	0,79	0,99	0,04	0,49	1,10	3,34	4,90	0,63	0,07	100,12	0,20	–	0,01	35,9	3,4	3,4	57,3	0,8	29,2	–	40,4	30,4	44,8
2915		Верховье р. Орхон-Гол	71,19	0,18	14,55	0,28	1,44	Следы	0,94	2,77	3,62	4,25	0,34	0,09	99,65	0,26	–	Нет	34,8	6,6	4,6	54,0	0,1	–	19,2	36,5	44,3	36,7
2861/6*		Верховье р. Цаган-Таратуин-Гол	73,43	0,05	13,99	0,20	1,08	”	0,31	1,46	3,54	4,98	0,21	0,02	99,27	Нет		”	34,4	8,0	6,0	51,6	0,3	–	8,8	50,0	41,2	33,7
8902*		Верховье р. Хойт-Тамир-Гол	70,85	0,83	14,37	0,53	1,62	0,02	0,42	1,90	3,20	5,71	0,13	0,03	99,61	0,09	–	”	37,3	4,4	2,1	56,2	0,1	5,9	–	31,5	62,6	43,2
Породы фации эндоконтакта																											
2952	Адамеллит	Р. Урготуин-Гол	66,50	0,83	15,54	1,86	1,75	0,06	1,16	2,81	4,78	4,13	0,50	0,31	100,23		–	0.05	38,3	4,6	3,6	53,5	0,5	–	19,4	27,8	52,8	48,2
МАН-592**	Мелкозернистый гранодиорит	К северо-западу от Мандал-сомона	67,02	0,30	16,02	1,04	2,37	0,08	1,99	3.70	3,82	2,92	0,87	0,13	100,26	0,13	0,05	Следы	40,4	5,3	6,9	47,4	1,9	–	31,7	48,3	20,0	32,3
7/12	Гнейсовидный гранит	Верховье р. Чулутуин-Гол	70,20	0,21	14,32	0,03	2,81	0,04	0,58	1,50	2,53	6,96	0,77	0,10	100,06	0,16	Нет	0,01	31,2	10,9	7,6	50,3	1,0	–	2,6	64,6	33,8	24,9
7/13	Лейкократовый гранит	То же	75,20	0,07	13,50	0,31	0.67	0,01	0,31	1,20	2,50	5,80	0,42	0,04	100,03	0,11	”	Следы	38,9	4,4	4,6	52,1	0,0	–	1,8	26,0	72,2	58,0
МАН-32/1*	То же	Перевал Мандал-даба	68,69	0,40	15,11	0,26	2.60	0,04	1,15	2,99	3.56	4,02	0,11	0.17	99,0	0,16	0,35	Нет	34,7	3,6	2,5	59,2	0,3	46,2	–	26,9	26,9	55,1

Условные обозначения те же, что и в табл. 30.

полевого шпата объясняется тем, что в гранитах эгиндабинского он более калиевый, чем в шараусгольском.

На треугольнике *Ор-Кв-Аб* линия изменения составов пород тарбагатайского комплекса резко поворачивает к альбитовой вершине, а линия хангайского – направлена к стороне *Ор-Кв*. На треугольнике *Кв-Ан-Аб* между этими комплексами разницы практически нет.

Существенно также различие эволюции составов пород шараусгольского и эгиндабинского комплексов (рис. 43, *1*): граниты последнего содержат больше нормативного анортита, калиевого полевого шпата и меньше кварца, чем граниты шараусгольского.

Представлялось интересным проследить изменение составов комплексов в целом. Для этого был высчитан средний химический состав каждого из них с учетом площадей распространенности главных разновидностей пород. Состав тарбагатайского комплекса занимает промежуточное положение между гранодиоритом и тоналитом и близок к андезито-дацитам островных дуг (Заварицкий, 1945), хангайского – близок к адамеллиту, шараусгольского – к щелочному граниту, и, наконец, эгиндабинского – известково-щелочному граниту (табл. 37). Пересчет на нормативный состав, по П. Ниггли (табл. 38), показал, что от ранних комплексов к поздним возрастают роль ортоклаза и объем гранитной эвтектики, достигающей максимума в шараусгольском комплексе (92%).

КРАТКАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДОНОСНОСТЬ ГРАНИТОИДОВ ХАНГАЙСКОГО НАГОРЬЯ

Гранитоиды тарбагатайского комплекса. Содержание элементов-примесей во всех породах тарбагатайского комплекса ниже кларкового, по А.П. Виноградову (1962), а части элементов – ниже порога чувствительности метода (Be, Co, Ce) (табл. 39, рис. 44, 45). Количество примесей Mo, Pb, Zr, La как в кварцевых диоритах, так и в плагиогранитах одинаково. Примечательно, что молибден отмечается только в тарбагатайских гранитоидах. Кварцевые диориты I фазы характеризуются повышенными по сравнению с породами поздних фаз содержаниями Ti, Cr, Ni и Zn. Кроме того, в них практически отсутствуют примеси Be, Sn, Y. По геохимической специализации они близки андезитам (Taylor, White, 1965).

В гранодиоритах и плагиогранитах отсутствуют примеси Sc, Cu и Sn. Отличительной чертой биотитов пород этого комплекса является отсутствие в них Zn, Sn и Y (рис. 46). В них концентрируются Cr, Co, V, Ni и Sc, причем в биотитах

Таблица 39

Средние содержания элементов-примесей

Комплекс	Порода	Количество проб	Ti	Cr	Ni	Co	V	Sc
Тарбагатайский	Кварцевые диориты	14	1930*	26	7	–	46	0,9
	Гранодиориты тоналиты	9	1130	8	2,2	–	23	–
	Плагиограниты	10	840	1	11	–	19	–
Хангайский	Кварцевые диориты	5	2390	40	9,3	5,3	114	1,7
	Гранодиориты	14	930	7	1,7	–	21	–
	Граниты	16	709	4,6	0,6	–	7,2	–
Шарасгольский	Существенно калишпатовые граниты	17	390	–	–	–	–	–
Этандабинский	Гранодиориты	17	1340	4,6	5,6	3,8	51,5	–
	Граниты	15	480	2,4	–	–	–	–
	Кларки по А.П. Виноградову		2300	25	20	5	40	3

*Чувствительность количественного спектрального анализа: Ti – $1 \cdot 10^{-2}$, Cr, Sn, Pb – $2{,}5 \cdot 10^{-4}$, Ga, Be – $2 \cdot 10^{-4}$, Cu, V, Nb, Zr, Y, La, Zn, Sc – $1 \cdot 10^{-3}$, Co – $5 \cdot 10^{-5}$, Ni – $1 \cdot 10^{-5}$, Mo – $1 \cdot 10^{-4}$, Ce – $4 \cdot 10^{-3}$.

Подчеркнуты значимые различия содержаний, расположенные выше и ниже линии.

плагиогранитов содержится меньше Cr и Cu (табл. 40), что свидетельствует о происхождении этих пород в результате дифференциации гранитоидных расплавов.

В роговых обманках (табл. 41) по сравнению с биотитами содержания Co, Cr, Sc, Zn выше. Кроме того, только в роговых обманках концентрируются Zn и Mo; причем присутствие Mo является отличительной чертой по сравнению с роговыми обманками хангайского комплекса (рис. 47). Содержания остальных элементов-примесей (Ni, Cu, Pb, Be, Sn, Y, Yb) низки и фиксируются не во всех пробах.

Гранитоиды хангайского комплекса. В породах хангайского комплекса содержание элементов-примесей также ниже кларкового (см. табл. 39, рис. 44, 45), кроме содержаний лантана. Различие содержания в породах разных фаз незначимо. Однако можно говорить о тенденции уменьшения количество примесей Ti, Cr, Ni, Co, V и увеличения – La и Zr от ранних фаз к поздним (эта тенденция четко видна по средним значениям содержаний; статистически различия не улавливаются из-за больших дисперсий в породах I фазы). Примечательно, что в гранитах нет примесей Co, Sc, Cu и Zn. В ранних дифференциатах более основного состава концентрируются элементы группы железа, тогда как поздние обедняются ими и обогащаются примесями, характерными для кислых магм (La, Pb, Zr). Эта тенденция уменьшения содержаний сидерофильных элементов-примесей в кислых дифференциатах еще четче проявлена в составе биотитов (табл. 40). Количество примесей Ni, Cr, Sc в биотитах гранодиоритов в 1,5–2 раза выше, чем в биотитах гранитов. В последних выше содержания Zr и, кроме того, в них появляется Sn (рис. 46).

В роговых обманках гранодиоритов по сравнению с биотитами фиксируются более высокие (в 5–6 раз) содержания таких элементов, как Co, Sc, Zn, Cu. Кроме того, в них присутствуют примеси Y, Yb, Sn, отсутствующие в биотитах. По сравнению с роговыми обманками гранитоидов тарбагатайского комплекса в ро-

в гранитоидах Хангайского нагорья, в г/т*

Cu	Mo	Zn	Pb	Sn	Nb	Zr	Y	La	Ce	Be	Ga
45	0,9	63	13	1,5	–	23	–	16	–	–	2,6
21	0,9	39	8	0,6	–	23	–	19	–		1,5
–	0,8	45	8	–	–	29	–	14	–	0,2	–
44	–	93	10	2,8	–	24	–	18	–	–	3,8
13	–	52	1,2	1,6	–	17	–	13	–	0,4	2,5
–	–	–	14	1,7	–	61	–	76	–	–	1,9
–	–	–	11	–	–	15	–	10	–	0,6	1
33	–	60	11	3,5	–	18	–	13,6	9,5	0,5	2,7
–	–	35	21	2,7	4	21	7,6	18	–	0,7	2,2
20	1	60	20	3	20	200	34	60	100	5,5	20

говых обманках хангайского значимо ниже содержания только Cr. Характерно накопление в них литофильных элементов: Be, Y, Sn, Zr, кроме того, в них отсутствует молибден.

Таким образом, хотя геохимическая специализация пород обоих комплексов близка, все-таки можно говорить об общей тенденции увеличения содержания литофильных и уменьшения сидерофильных элементов в хангайских гранитоидах по сравнению с тарбагатайскими.

Гранитоиды шараусгольского комплекса. Граниты шараусгольского комплекса также характеризуются пониженным по сравнению с кларковым содержанием

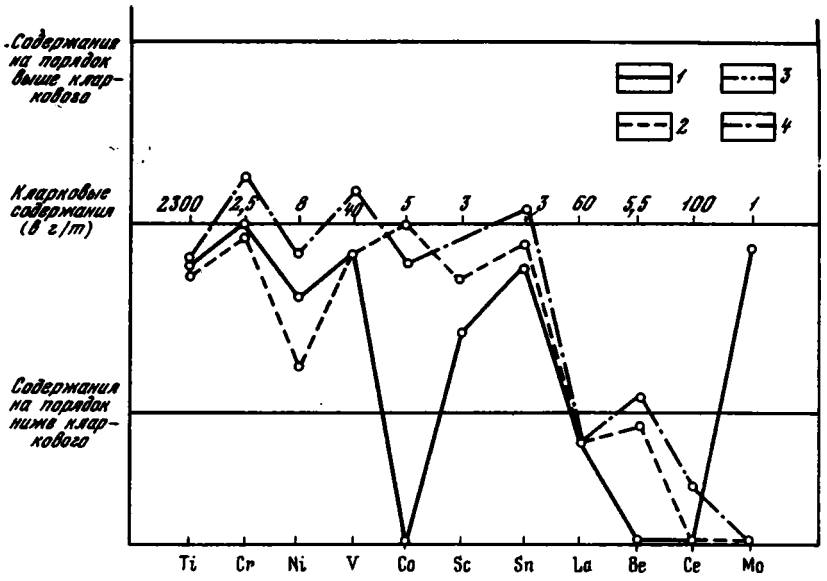


Рис. 44. Содержания элементов-примесей в гранодиоритах Хангайского нагорья

Комплексы: *1* – тарбагатайский, *2* – хангайский, *3* – шараусгольский, *4* – эгиндабинский

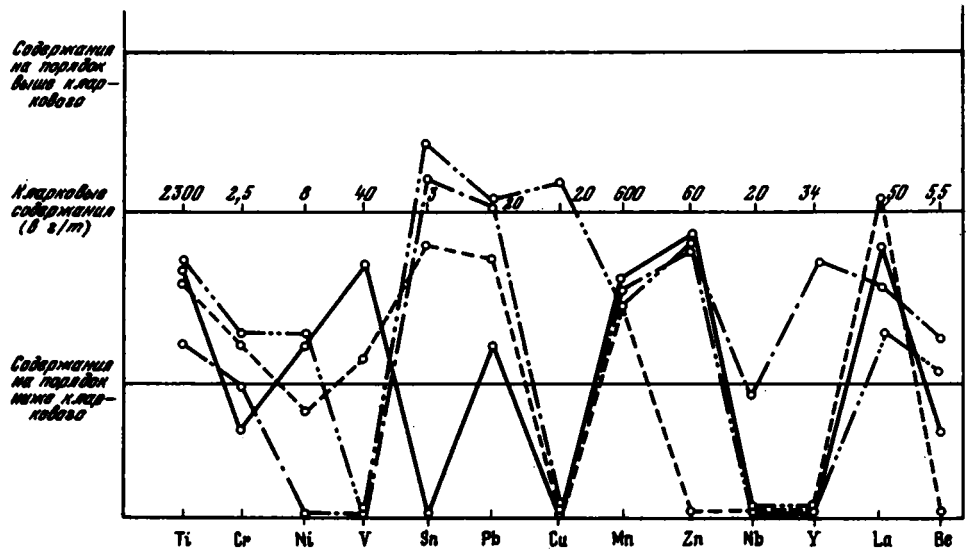


Рис. 45. Содержания элементов-примесей в гранитах Хангайского нагорья

Условные обозначения те же, что и на рис. 44

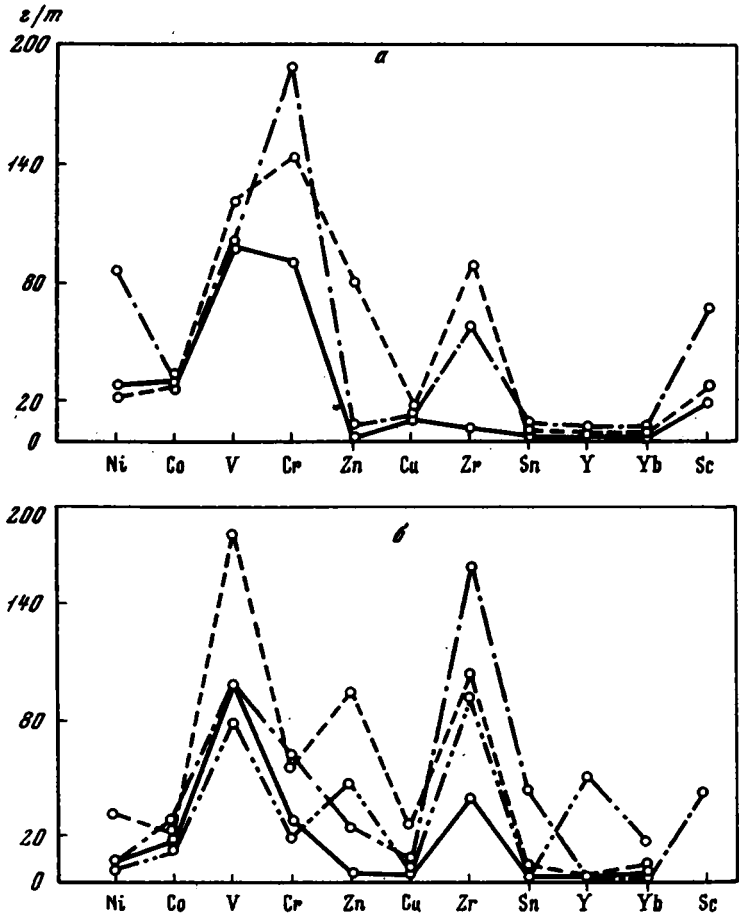


Рис. 46. Содержания элементов-примесей в биотитах гранодиоритов (*а*) и гранитов (*б*) Хангайского нагорья

Условные обозначения те же, что и на рис. 44

всех элементов-примесей, кроме Sn, Pb и Cu (табл. 39). Важно подчеркнуть, что в них отсутствуют или содержатся малые количества примесей сидерофильных элементов Cr, Ti, Co, V. В существенно калишпатовых гранитах по сравнению с лейкократовыми большая часть элементов-примесей отсутствует совсем, либо содержания их значительно ниже кларковых. Это объясняется, вероятно, тем, что преобладание калия над натрием в расплавах способствует стабилизации комплексных соединений, в частности, тантала, ниобия, редких земель, устойчивости их в растворах и выносу во вмещающие породы с флюидной – водной фазой (Апельцин и др., 1970). Этот вывод подтверждается обычной приуроченностью существенно калишпатовых гранитоидов к эндоконтактовым и апикальным частям интрузивов.

В биотитах гранитов шараусгольского комплекса так же, как и в породах, низко содержание примесей сидерофильных элементов (Ni, Co, V,Cr), зато резко возрастает количество Y и немного – Yb по сравнению с биотитами гранитов хангайского комплекса (см. рис. 46).

Гранитоиды эгиндабинского комплекса. Общим для всех эгиндабинских гранитоидов являются повышенные относительно кларкового содержания олова. Состав и содержания элементов-примесей в гранитоидах и гранитах достаточно контрастны. В гранодиоритах по сравнению с гранитами содержатся повышенные (в 2–20 раз, табл. 39) количества Ti, Zn и Cr, причем последнего больше

Таблица 40

Среднее содержание элементов-примесей в биотитах гранитоидов Хангайского нагорья (в г/т)

Комплекс	Порода	Количество проб	Ni	Co	V	Cr	Zn	Cu	Zr	Sn	Y	Yb	Sc
Табагатайский	Гранодиориты	18	28	30	100	90	–	10	4	–	–	–	19
	Плагиограниты	14	8	20	100	30	–	3	42	–	–	–	Не опр.
Хангайский	Гранодиориты	128	22	27	120	144	80	19	89	–	–	–	24
	Граниты	37	16	22	177	57	97	27	105	6,3	–	7	16
Шарасхольский	Граниты	78	5	17	80	21	50	7	97	–	53	10	Не опр.
Этинда-бинский	Гранодиориты	12	85	30	100	190	4,5	10	58	4	–	–	63
	Граниты	20	7	16	100	62	28	12	160	44	–	–	45

Таблица 41

Среднее содержание элементов-примесей в роговых обманках гранодиоритов тарбагатайского и хангайского комплексов (в г/т)

Комплекс	Количество проб	Ni	Co	Cr	V	Sc	P	Zn	Cu	Pb	Ga	Be	Sn	Zr	Mo	La	Y	Yb
Тарбагатайский	9	24	120	610*	100	110		210	14	10	54	10	5	35	15	–	8	12
Хангайский	5	25	180	180	150	150	1750	390	40	10	60	15	15	60	Следы		40	13

*Подчеркнуты значимые различия содержаний.

кларковых. В гранитах отсутствуют примеси таких сидерофильных компонентов, как Ni, Co, V, типичных для основных пород, и постоянно присутствующих в гранодиоритах. В гранитах выше, чем в гранодиоритах, содержания Pb и La (см. рис. 44, 45).

Такая же дифференциация элементов-примесей четко фиксируется и в составе биотитов этих двух разновидностей пород (см. табл. 40). В биотитах гранитов по сравнению с биотитами гранодиоритов резко возрастает содержание олова (в 11 раз) и достигает 44 г/т, что близко к содержанию олова в биотитах из оловоносных гранитов Чукотки (46 г/т, Ляхович, Овчинников, 1970). В биотитах гранитов содержание хрома в 12 раз ниже, чем в биотитах гранодиоритов. В биотитах эгиндабинских гранитоидов фиксируется повышенное по сравнению с биотитами позднепалеозойских интрузивных пород нагорья содержание скандия, что косвенно указывает на более высокие температуры образования пород этого комплекса.

Наличие повышенных содержаний сидерофильных элементов в гранодиоритах позволяет предполагать их генетическую связь с основными породами, для которых такая геохимическая специализация типична. Эти же элементы присутствуют в гранитах в исчезающе малых количествах, что хорошо увязывается с особенностями их химизма. Очень важно наличие в гранитах примесей Sn, Li, Nb, что приближает их по геохимической специализации к редкометальным гранитоидам. Концентрации этих элементов в гранитах сопособствовали довольно широко проявленные процессы автометасоматической альбитизации, которые приводят к распаду комплексных соединений редких элементов и образованию редкометальных минералов. В связи с этим мелкозернистые биотитовые граниты можно считать потенциально рудоносными в отношении олова, лития, ниобия, что подтверждается наличием генетически связанных с ними пегматитов, несущих редкометальную минерализацию (тантало-ниобаты, касситерит, сподумен).

Сравнение геохимических особенностей и оценка потенциальной рудоносности гранитоидов Хангайского нагорья. Сравнение геохимических особенностей пород близкого состава разных комплексов показало, что гранитоиды позднепалеозойского тектоно-магматического цикла характеризуются сравнительно узким спектром элементов-примесей и низкими (ниже кларкового) их содержаниями. Различия между ними носят частный характер и сводятся к следующим: а) в гранодиоритах тарбагатайского комплекса отсутствуют примеси Be и Co; в плагиогранитах не содержится Sn, и количество примесей Pb и Be в них значимо ниже, чем в гранитах других комплексов, только в этих гранитоидах имеются примеси Mo; б) содержания элементов-примесей в хангайских гранитоидах значимо не отличаются от содержаний в породах тарабагатайского и шараусгольского комплексов; в) в гранитах шараусгольского комплекса по сравнению со всеми интрузивными породами позднепалеозойского возраста содержание олова выше, а ванадий отсутствует.

Геохимическая специализация гранитоидов эгиндабинского комплекса, относящихся к мезозойскому тектоно-магматическому циклу, резко отличается от таковой пород позднепалеозойского. В гранодиоритах содержатся большие количества примесей Cr, Ni, V и Sc, а в гранитах – Nb, Y, La.

Сравнение состава и содержаний элементов-примесей в биотитах из гранитоидов показало, что элементы-примеси в них резко различны в зависимости от принадлежности пород к тому или иному тектоно-магматическому циклу. Для биотитов всех гранитоидов мезозойского цикла в отличие от позднепалеозойского типично высокое содержание скандия, для биотитов гранитов – олова, а для биотитов гранодиоритов – хрома. В составе биотитов гранитоидов позднепалеозойского цикла намечается тенденция уменьшения содержания сидерофильных компонентов (Ni, Co, V, Cr) от ранних комплексов к поздним.

Таким образом, геохимическая специализация интрузивных пород позднепалеозойского и мезозойского тектоно-магматических циклов резко различна. Позднепалеозойские гранитоиды, бедные элементами-примесями, очевидно, малоперспективны на нахождение генетически связанных с ними месторождений полезных ископаемых; гранитоиды мезозойского возраста, содержащие повышенные концентрации примесей ряда редких элементов, являются потенциально рудоносными.

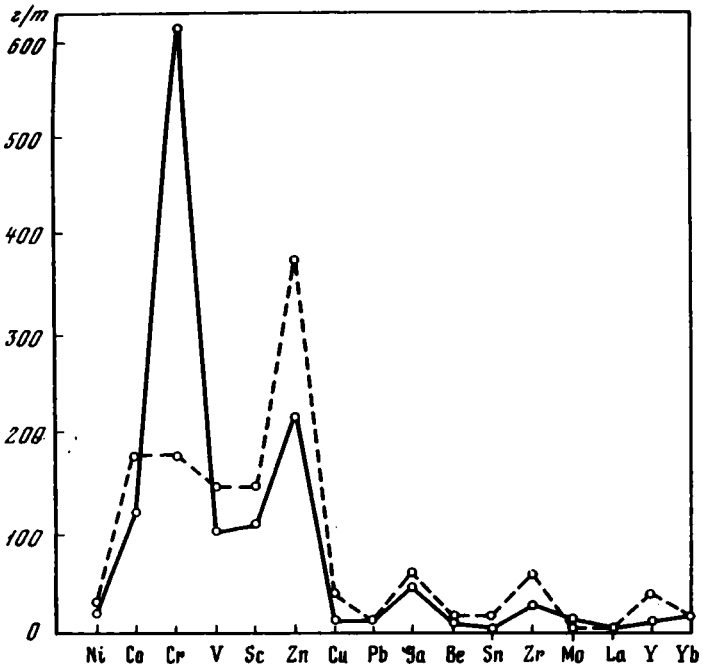


Рис. 47. Содержания элементов-примесей в роговых обманках гранодиоритов Хангайского нагорья

Условные обозначения те же, что и на рис. 44

Эти выводы согласуются с результатами поисковых работ, проведенных в этом регионе в масштабе 1:1 000 000, а также с детальными исследованиями на отдельных участках. Интрузивные породы позднепалеозойского тектоно-магматического цикла оцениваются в целом как бесперспективные в отношении генетически связанных с ними полезных ископаемых. Перспективными на пьезооптическое сырье являются только крупные пегматитовые жилы и штоки хангайского комплекса. Однако ценность их также невелика, так как они единичны и расположены в труднодоступных горных районах.

В гранитоидах эгиндабинского комплекса при поисковых исследованиях были обнаружены знаковые содержания касситерита и тантало-ниобатов, а в связанных с ними пегматитах — весовые содержания названных выше и литиевых минералов. Кроме того, шлиховым опробованием установлено наличие этих же минералов в аллювиальных отложениях водотоков, дренирующих эту территорию. Вся площадь развития мезозойских гранитоидов и их экзоконтактовые ореолы являются перспективными на нахождение редкометальной минерализации.

Таким образом, на основании имеющихся в настоящее время материалов по геологии, минералогии и геохимии интрузивных пород Хангайского нагорья можно сделать следующие предварительные выводы о их металлогенической специализации:

а) потенциально рудоносными являются гранитоиды мезозойского тектоно-магматического цикла (эгиндабинский комплекс); они перспективны на нахождение рудопроявлений олова, тантала, ниобия и лития;

б) гранитоиды позднепалеозойского тектоно-магматического цикла неперспективны на нахождение в них полезных ископаемых. Этот вывод согласуется с современными представлениями о низкой потенциальной рудоносности гранитоидов фации умеренных глубин (Таусон и др., 1968), к которой и относятся интрузивные породы этого цикла.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГРАНИТОИДОВ ХАНГАЙСКОГО НАГОРЬЯ

Анализ геологического положения, состава, особенностей структуры гранитоидов Хангайского нагорья позволяет сделать однозначный вывод о том, что они являются магматическими и внедренными. Однако вопрос об их происхождении этим не исчерпывается. Как же возникли гранитоидные расплавы? Являются ли они дифференциатами базальтовой магмы или ведущим процессом в их образовании был палингенез, или они возникли при магматическом замещении зеленосланцевых и песчано-алевролитовых толщ?

От первого предположения можно отказаться сразу, так как в Хангайском нагорье практически нет проявлений основного магматизма. Представления о палингенном происхождении, т.е. переплавлении участков сиалической коры, не могут объяснить всегда наблюдающуюся последовательность формирования гранитоидов: гранодиориты → биотитовые граниты → лейкократовые граниты.

Гипотеза возникновения гранитоидов путем магматического замещения, развиваемая Д.С. Коржинским (1952) и его учениками, объясняет не только эту последовательность, но и все многообразие интрузивных пород, образовавшихся при взаимодействии возникших гранитоидных расплавов с потоком фильтрующихся глубинных флюидов. Эта гипотеза наиболее удовлетворительно объясняет все особенности интрузивных пород Хангайского нагорья. Подтверждением предположения об образовании исследованных гранитоидов путем магматического замещения служит наличие ореолов гранитизированных роговиков вокруг некоторых массивов гранитоидов хангайского комплекса, а также широкие поля мигматитов на северо-западном фланге Эгиндабинского массива. Приуроченность наиболее обширных полей развития лейкократовых шараусгольских к площадям распространения ранних гранитоидов также косвенно свидетельствует о происхождении путем повторной гранитизации последних.

Как уже отмечалось, анализ всего материала по гранитоидам Хангайского нагорья не оставляет сомнений, что гранитоиды образовались из расплавов. По экспериментальным данным (Хитаров, 1957; Tuttle, Bowen, 1958; Winkler, von Platten, 1960; Luth et al., 1964; von Platten, Höller, 1966; Бэрнем, 1970; Грин, Ламберт, 1970) гранитные расплавы могут существовать в достаточно широком интервале давлений (0,5–5 кбар) и температур (660–960°С) в зависимости от давления летучих и в первую очередь воды. По содержанию летучих магмы могут быть как насыщенными, так и ненасыщенными.

По существующим представлениям, выделяются следующие фации глубинности гранитоидов: 1) малоглубинные (1–3 км); 2) средне- (или умеренноглубинные (4–8 км); глубинные (абиссальные) (свыше 8–10 км).

Происхождение гранитоидов тарбагатайского комплекса. Подчиненность плана размещения главных интрузивов тарбагатайского комплекса плану основных структурных элементов краевых поднятий Хангайского синклинория позволяет предполагать связь между складкообразовательными движениями и гранитообразованием. Оба процесса несомненно имеют эндогенную природу. Можно предполагать, что гранитоидный расплав образовался путем магматического замещения зеленосланцевых толщ нижнего палеозоя, слагающих основание краевых прогибов. Секущее положение массивов по отношению к частным структурам,

крутые рвущие контакты, а также директивные текстуры в породах фации эндоконтакта позволяют утверждать, что расплав перемещался от места зарождения в верхние структурные этажи.

Состав начальной магмы тарбагатайского комплекса соответствовал, вероятно, гранодиориту-тоналиту. Важная особенность состава этих расплавов – бедность калием, содержание которого в среднем составляет 2,6 вес. % (в андезитах K_2O = 2,2). Изменение состава расплавов шло по пути увеличения только кремнезема и натрия при постоянном содержании суммы щелочных металлов. Можно предполагать, что первичная мантийная выплавка, которая обеспечивала дальнейшее гранитообразование в сиалической коре, соответствовала по составу андезитам, и магмагенерирующие флюиды были существенно натровыми. Доказательством этого – не только особенности состава гранитоидов (низкое содержание кали-натрового полевого шпата), но и минеральные ассоциации контактово-измененных пород, наблюдаемых вокруг массивов тарбагатайского комплекса. В этих ассоциациях никогда не присутствует кали-натровый полевой шпат, и наиболее часто встречается парагенезис $Пл_{25}$ + *Ро* + *Би* + *(Кв)* или $Пл_{25}$ + *Би* + *Кв*.

Возможная генетическая связь гранитоидов тарбагатайского комплекса с андезитовым магматизмом подтверждается их близкой геохимической специализацией. Как в тех, так и в других содержание таких элементов-примесей, как Be, Ni, Sn, Y, Pb и другие, ниже кларкового (Taylor, White, 1965). В целом для гранитоидов тарбагатайского комплекса по отношению ко всем остальным интрузивным породам Хангайского нагорья типична бедность элементами-примесями и более низкие (всегда ниже кларка) их содержания.

Эволюция состава гранитоидных расплавов тарбагатайского комплекса обусловлена, вероятно, взаимодействием их с потоком фильтрующихся флюидов. Остаточные расплавы обогащались кремнеземом и натрием, и при их кристаллизации образовались существенно плагиоклазовые граниты и плагиограниты (см. рис. 43).

Помимо изменения содержаний петрогенных окислов в породах от ранних фаз к поздним фиксируется также вполне определенная эволюция состава элементов-примесей. Наблюдается закономерное уменьшение содержаний Ti, Cr, Ni, V, Zn от кварцевых диоритов и гранодиоритов к плагиогранитам.

На происхождение более основных пород фации эндоконтактов, обычно сопровождающих гранитные интрузивы, до сих пор нет единого мнения. Считается, что они могут возникнуть в результате ассимиляции или гранитизации вмещающих пород основного состава. Гранитоиды тарбагатайского комплекса контактируют как с метаморфизованными эффузивами основного состава, так и с терригенными породами, однако состав пород фации эндоконтактов достаточно близкий. Поэтому можно сделать вывод, что, хотя ассимиляция материала вмещающих пород и имела место, не она определила особенности состава гранитоидов эндоконтактовых фаций. Вероятнее всего, краевые зоны, кристаллизовавшиеся раньше, чем центральные части массива, были близки по составу первичному расплаву. Кристаллизация его началась при температуре > 700°С (ориентировочная оценка, основанная на сопоставлении с температурами равновесия роговая обманка – биотит из гранодиоритов других комплексов) в условиях неполного насыщения водой. Об этом свидетельствует наличие ранних пятнисто-зональных кристаллов плагиоклаза и ассоциирующих с ними кристаллов моноклинного пироксена. При внедрении в более высокие горизонты растворимость воды в расплаве уменьшалась, и дальнейшая кристаллизация шла уже из насыщенного водой расплава. Последовательная смена минеральных парагенезисов ($Пл_{50-40}$ + *Кр* → $Пл_{40-28}$ + *Ро* → $Пл_{28-20}$ + *Би*) отвечает линии котектической кристаллизации умеренно кислого расплава нормальной щелочности. Точка состава остаточного расплава близка к линии котектики *Ан-Кв* в четверной системе *Кв-Ан-Ор-Аб*, при P_{H_2O} = 2 кбар в проекции на грань *Ан-Ор-Кв* (рис. 43, *1*).

Косвенным указанием на то, что температуры гранитоидных расплавов этого комплекса превышали 700°С, является наличие в узкой экзоконтактовой зоне

роговиков, минеральные парагенезисы которых соответствуют пироксен-роговиковой фации контактового метаморфизма, образующейся при температурах около 700°С (Ревердатто, 1970).

Окислительно-восстановительные условия существования гранитоидных расплавов тарбагатайского комплекса отличались от таковых для расплавов других комплексов. Коэффициент окисленности железа этих гранитоидов выше, чем коэффициент окисленности железа гранодиоритов хангайского, тем более эгиндабинского комплекса. Максимальных значений он достигает в породах I фазы, снижаясь по мере возрастания кислотности в породах последующих фаз.

Высокая степень окисленности железа (максимальная среди всех биотитов) фиксируется в биотитах из гранодиоритов тарбагатайского комплекса. Степень окисленности железа в биотитах зависит от фугитивности кислорода и температуры (Wones, Eugster, 1965) и увеличивается по мере их возрастания. Очевидно, что эти параметры гранодиорит-тоналитовых расплавов были отличными от таковых других комплексов. О высокой активности кислорода свидетельствуют также и максимальные для гранитоидов Хангайского нагорья содержания магнетита в породах тарбагатайского комплекса.

Состав биотита из гранодиоритов по железистости и глиноземистости хорошо сопоставим с составом биотитов гранитоидов фации умеренной глубинности, что свидетельствует о близких условиях их кристаллизации. Анализируя мощности отложений в пределах прогиба, которые залегают стратиграфически выше прорываемых гранитоидами тарбагатайского комплекса, можно предполагать, что последние формировались на глубинах около 7 км.

Таким образом, гранитоиды тарбагатайского комплекса возникли из расплавов умеренно кислого состава, бедных калием, эволюция которых шла по линии увеличения кислотности и натровости. Интрузивы формировались в условиях умеренных глубин из расплавов, в целом насыщенных водой, при температурах более 700°С.

Происхождение гранитоидов хангайского комплекса. Мощное гранитообразование во внутреннем прогибе и его обрамлении было, вероятно, связано со складкообразовательными движениями в его пределах и привело к формированию гранодиорит-гранитных расплавов хангайского комплекса.

Первичный расплав, из которого формировались интрузивные породы этого комплекса, по составу был близок, вероятно, адамеллиту и по сравнению с расплавами тарбагатайского содержал больше кремнезема, щелочей (особенно калия) и меньше кальция и магния. Магматическому замещению подвергались, по-видимому, породы разного состава (древние гранитоиды и осадочно-метаморфические толщи нижнего палеозоя и докембрия, а также, возможно, и терригенные породы нижних горизонтов хангайской серии), однако это не привело к существенным различиям химизма образовавшихся гранитоидов. Этот факт свидетельствует, что процессы гранитизации прошли достаточно полно, и расплавы независимо от состава гранитизируемых толщ приблизились к котектическим для данных давлений и температур. Независимость состава гранитоидов, возникших путем магматического замещения, от состава песчано-сланцевых толщ доказана в работе А.А. Алабиной и других (1972), исследовавших гранитоидные массивы Алтая (Нарымский батолит, группа Колыванских и Ялованских плутонов). На основании более чем 120 химических анализов гранитов и вмещающих их пород они убедительно показали, что содержания большинства петрогенных окислов в тех и других значимо разные. Кроме того, эти авторы сопоставляли составы пород, вмещающих разные массивы, и выяснилось, что значимые различия содержаний петрогенных окислов вмещающих пород не соответствуют значимым различиям тех же окислов гранитоидов. По мнению авторов, разный состав гранитоидов определяется факторами эндогенного характера.

Д.С. Коржинский (1946) считает, что магмагенерирующие флюиды имеют сложный состав и обычно содержат калий, натрий, воду, углекислоту и другие компо-

ненты. Однако в каждом конкретном случае состав флюидов, видимо, может быть достаточно различным. Например, для образования гранитов Камчатки А.А. Маракушев (1971_2) доказывает необходимость привноса натрия, так как глинистые сланцы бедны им, а продукты их метаморфизма (плагиогнейсы, плагиограниты) содержат значительное его количество. В то же время в нормальных микроклиновых гранитах Камчатки содержание K_2O близко содержанию его в глинистых сланцах (в первых 4,1, во вторых – 3,6%) и поэтому для предположения о существовании глубинных источников калия нет основания (хотя этот вопрос, как считает сам автор, требует дальнейшего изучения).

По данным И.Б. Филипповой (1969), в составе зеленых сланцев нижнего палеозоя, а также полимиктовых и граувакковых песчаников низов хангайской серии калиевый полевой шпат либо отсутствует, либо имеется в незначительных количествах. Эти породы состоят из плагиоклаза, хлорита, кварца и обломков эффузивов среднего и основного, реже кислого состава. Таким образом, очевидно, что для образования гранитоидов хангайского комплекса количества калия, находящегося в гранитизируемых породах, недостаточно, и необходим привнос его из глубинных горизонтов. Доказательством иного химизма флюидов служит и появление в контактовом ореоле интрузивов (помимо плагиоклаза и биотита) также кали-натрового полевого шпата.

Химический потенциал калия во флюидах даже на ранних стадиях гранитизации был в некоторых случаях достаточно высок, что привело к образованию, помимо кварцевых диоритов обычного состава, разностей, содержащих до 10% кали-натрового полевого шпата (I фаза). Минеральные парагенезисы этих пород *Ро + КПш*, *Кп + Би* свидетельствуют о повышенной щелочности расплава, из которого они кристаллизовались. Возрастанию активности калия способствовала и сравнительно высокая основность пород (вследствие взаимного усиления оснований; Коржинский, 1959), что привело к расширению поля кристаллизации кали-натрового полевого шпата и ассоциации его с роговой обманкой.

Дальнейшее изменение состава расплавов во времени шло по пути увеличения содержания кремнезема, калия и меньше – натрия, что в целом свидетельствует об обычной эволюции гранитоидных магм при взаимодействии их с флюидами.

Экспериментами К.В. Бэрнема (1970) установлено, что отношение K/Na в расплавах всегда выше, чем то же отношение во флюиде, поэтому первые обогащаются калием при прохождении сквозь них флюидного потока. Возрастание содержания калия и натрия в расплавах поздних фаз хангайского комплекса связано с их полимеризацией при падении температуры в условиях высокого флюидного давления, препятствующего раскристаллизации. Образование все более "кислотных" силикатных комплексов обусловливает увеличение их химического сродства к электроположительным катионам – калию и натрию и обогащение ими остаточных расплавов (Маракушев, 1971_1).

Химический потенциал калия во флюидах был, вероятно, достаточно постоянен в течение всего времени формирования гранитоидов и даже в постмагматическую стадию, что привело к образованию поздних, несомненно, автометасоматических вкрапленников кали-натровых полевых шпатов, столь характерных для пород этого комплекса.

Основная геохимическая особенность гранитоидов хангайского комплекса – пониженное относительно кларкового содержание всех элементов-примесей. Кроме того, характерно отсутствие значимых различий количеств элементов-примесей по сравнению с близкими по составу породами других комплексов. В целом в гранодиоритах и гранитах хангайского комплекса набор и содержание элементов-примесей близки. Однако в процессе эволюции накапливались La и Zr, уменьшались содержания Ni, Co и V, а в лейкократовых гранитах практически исчезли примеси Cu и Zn. Указанная тенденция изменения содержаний элементов-примесей хорошо увязывается с эволюцией химического и минерального составов пород во времени, типичной для гранитоидов нормальной щелочности.

Температуры расплавов гранодиоритового состава в момент равновесной кристаллизации роговой обманки и биотита были близки 700°С. В процессе его эволюции последовательно снижались и температуры кристаллизации. Граниты образовались уже из расплавов, несколько более щелочных и низкотемпературных, чем гранодиориты, о чем свидетельствует меньшая глиноземистость биотита гранитов по сравнению с глиноземистостью биотитов гранодиоритов.

Закономерная смена наиболее часто встречающихся минеральных ассоциаций *Пл + Ро → Пл + Би → Би + КПШ → КПШ + Кв* свидетельствует о котектической кристаллизации гранитоидной магмы нормальной щелочности. Точка нормативного состава биотитовых гранитов близка к котектической линии *Ор–Кв* в системе *Ор-Аб-Ан-Кв* при P_{H_2O} = 2 кбар (проекция на грань *Ор-Кв-Аб)*, а точка состава лейкократовых гранитов лежит на этой линии вблизи тройного минимума (см. рис. 43). Этот факт свидетельствует, что весь ход эволюции расплавов хангайского комплекса в целом отвечает эволюции нормального гранитоидного расплава, стремящегося к тройной эвтектике (объем нормативных ортоклаза, альбита и кварца в лейкократовых гранитах составляет 90%). Близость состава лейкократовых гранитов к эвтектике (количество нормативного анортита ~7%) позволяет приблизительно оценить температуры их образования и парциальных давлений воды, исходя из экспериментальных данных по системам *Аб-Ор-Кв-H_2O*.

На основании экспериментов с системой такого состава С.А. Мос (Morse, 1970) определил, что начало плавления в ней происходит при температуре около 680°С и P_{H_2O} = 2,2 кбар, что на 1 кбар ниже давления воды, определенного О. Таттлом и Н. Боуэном (Tuttle, Bowen, 1958). С известным допущением можно предполагать, что кристаллизация лейкократовых гранитов происходила в близких условиях давлений воды (P_{H_2O} ~ 2 кбар) и температур (немного выше 680°, так как должно сказываться влияние анортитового компонента).

Особенности химизма минералов гранитоидов хангайского комплекса хорошо сопоставимы с таковыми для гранитоидов умеренных глубин. По сравнению с тарбагатайскими интрузивными породами хангайские формировались на несколько меньшей глубине (порядка 5–7 км), что доказывается прорыванием более высоких стратиграфических горизонтов. Таким образом, гранитоиды хангайского комплекса формировались из умеренно кислых расплавов нормальной щелочности, насыщенных водой, характеризующихся температурами около 700°С, в условиях умеренных глубин.

Происхождение гранитов шараусгольского комплекса. Лейкократовые граниты шараусгольского комплекса локализовались по границе Хангайского синклинория с раннекаледонскими складчатыми сооружениями. Область сочленения разновозрастных структур явилась благоприятной для проникновения глубинных флюидов, вызвавших мощное гранитообразование. Возникновение огромных масс гранитоидного материала анхиэвтектического состава было, видимо, облегчено еще и тем, что гранитизации подвергались ранние гранитоиды (например, в Западно-Хангайском батолите, где размещаются интрузивные породы кислого состава тэлминского и хангайского комплексов), содержащие в своем составе большую часть необходимых для образования гранитных расплавов компонентов.

Состав первичных расплавов был, вероятно, близок составу щелочных гранитов. Сумма нормативных кварца, альбита и ортоклаза составляет 92% объема гранитов, и поэтому их можно считать анхиэвтектическими.

Точка нормативного состава лейкократовых гранитов – наиболее широко распространенной разновидности пород шараусгольского комплекса – лежит несколько ниже котектической линии *Ор-Кв* при P_{H_2O} = 2 кбар в системе *Кв-Ор-Аб-Ан* (проекция на грань *Ор-Аб-Кв*), что свидетельствует о том, что давление воды в расплаве несколько превышало 2 кбар (см. рис. 43).

В связи с тем, что расплавы, по-видимому, были насыщены летучими, перемещение их в верхние горизонты если и имело место, то на незначительные расстоя-

ния, так как в противном случае при подъеме магмы растворимость воды уменьшилась бы, и часть ее должна была отделиться, что вызвало бы быструю кристаллизацию и образование мелкозернистых пород, не типичных для шараусгольского комплекса. Видимо, бóльшая часть расплавов кристаллизовалась вблизи места зарождения, так как трудно себе представить перемещение на большие расстояния таких огромных масс магматического материала.

Щелочность гранитных расплавов была нормальной или повышенной, о чем свидетельствует порядок кристаллизации минералов. В гранитах нормальной щелочности выделяются: первым – плагиоклаз, затем кали-натровый полевой шпат и кварц. В существенно калишпатовых гранитах кали-натровый полевой шпат выделяется раньше других минералов (сверхкотектический минерал), а расплавы, из которых он кристаллизовался, характеризовались повышенной щелочностью.

Кристаллизация происходила в условиях падения температуры, что проявилось в образовании зональных кристаллов кали-натровых полевых шпатов, в которых внутренняя часть обогащена пертитами, а внешняя – лишена их (ограниченная смесимость в системе *Ор-Ав* при уменьшении температуры).

Высокая степень окисленности железа в гранитах шараусгольского комплекса, максимальная среди всех гранитоидов Хангайского нагорья, – следствие высокой активности кислорода. Именно поэтому большая часть железа гранитов была связана в магнетите. Особенности химического состава биотитов – высокая железистость и низкая глиноземистость по сравнению с биотитами других комплексов – свидетельствуют также о кристаллизации его из расплавов несколько повышенной щелочности, богатых водой.

В связи с высокими парциальными давлениями воды в расплавах, а также составом, близким к эвтектике, температура их, очевидно, должна быть ниже температуры расплавов тарбагатайского и хангайского комплексов. В лейкократовых гранитах всегда присутствуют два полевых шпата, поэтому можно предполагать, что они кристаллизовались при температурах ниже максимума сольвуса, т.е. меньше 660° при P_{H_2O} = 2 кбар (Luth, Tuttle, 1966). Особенности минерального состава граносиентов эндоконтактовых фаций, состоящих только из кварца и кали-натрового полевого шпата с высоким содержанием альбитовой молекулы, свидетельствуют о более высоких (выше температуры максимума сольвуса при P_{H_2O} = = 2 кбар) температурах их кристаллизации по сравнению с лейкократовыми гранитами. Наиболее часто встречающиеся граносиениты эндоконтактовых фаций обогащены кали-натровым полевым шпатом, но плагиоклаз в них всегда присутствует. В этих породах фиксируется парагенезис кали-натрового полевого шпата с роговой обманкой, что свидетельствует о повышенной щелочности расплавов, из которых они кристаллизовались.

Для гранитов шараусгольского комплекса характерно пониженное против кларкового содержание элементов-примесей. Важной особенностью существенно калишпатовых гранитов является практическое отсутствие в них таких элементов, как Cr, Ni, V, Sn, Cu, Nb, Y, Zn и Be. Это объясняется, с одной стороны, ограниченной возможностью вхождения части этих элементов в кали-натровый полевой шпат, а с другой – повышенной щелочностью расплава, обусловившей появление устойчивых комплексных соединений редких элементов и способствовавшей их выносу.

Уровень становления шараусгольских гранитов, по-видимому, близок к глубинам формирования гранитоидов хангайского, т.е. на глубинах порядка 5–7 км. Это предположение подтверждают особенности состава минералов и структурного состояния, соответствующего особенностям минералов гранитоидов умеренных глубин. Температуры становления лейкократовых гранитов были ниже, чем таковые гранитов хангайского комплекса, и ориентировочно оцениваются в 650–670°, а давление воды несколько превышало 2 кбар. О более низких температурах расплавов свидетельствуют также сравнительно узкие экзоконтактовые ореолы измененных пород, метаморфизованных в основном в условиях роговобманково-роговиковой и альбит-эпидот-роговиковой фаций метаморфизма.

Таким образом, к концу верхнего палеозоя интенсивность проявления гранитного магматизма достигла максимума. Однако гранитообразование уже шло в условиях более низких температур по сравнению с ранними этапами, что свидетельствует о затухании гранитообразования.

Происхождение гранитоидов эгиндабинского комплекса. Становление гранитоидов эгиндабинского комплекса связано с этапом активизации Хангайского синклинория в мезозойское время, представлявшего собой уже достаточно жесткую, консолидированную глыбу. Поэтому интенсивные движения этого этапа проявились в образовании глубинных расколов, секущих палеозойские структуры. Гранитоиды эгиндабинского комплекса приурочены к этим расколам, что и обусловило особенности их состава и формирования.

Гранодиориты и кварцевые диориты I и граниты II фаз достаточно контрастны по составу, однако их объединяет повышенная щелочность, причем если гранодиориты от соответствующих разностей других комплексов отличаются повышенным содержанием натрия, то граниты –калия. Повышенная щелочность вообще характерна для интрузивных образований консолидированных областей, что объясняется их связью с более глубинными зонами Земли. Важно подчеркнуть, что триасово-юрские эффузивы, локализующиеся в грабенах на продолжении Эгиндабинской системы разломов, также характеризуются повышенной щелочностью, и их состав соответствует составу трахибазальтов и трахиандезитов.

Гранодиориты и кварцевые диориты эгиндабинского комплекса зарождались, вероятно, на значительных глубинах, и затем расплав поднимался в верхние структурные этажи. Доказательством этому служат сложная, по крайней мере, двухэтапная кристаллизация расплава, причем образование ассоциации $Пл_{40-50}$ + *Кп* происходило из недосыщенной водой магмы, о чем свидетельствует резко выраженная зональность плагиоклаза, нередко пятнистая. При дальнейшем взаимодействии с флюидами расплав эволюционировал и начинали кристаллизоваться новые минеральные ассоциации – *Пл + Ро + Би + КПШ*. Парагенезис роговой обманки и калинатрового полевого шпата свидетельствует о повышенной щелочности расплава.

Важно подчеркнуть, что степень окисленности железа в гранодиоритах самая низкая по сравнению с таковой гранодиоритов других комплексов. Это, очевидно, также связано с большой глубиной их зарождения, где господствовали слабо окисленные флюиды, парциальное давление кислорода в которых было мало. Эта особенность нашла отражение в незначительных содержаниях магнетита в гранодиоритах эгиндабинского комплекса. Кроме того, как для роговых обманок, так и для биотитов этих пород также характерна низкая степень окисленности железа. Температуры рановесия этих минералов, определенные по распределению между ними Mg, Ti и Mn, лежат в интервале 670–720°С и являются наиболее высокими для гранитоидов Хангайского нагорья.

Геохимическая особенность пород эгиндабинского комплекса – повышенные против кларкового содержания Ti, Cr, Mn, Ni и V, что роднит их с производными основных магм.

Внедрение гранодиоритового расплава по глубинным расколам вызвало мощное гранитообразование (площадь развития гранитов в 5 раз превышает площадь гранодиоритов). Сопровождающие гранодиоритовую магму флюиды проникали по ослабленным зонам и производили гранитизацию, в результате чего образовалась широкая полоса мигматитов на северо-западном фланге массива. Состав флюидов во времени изменился, в них большую роль стал играть калий, но слабо окисленный характер флюидов сохранился (степень окисленности железа в гранитах еще ниже, чем в гранодиоритах; магнетита в них мало – вместо него образуется ильменит). Давление флюидной фазы в гранитных расплавах было достаточно велико $P_{H_2O} > 2$ кбар, что доказывается расположением точки среднего нормативного состава гранитов ниже котектической линии *Кв-Аб* при $P_{H_2O} = 2$ кбар (см. рис. 43).

При внедрении расплавов в верхние структурные этажи давление флюидной фазы превысило общее давление ($P_{H_2O} > P_{общ}$). Следствием явились быстрое отделение летучих и кристаллизация расплавов, в результате чего образовались мелкозернистые граниты с многочисленными мелкими миароловыми пустотами и пегматоидными обособлениями. Возможность такого "вскипания" расплавов доказана опытами К.В. Бэрнема (1970).

Высокое содержание флюидной фазы обусловило кристаллизацию кали-натровых полевых шпатов высокой степени триклинности, которые соответствуют максимальным микроклинам (Марфунин, 1962).

На такую же зависимость структурного состояния кали-натровых полевых шпатов от содержания воды указывал П. Регленд (Ragland, 1970), изучавший состав и степень упорядоченности этого минерала в гранодиоритах зонального массива в Техасе.

Температура равновесия кали-натровый полевой шпат-плагиоклаз эгиндабинских гранитов равна 540–570°С, что несколько превышает минимальные температуры, установленные по этому же равновесию для шараусгольских гранитов. Для последних, по сопоставлению с экспериментальными данными, температуры расплавов ориентировочно определены равными 650–670°, поэтому можно предположить, что температуры эгиндабинских гранитов были близки им и соответствовали 670–690°С.

Геохимическая специализация гранитов эгиндабинского комплекса отлична от таковой гранодиоритов; правда, в тех и других отмечаются повышенные против кларкового содержания Li и Sn.

Для гранитов характерно наличие примесей Nb, Y, La и Be и практическое отсутствие Ni и V, столь типичных для гранодиоритов. Такая геохимическая специализация роднит эгиндабинские граниты с мезозойскими гранитами Восточной Монголии, с которыми генетически связано редкометальное оруденение.

Можно лишь предполагать, что относительная глубина кристаллизации гранитоидных расплавов эгиндабинского комплекса была меньше глубины становления позднепалеозойских гранитоидов. Этот вывод делается на основании, во-первых, особенностей химизма роговых обманок, а во-вторых, того, что из гранитной магмы произошло отделение летучих, что возможно, по мнению К.В. Бэрнема (1970), для исходно ненасыщенных водой магм в интервале глубин 3–10 км.

На основании изложенного выше материала об условиях становления гранитоидов эгиндабинского комплекса можно предположить, что в результате активных тектонических движений мезозойского этапа, выразившихся в образовании глубинных расколов, создались условия для выплавки (возможно из верхних частей мантии) материала основного состава повышенной щелочности. По этим зонам повышенной проницаемости выплавки проникли в сиалическую кору, где под действием сопровождавших их флюидов началось мощное гранитообразование. Связь с глубинными зонами Земли обусловила иную геохимическую специализацию эгиндабинских гранитоидов по сравнению с позднепалеозойскими.

Таким образом, подводя итог описанию генезиса интрузивных пород Хангайского нагорья, можно сделать вывод, что ведущим процессом возникновения расплавов было магматическое замещение, осуществлявшееся потоками флюидов, состав которых закономерно менялся во времени. Образовавшиеся магматические расплавы испытывали перемещение, причем минимальное перемещение характерно для магм шараусгольского комплекса. В верхнем палеозое наиболее высокотемпературными (>700°С) были расплавы тарбагатайского комплекса. Они кристаллизовались, по-видимому, и на самых больших глубинах (около 7 км). Расплавы более поздних комплексов (хангайского и шараусгольского) характеризовались более низкими температурами (~ 700° и 660° соответственно) и формировались на глубинах порядка 5–7 км.

Изменение состава расплавов каждого комплекса во времени обусловлено эволюцией самих расплавов при взаимодействии их с флюидами, и состав расплавов приближался к составу гранитной эвтектики.

Становление всех интрузивных пород этого цикла происходило при $P_{общ}$ ~2 кбар и примерно равном давлении летучих. Во времени происходила закономерная смена существенно натровых гранитоидов нормальными кали-натровыми и, наконец, существенно калиевыми. Иными словами, все проявления интрузивного магматизма этого периода связаны единой линией эволюции. Формирование интрузивов происходило в условиях средних глубин из расплавов умереннокислого и кислого составов, реже – несколько повышенной щелочности.

Мезозойские гранитоиды резко отличаются от позднепалеозойских тем, что их формирование связано с более глубинными горизонтами Земли, что обусловило как щелочной характер флюидов, так и низкое парциальное давление кислорода. Расплавы повышенной щелочности перемещались в верхние структурные этажи, где давление летучих превосходило общее и расплавы "вскипали". Температуры гранодиоритовых магм этого комплекса наиболее высокие (~ 720^{o}), в то время как гранитных – около 680^{o}. Кристаллизация гранитного расплава происходила в менее глубинных условиях, чем соответственных магм близкого состава более ранних комплексов. Связь с глубинными зонами, а также высокое содержание летучих обусловили и иную геохимическую специализацию пород этого комплекса.

СРАВНЕНИЕ ХАРАКТЕРА ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА ПРОМЕЖУТОЧНЫХ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ЗОН И ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Как уже отмечалось, Хангайская терригенная геосинклиналь относится к категории промежуточных областей, являющихся обязательным структурным элементом складчатых поясов центральноазиатского типа. Необходимость выделения этого нового типа геосинклинальных областей (в противовес альпийскому типу) была убедительно показана в работах Л.П. Зоненшайна (1969, 1972). Эта идея нашла поддержку у многих ведущих советских геологов. В частности, А.В. Пейве (1972) разделяет геосинклинальные пояса на два типа: мозаичные (центральноазиатский тип) и линейные (альпийский тип).

В поперечном сечении Центрально-Азиатского складчатого пояса (I тип геосинклинальных зон) выделяются три палеотектонические области (в направлении от платформы)[1]: 1) внешняя; 2) промежуточная; 3) внутренняя (рис.48,*II*). Промежуточные области характеризуются гетерогенностью; в пределах областей выделяются зоны глубоких геосинклинальных прогибов и сопряженных с ними геоантиклинальных поднятий, отделяющих последние от внутренней эвгеосинклинальной зоны. По вещественному составу осадков, выполняющих геосинклинальные зоны промежуточных областей, они могут быть разделены на терригенные, карбонатные и вулканогенные (кислого состава). Однако независимо от состава слагающих пород они характеризуются: а) расположением во внутренних частях геосинклинальных систем; б) практическим отсутствием начальных вулканитов; в) длительно проявлявшимся процессом складкообразования, мигрирующим от краев структуры к центру; г) широко проявленным синорогенным и субсеквентным исключительно гранитоидным магматизмом; д) заложением на коре континентального типа.

Помимо перечисленных особенностей, терригенные зоны отличаются от эвгеосинклиналей вполне определенной металлогенической специализацией, что подчеркивает в своей работе Г.А. Твалчрелидзе (1967). В терригенных складчатых зонах широко распространены касситерит-вольфрамитовое, молибденовое и сфалерит-галенитовое оруденения. В них никогда не были отмечены даже рудопроявления хрома, платины и других сидерофильных элементов.

В геосинклиналях альпийского типа промежуточные области отсутствуют (рис. 48, *б*). Однако все геосинклинальные системы независимо от типа их строения "содержат в своей основе один и тот же главный элемент – эвгеосинклинальные зоны, т.е. такие зоны, в которых осуществляется связь поверхностных явлений с глубинными и которые обусловливают весь ход геосинклинального процесса" (Зоненшайн, 1972, с. 198).

В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса к числу промежуточных областей относятся – каледонская зона Западного Саяна, герцинская Джунгаро-Балхашская складчатая система (Центральный Казахстан), Хангай-Хэнтэйская, Идэрская, Хамсаринская и другие зоны. Общим для всех названных зон является широко проявленный в них сиалический магматизм.

---

[1] Краткая характеристика геосинклинальных поясов центральноазиатского типа дается по Л.П. Зоненшайну (1972).

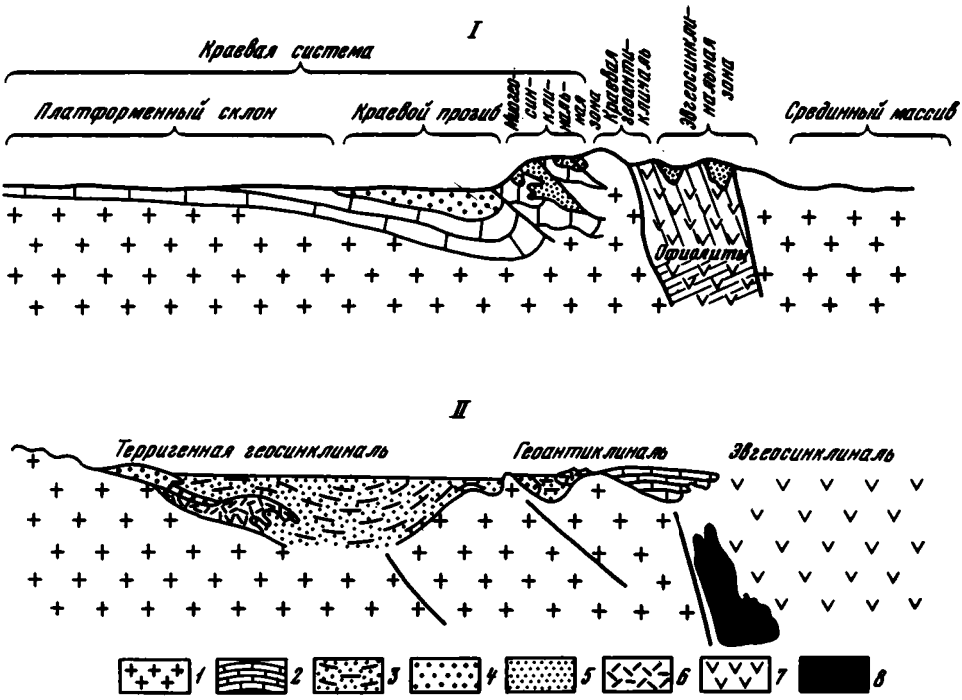


Рис. 48. Схема строения геосинклинальных областей альпийского (I) и центральноазиатского (II) типа (по Л.П. Зоненшайну, 1972)

1 – **консолидированное основание;** *2* – **карбонатные осадки;** *3* – **терригенные (турбидитные) осадки;** *4* – **грубообломочные осадки;** *5* – **ритмично-слоистые осадки (флиш);** *6* – **продукты андезитового вулканизма;** *7* – **продукты начального вулканизма;** *8* – **гипербазиты**

В связи с тем, что Хангайская зона относится к категории геосинклинальных зон промежуточных областей, представлялось интересным выяснить, с одной стороны, являются ли закономерности развития ее интрузивного магматизма типичными для таких зон вообще, а с другой – насколько отличен характер интрузивного магматизма, проявленный в эвгеосинклиналях (как альпийского, так и центральноазиатского типа).

Прежде чем перейти к сравнению интрузивного магматизма геосинклинальных зон разного типа, кратко остановимся на наиболее важных особенностях, присущих терригенной Хангайской геосинклинали, которые сводятся к следующему:

а) широкое распространение гранитоидного магматизма в пределах зоны и ее обрамления;

б) отсутствие интрузивов ультраосновного и основного составов;

в) приуроченность интрузивов разного возраста к определенным структурным элементам зоны;

г) закономерная смена во времени гранитоидов умеренно-кислого состава кислыми; увеличение роли калия в составе щелочей и железа в сумме магния и железа;

д) формирование интрузивов в условиях умеренных глубин.

Ниже в сравнении характера интрузивного магматизма разных геосинклинальных зон учтены только те комплексы, становление которых непосредственно связано с их развитием, т.е. для Хангайской зоны – тарбагатайский, хангайский и шараусгольский комплексы; эгиндабинский комплекс, возникший в этап активизации, здесь не рассматривается.

Для сравнения интрузивного магматизма геосинклинальных зон промежуточных областей была выбрана Джунгаро-Балхашская зона, так как она изучена достаточно полно и глубоко. Особенности геологического строения и тектонического развития этой зоны рассмотрены в работах А.А. Богданова (1965), В.Ф. Беспалова

(1954), Н.Г. Марковой (1963) и многих других. По данным этих исследователей, Джунгаро-Балхашская складчатая область в плане имеет овальную, несколько вытянутую в северо-западном направлении форму и окружена полями развития нижнепалеозойских и докембрийских толщ. По границе с ними широким распространением пользуются эффузивы преимущественно кислого состава, слагающие девонский вулканический пояс.

Важнейшая особенность описываемой зоны – вулканогенно-терригенный состав выполняющих ее толщ, формирование которых происходило от ордовика до перми. Только рифейско-кембрийский комплекс основания представлен вулканогенными и кремнистыми породами. Внутреннее строение этой складчатой области сложное – в ее составе выделяется несколько структурно-фациальных зон, характеризующихся различной историей развития.

В пределах Джунгаро-Балхашской области широко распространены интрузивные породы умеренно кислого и кислого составов. Вопросами изучения магматизма, связи его проявлений с определенными этапами развития, расчленения на возрастные группы занимались Г.И. Бедров, А.Г. Гокоев, В.С. Коптев-Дворников, В.К. Монич, О.С. Полковой, Т.В. Перекалина. В своей монографии Т.В. Перекалина (1966) обобщила огромный фактический материал по гранитоидному магматизму этой зоны и провела формационное расчленение гранитоидов. Краткая характеристика геологоструктурного положения, состава пород интрузивов и их формационной принадлежности приводится по данным этого автора, а особенности химизма пород разных интрузивных комплексов – по материалам, сведенным Е.В. Рыбалтовским (1969).

Среди гранитоидов герцинского тектоно-магматического цикла Джунгаро-Балхашской складчатой системы выделяются две формации: 1) гранодиоритовая (ранняя), 2) гранитная (поздняя).

1. Внедрение интрузивов гранодиоритовой формации происходило сразу после завершения главных складкообразовательных движений. Распределение гранодиоритовых массивов в целом закономерно: они локализуются в зоне сочленения герцинских и раннекаледонских структур, а в пределах герцинской – по границам структурно-фациальных зон. Площадь интрузивов этой формации – первые сотни квадратных километров. Состав пород довольно пестрый: от габбро-диоритов до плагиогранитов, связанных постепенными переходами; однако наиболее распространенной разновидностью являются гранодиориты. Чередование пород происходит независимо от близости к контакту и в целом незакономерно. В эндоконтактовой зоне отмечаются как гипогенные ксенолиты, так и ксенолиты вмещающих пород, однако количество их невелико. Ширина ореола контактово-измененных пород вокруг массивов гранодиоритов не превышает 1 км; изменения вмещающих пород выражаются в ороговиковании. По мнению Т.В. Перекалиной, процессы гибридизма не играли большой роли при образовании гранодиоритовых расплавов. Все разновидности пород формации возникли в процессе последовательной кристаллизации умеренно кислых расплавов при их охлаждении в гипабиссальных условиях.

В составе позднеорогенной гранодиоритовой формации объединены два интрузивных комплекса – балхашский (C_1) и топарский (C_2), причем породы первого комплекса часто милонитизированы и перекристаллизованы. Топарские гранитоиды распространены шире, чем балхашские, и подверглись значительно меньшему изменению.

2. Гранитная формация является посторогенной. Внедрение гранитных интрузивов отделено от главной фазы складчатости значительным промежутком времени. Формация гетерогенна, и в ее составе выделяются две субформации: а) субформация биотитовых и лейкократовых гранитов (калдырминский комплекс, C_3) и б) субформация аляскитовых и субщелочных гранитов (акчатауский комплекс, P_1).

а) Интрузивные породы первой субформации развиты наиболее широко среди герцинских гранитоидов в Джунгаро-Балхашской области. Они слагают крупные массивы (500–700 км^2) как во внутренних частях структурно-фациальных зон, так и по их границам. Самыми распространенными породами формации являются

биотитовые и лейкократовые граниты. В эндоконтактовых зонах иногда наблюдаются роговообманково-биотитовые гранодиориты. Вокруг массивов гранитов фиксируется ореол (первые сотни метров) пироксеновых и роговообманково-биотитовых роговиков. Очень типично для субформаций обилие даек как кислого, так и основного составов.

Биотитовые граниты образовались из достаточного однообразных кислых расплавов, кристаллизовавшихся на небольшой глубине. В постмагматическую стадию широко проявились процессы калиевого метасоматоза, приведшие к возникновению в гранитах порфирокластов микроклина.

б) Интрузивы аляскитовых и субщелочных гранитов второй субформации распространены гораздо меньше, чем первой. Распределение их не связано с определенными тектоническими элементами. Аляскитовые граниты завершают герцинский тектоно-магматический цикл. Большая часть массивов этой субформации сложена весьма однообразными аляскитами. Важно подчеркнуть, что интрузивы этих пород часто связаны с кольцевыми дайками и вулканическими аппаратами и являются типичными плутонами эпизоны. Контактовый метаморфизм вокруг массивов аляскитовых гранитов проявлен слабо (ширина зоны составляет первые метры) и выражается в ороговиковании. Аляскитовые граниты кристаллизовались на малых глубинах из кислых однородных магм, обогащенных кремнеземом и щелочами.

Итак, в Джунгаро-Балхашской складчатой системе широко развит герцинский интрузивный гранитоидный магматизм. Изменение состава гранитоидов во времени закономерно: умеренно кислые гранитоиды (гранодиоритовая формация) сменяется кислыми с существенным содержанием щелочей (гранитная формация).

Таким образом, как в Хангайском синклинории, так и в Джунгаро-Балхашской складчатой системе, очень широко проявлен гранитоидный интрузивный магматизм, причем направленность изменения химизма интрузивных пород во времени одинакова. Условия формирования интрузивов были разными. Если в Хангайском синклинории они кристаллизовались в условиях умеренных глубин, то в Джунгаро-Балхашской системе – малых глубин.

Примером эвгеосинклинальных зон в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса может служить Гобийско-Хинганская эвгеосинклинальная зона, входящая в состав Южно-Монгольской складчатой системы. Эта узкая протяженная зона прослеживается от Гобийского Алтая до Хингана в виде пологой дуги, выпуклой к югу. Для сравнения выбрана центральная часть этой зоны, известная в литературе под названием Эдэргэниннуринской (Амантов и др., 1970; Хасин, 1971).

Зона характеризуется резко выраженным гетерогенным строением: вкрест простирания чередуются узкие впадины и поднятия[1]. Важная отличительная черта зоны – широкое развитие начальных вулканитов. Геосинклинальный комплекс (силур – нижний карбон) представлен зеленокаменно-измененными диабазами, порфиритами, кремнистыми сланцами, которые в верхних частях разреза сменяются терригенными породами. Такой набор формаций геосинклинального этапа является типичным для эвгеосинклинальных зон вообще.

Орогенный комплекс (C_{2-3}) сложен эффузивами кислого и среднего состава и грубообломочными молассами.

Для Эдэргэниннуринской зоны характерна линейная складчато-блоковая структура, осложненная продольными разломами субширотного простирания. Последние играют важную роль, не только разделяя структурно-фациальные зоны, но и контролируя размещение почти всех интрузивных образований.

Интрузивный магматизм в пределах этой зоны проявлялся начиная от ранних стадий развития до орогенного этапа включительно.

Наиболее древними интрузивными образованиями являются гипербазиты и ассоциирующие с ними габбро, которые локализуются среди полей развития спилит-диабазовой и кремнисто-сланцевой толщ силура. Мелкие согласные линзовидные и пластообразные тела их тяготеют к Добунгин-Нуринской субширотной системе

---

[1] Описание зоны дается по материалам А.К. Уфлянда, И.Б. Филипповой, М.В. Чехович.

разломов. Не исключено, что кроме силурийских гипербазитов, имеются и девонские ультраосновные породы.

Самыми ранними гранитоидными образованиями Эдэргэниннуринской зоны являются мелкозернистые гнейсовидные граниты, которые слагают серию лентовидных тел (протяженность 10–25, ширина 0,5–3 км) в полосе развития прогрессивно метаморфизованных пород силура. Эти тела окружены ореолом мигматитов и возникли, очевидно, в результате процессов гранитизации. Гнейсовидные граниты являются типичными представителями синорогенных интрузий, так как участвуют в складчатости вместе с вмещающими их породами.

Наиболее широко в описываемой зоне проявился гранитоидный интрузивный магматизм позднепалеозойского возраста, связанный с заключительными этапами развития геосинклинали. В настоящее время принято довольно грубое расчленение всех интрузий этого возраста на каменноугольные и пермские (Геология МНР, т. 2, 1973).

Гранитоиды каменноугольного возраста в пределах зоны выделены в заалтайский комплекс. Интрузивы, сложенные породами этого комплекса, обычно вытянуты в субширотном направлении и контролируются протяженными разломами того же простирания. Площадь массивов от первых сотен до 1200 км^2; примером наиболее крупных массивов является Заалтайский батолит. Общей особенностью пород комплекса является существенно плагиоклазовый их состав. Наиболее часто встречаются гранодиориты, тоналиты, кварцевые диориты, а также биотитовые и лейкократовые граниты. Для большинства массивов характерно сложное многофазное строение. Они окружены довольно широким (500–1500 м) ореолом биотитовых роговиков. Процессы гибридизма играли весьма незначительную роль при формировании пород комплекса. Становление его происходило сразу после основных складкообразовательных движений, происшедших в эвгеосинклинальном прогибе.

Гранитоиды пермского возраста объединены в южно-монгольский комплекс. Ими сложены как мелкие трещинные тела, так и крупные батолитоподобные массивы площадью 200–600 км^2 (Эдэргэни-Нуру, Цаган-Богдо и другие), в целом согласные с генеральным планом дислокаций, но резко дискордантные к частным структурам. Они прорывают не только все палеозойские толщи, но и пермские липаритовые порфиры, с которыми генетически связаны. В составе комплекса наиболее распространены граниты, адамеллиты и субщелочные граниты и граносиениты. Последние обычно локализуются в краевых частях массивов и характеризуются несколько повышенной щелочностью. Именно для граносиенитов доказана комагматичность с эффузивами кислого состава. Контактовый метаморфизм вокруг пермских интрузивов проявлен слабо. Предполагается, что они формировались в гипабиссальных условиях. Гранитные интрузии южномонгольского комплекса и комагматичные им эффузивы представляют собой типичную вулканоплутоническую формацию, становление которой происходило в орогенный этап развития зоны.

Таким образом, в эвгеосинклинальной Эдэргэниннуринской зоне интрузивный магматизм проявлен на всех этапах ее развития. Ультраосновной и основной магматизм ранних стадий сменился слабо выраженным синорогенным гранитоидным магматизмом, сопряженным с прогрессивным региональным метаморфизмом нижнепалеозойских толщ. В более поздние этапы формировались только гранитоидные интрузии, состав пород которых менялся от умеренно кислого до кислого с несколько повышенной щелочностью.

Классическим примером линейных геосинклинальных зон (альпийский тип) с обильно проявленным вулканизмом основного состава является герцинская Уральская складчатая область.

Для сопоставления были взяты две наиболее характерные и изученные структурно-фациальные зоны Урала: Магнитогорский синклинорий и Восточно-Уральское поднятие. Как известно, в Магнитогорском синклинории широко развиты зеленокаменно-измененные эффузивы основного состава, сопровождающиеся телами и массивами габброидов и ультраосновных пород. Восточно-Уральское под-

нятие в ордовике и раннем девоне составляло единое целое с Магнитогорским и Восточно-Уральским прогибами, и в нем также происходило накопление основных эффузивов; только в нижнем девоне Восточно-Уральское поднятие оформилось "в слабо положительную структуру" (Геология СССР, т. XII, 1969), а затем снова в его пределах происходило осадконакопление, но уже фаций существенно иного состава: терригенных и карбонатных.

И.Д. Соболев (1963_1) считает, что на Урале проявились четыре тектоно-магматических цикла (нижнепротерозойский, нижнепалеозойский, средне-верхнепалеозойский и, наконец, мезокайнозойский). Наиболее интенсивным циклом является средне-верхнепалеозойский или герцинский, в котором И.Д. Соболев выделяет три перидотитовые, три габбро- и габбро-плагиогранитные и одну гранитную, так называемую верхнепалеозойскую формации. Первые шесть формаций связаны с ранними и зрелыми стадиями развития геосинклинали; гранитная – с периодом инверсии.

В ранний период развития в Магнитогорском синклинории были широко развиты габбро-плагиогранитные интрузии магнитогорского комплекса. Г.Б. Ферштатер (1966) описывает гранитоиды этого комплекса, как типичные гипабиссальные интрузивные тела, генетически связанные с габброидами и характеризующиеся весьма специфическими особенностями (состав минералов, структура, набор элементов-примесей).

С периодом инверсии уральские геологи связывают становление так называемой верхнепалеозойской гранитной формации Урала. Гранитоиды этой формации сосредоточены в основном в Восточно-Уральском поднятии и лишь незначительно заходят в восточную часть Магнитогорского синклинория. Такая структурная приуроченность кислых интрузий к зонам поднятий типична для геосинклиналей альпийского типа (Кэй, 1955; Обуэн, 1967; Штилле, 1964).

В состав Уральской верхнепалеозойской формации И.Д. Соболев (1963_2) включает (в возрастной последовательности от ранней) гранодиоритовую, гранитную и аляскитовую субформации. С гранитной формацией генетически связана субформация щелочных пород (Свяжин, Левин, 1969). Б.К. Львов и М.П. Кетрис (1969) предлагают более конкретное деление на комплексы (в той же последовательности): пластовский, степнинско-неплюевский и джабыкско-санарский.

1. Пластовский комплекс (среднекаменноугольный) представлен гранодиоритами, тоналитами, кварцевыми диоритами и плагиогранитами, в составе которых плагиоклаз резко доминирует над кали-натровым полевым шпатом. Они слагают сильно удлиненные массивы, приуроченные к субмеридиональным разломам. Наиболее крупными из интрузивов являются Пластовский, Андреевский, Кособродский. Они сопровождаются полями гранито-гнейсов, полосчатых плагиогранитов, кристаллических сланцев и мигматитов. В образовании плагиогранитов этого комплекса, по мнению В.М. Яновского (1969), большую роль играли процессы гранитизации.

2. Степнинско-неплюевский комплекс (граница карбона и перми) представлен гранодиоритами, кварцевыми диоритами, сиенито-диоритами, граносиенитами и гранитами, причем разновидности наиболее кислого состава слагают периферические части интрузивов. Перечисленные породы участвуют в строении крупных (площадь составляет первые сотни квадратных километров) дискордантных массивов (Степнинский, Верхотурско-Верх-Исетский, Сосьвинско-Коневский, Адамовско-Мугоджарский). Размещение их контролируется субмеридиональными разломами, секущими крылья брахиантиклиналей. Степнинско-неплюевский комплекс является двухфазным: первая фаза представлена породами более основного состава, в формировании которых важную роль играли процессы гибридизма. Граниты второй фазы имеют более выдержанный состав и часто порфировидные.

3. Массивы джабыкско-санарского комплекса (пермь) сложены весьма однообразными микроклиновыми биотитовыми и двуслюдяными гранитами, иногда порфировидными. Интрузивы характеризуются простым строением и, по определению Б.К. Львова и М.П. Кетрис, являются диапирическими плутонами, приуроченными к брахиантиклинальным поднятиям (Борисовский, Санарский, Чесминский).

Таблица 42

Сравнительная характеристика и состав пород гранитоидных

Тип геосинклинального пояса	Тип зоны	Формация геосинклинального этапа	Региональная структура	Интрузивная формация	Комплекс	Этап тектонического развития
Центральноазиатский	Промежуточная геосинклиналь	Терригенные	Хангайский синклинорий	Тоналит-гранодиорит-плагиогранитная	Тарбагатайский	Заключительные складкообразовательные движения
				Гранодиорит-гранитная	Хангайский	То же
				Лейкократовых гранитов	Шараусгольский	Орогенный
	Промежуточная геосинклиналь	Терригенные, вулканиты кислого состава	Джунгаро-Балхашская система	Гранодиоритовая	Топарский	Заключительные складкообразовательные движения
				Биотитовых гранитов	Калдырминский	Орогенный
				Аляскитовых гранитов	Акчатауский	
	Эвгеосинклиналь	Эффузивы основного состава	Эдэргэ-Иннигринская зона	Тоналит-гранодиоритовая	Заалтайский	Заключительные складкообразовательные движения
				Адамеллит-гранитная	Южно-монгольский	Орогенный
Альпийский	Эвгеосинклиналь	Эффузивы основного состава	Восточно-Уральское поднятие	Тоналит-плагиогранитная	Пластовский	Инверсия геосинклинального режима
				Гранодиорит-гранитная	Степнинско-неплюевский	
				Микроклиновых гранитов	Джабыкско-санарский	

* Данные Е.В. Рыбалтовского (1969).
** Данные Р.А. Хасина, Ю.А. Борзаковского (1971).
*** Материалы М.П. Кетрис, Б.К. Львова (1968) – средние содержания.

В эндоконтактовых зонах граниты характеризуются изменчивыми текстурно-структурными особенностями (крупнозернистые, мелкозернистые, иногда резко порфировидные разновидности) и содержат большое количество ксенолитов. Вокруг массивов джабыкско-санарского комплекса развиты гнейсы и кристаллические сланцы, нередко микроклинизированные.

Высказываются разные точки на происхождение пород верхнепалеозойской гранитной формации Урала: а) плавление нижних частей сиалической коры; б) контаминация базальтовой магмы материалом кислого состава; в) гранитизация вмещающих толщ.

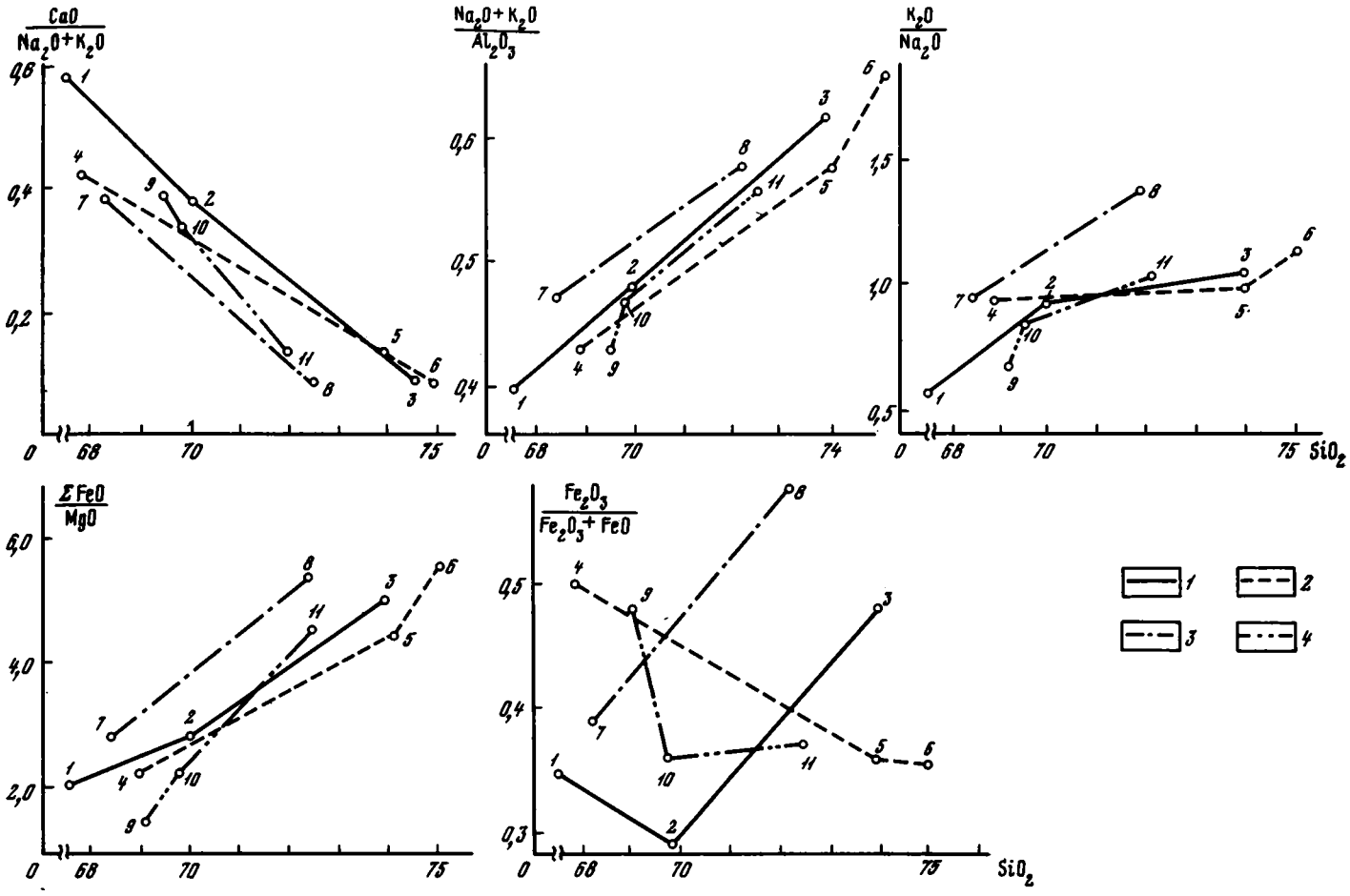
Таким образом, в Уральской эвгеосинклинальной складчатой области фиксируется точно такая же закономерная смена во времени состава интрузивных пород,

формаций геосинклинальных зон разного типа

Возраст	Номер комплекса	Число анализов	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Pz_3^1	1	17	67,3	0,3	15,8	1,5	2,8	0,1	2,0	3,8	3,9	2,5
Pz_3^1	2	43	69,6	0,5	15,1	1,1	2,5	0,1	1,2	2,8	3,5	3,6
Pz_3^2	3	25	74,3	0,2	13,6	1,0	1,1	0,1	0,4	0,9	3,9	4,5
C_2	4	146*	67,8	0,5	14,8	2,1	2,2	0,1	2,0	3,1	3,6	3,8
C_3	5	152*	74,0	0,2	13,6	1,1	1,1	0,1	0,5	1,1	3,7	4,3
P_1	6	189*	75,3	0,1	13,0	0,7	1,4	0,1	0,4	0,7	3,7	4,6
C	7	13**	68,9	0,4	14,9	1,7	2,6	0,1	1,4	2,9	3,5	3,6
P	8	37**	73,0	0,2	13,9	1,5	1,0	0,1	0,5	1,4	3,5	4,9
C_1	9	***	69,3	0,3	15,9	1,4	1,6	0,1	1,7	2,7	4,1	2,9
C_{2-3}	10	***	69,9	0,4	15,5	1,0	1,8	0,1	1,3	2,5	3,8	3,7
P_1	11	***	72,9	0,2	14,9	0,7	1,2	0,1	0,4	1,2	3,9	4,5

что и в Гобийско-Хинганской, т.е. ультраосновной и основной магматизм ранних и зрелых стадий развития геосинклинали сменяется на поздних этапах гранитным.

Даже беглое сравнение описанных выше зон показывает, что по характеру интрузивного магматизма близки, с одной стороны, Хангайский синклинорий и Джунгаро-Балхашская складчатая область (промежуточные геосинклинальные зоны), а с другой – Эдэргэниннуринская и Уральская (эвгеосинклинали). В последних (в эвгеосинклиналях) всегда проявлен магматизм ранних этапов развития, выразившийся в образовании многочисленных мелких тел ультраосновных и основных пород. В промежуточных геосинклиналях породы такого состава отсутствуют. В этом одно из главных отличий интрузивного магматизма геосинклинальных зон разного типа. Этот вывод не нов и сделан целым рядом исследователей (Твалчрелидзе,


CaO / Na2O+K2O
0,6
0,4
0,2
0
68
70
75
Na2O+K2O / Al2O3
0,6
0,5
0,4
0
68
70
74
K2O / Na2O
1,5
1,0
0,5
0
68
70
75
SiO2
ΣFeO / MgO
6,0
4,0
2,0
0
68
70
75
Fe2O3 / Fe2O3+FeO
0,5
0,4
0,3
0
68
70
75
SiO2
1
2
3
4

1966; Зоненшайн, 1969 и др.). Обилие интрузивных пород основного и ультраосновного составов, которые образовались на начальных этапах развития эвгеосинклиналей, объясняется, вероятно, тем, что они были заложены на коре океанического типа (Зоненшайн, 1969; Пейве, 1972). На заключительных этапах развития зон обоих типов широко проявлен только гранитоидный магматизм, что свидетельствует, по-видимому, о том, что в этот период в эвгеосинклиналях формируется кора континентального типа.

Логично предположить, что столь разные по проявлению магматизма начальных этапов развития зоны останутся таковыми и на конечных стадиях. Иными словами – представлялось, что гранитоидный магматизм промежуточных областей и эвгеосинклиналей должен быть различным. Для выяснения этого вопроса было проведено сопоставление петрографического и химического составов гранитоидных пород, охарактеризованных выше геосинклинальных зон. Сопоставление производилось по возрастным группам, которые четко выделяются в пределах каждой складчатой области.

В каждой из них самые ранние гранитоиды представлены тоналитами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и плагиогранитами (тарбагатайский, топарский, заалтайский и пластовский комплексы). Отличительной чертой этих пород является резкое преобладание плагиоклаза в составе полевых шпатов. Кроме того, для них характерна пестрота составов и приуроченность разновидностей более основного состава к эндоконтактовым зонам. Массивы этих гранитоидов располагаются в целом согласно с общим структурным планом и размещение их, как правило, контролируется продольными разрывными нарушениями.

Помимо общих черт, типичных для ранних гранитоидов из разных геосинклинальных зон, они имеют и ряд отличий. Так, гранитоиды пластовского комплекса (Урал) характеризуются непостоянством состава, и массивы их окружены ореолом плагиогранито-гнейсов. В Центральном Казахстане интрузивы топарского комплекса сопровождаются только неширокими ореолами ороговикованных пород. Массивы тарбагатайского и заалтайского комплексов (Монголия) сложены породами достаточно выдержанного состава, и контактовый метаморфизм вокруг них проявлен интенсивно. Таким образом, очевидно, что в каждом конкретном случае эрозионным срезом вскрыты разные уровни гранитоидных массивов, и именно поэтому они характеризуются индивидуальными чертами, отражающими вполне определенные условия давлений и температур кристаллизации расплавов близкого состава. В условиях максимальных глубин формируются, по-видимому, породы пластовского комплекса; тарбагатайский и заалтайский формируются в условиях умеренных глубин, а становление пород топарского комплекса происходило, по мнению Т.В. Перекалиной (1966), в гипабиссальных условиях.

Следующая возрастная группа интрузивов сложена породами несколько более кислого состава, хотя кварцевые диориты и диориты изредка встречаются. Наиболее распространены гранодиориты и биотитовые, реже – лейкократовые граниты. К этой группе относятся гранитоиды хангайского, калдырминского и степнинско-неплюевского комплексов. Породы этой группы существенно отличаются от пород предыдущей тем, что в их составе кали-натровый полевой шпат играет существенную роль, и количество его лишь немного уступает или равно количеству плагиоклаза. Довольно часто в гранитоидах проявлен поздний калиевый автометасоматоз.

←

Рис. 49. Зависимость отношений содержаний породообразующих окислов от кремнекислотности гранитоидов геосинклинальных зон разного типа

I – гранитоиды Хангайского синклинория комплексов: *1* – тарбагатайского, *2* – хангайского, *3* – шараусгольского; II – гранитоиды Джунгаро-Балхашской складчатой области: 4 – топарский, *5* – калдырминский, *6* – акчатауский; III – гранитоиды Эдэргэниннуринской складчатой зоны: *7* – заалтайский, *8* – южно-монгольский; IV – гранитоиды Восточно-Уральского поднятия: *9* – пластовский, *10* – степнинско-неплюевский, *11* – джабыкско-санарский.

Цифры соответствуют номерам комплексов в табл. 42. Содержание окислов дано в весовых %

Связь интрузивов с разрывной тектоникой устанавливается далеко не всегда. Гранодиориты и граниты слагают крупные батолитоподобные многофазные массивы. В формировании пород степнинско-неплюевского комплекса (Урал), особенно I фазы, важную роль играли процессы гибридизма (Кетрис, Львов, 1968), в связи с чем состав их непостоянен. Массивы хангайского (Центральная Монголия) и калдырминского (Центральный Казахстан) комплексов сложены породами однообразного состава, причем если в первом гранодиориты и граниты распространены примерно одинаково, то во втором – преобладают биотитовые граниты.

Таким образом, и в этой возрастной группе интрузивные комплексы наряду с общими чертами имеют и индивидуальные особенности.

Во всех типах зон самые молодые интрузивные породы – лейкократовые и аляскитовые граниты, формирование которых завершает тектоно-магматические циклы. К их числу относятся граниты шараусгольского, акчатауского, южномонгольского и джабыкско-санарского комплексов. Размещение массивов не согласуется с общим структурным планом. Граниты отличаются постоянством состава, преобладанием кали-натрового полевого шпата над плагиоклазом, практическим отсутствием темноцветных. Однако условия становления их были различными. Массивы акчатауского комплекса часто сопровождаются кольцевыми дайками и связаны с вулканическими аппаратами, что свидетельствует об образовании их в гипабиссальных условиях (Перекалина, 1966). Вокруг массивов джабыкско-санарского комплекса фиксируются кристаллические сланцы и гнейсы – породы, типичные для контактовых ореолов абиссальных массивов. Интрузивы шараусгольского и южно-монгольского комплексов формировались, по-видимому, в условиях умеренных глубин.

Из приведенного сопоставления ясно, что независимо от типа геосинклинальных зон (промежуточные области, эвгеосинклинали) характер проявления и эволюция гранитоидного магматизма в них идентичны. В рассмотренных геосинклинальных зонах происходит закономерная смена во времени существенно плагиоклазовых гранитоидов нормальными плагиоклаз-калишпатовыми и, наконец, существенно калишпатовыми.

Еще четче одинаковая направленность эволюции составов гранитоидов проявлена в изменении их химизма (табл. 42). На диаграмме (рис. 49) хорошо видно, что содержания всех петрогенных окислов изменяются совершенно закономерно в зависимости от количества кремнезема, которое возрастает от ранних гранитоидов к поздним. Линии изменения их содержаний параллельны друг другу. Независимо от принадлежности гранитоидов к той или иной геосинклинальной зоне от ранних гранитоидов к поздним наряду с возрастанием содержания кремнезема увеличивается отношение суммы щелочей к алюминию, калия к натрию (особенно в орогенных гранитах) и железа к магнию. В том же направлении уменьшается отношение кальция к сумме щелочей. Степень окисленности железа в породах варьирует в широких пределах. Но эта особенность зависит не от состава расплавов, а от разных температурных и окислительно-восстановительных условий формирования пород, что, в общем, естественно, если учесть, что обстановка, в которой происходило их становление, в каждом конкретном случае была своеобразной.

Эволюция гранитного магматизма независимо от типа геосинклинальных зон идет в направлении приближения состава гранитоидов к составу гранитной эвтектики, т.е. увеличения в них кремнезема, щелочей и в их составе – калия и соответственного уменьшения магния, кальция и железа.

Сопоставление особенностей геохимической специализации пород в пределах выделенных групп показало, что они также близки. Для ранних гранитоидов (тарбагатайский, топарский, пластовский комплексы[1]) характерно некоторое обогащение элементами семейства железа (Ni, Co, V, Cr), а также медью и скандием (Рыбалтовский, 1969; Львов и др., 1969). Для поздних гранитоидов типична редкометальная специализация; в этих гранитах (шараусгольский, акчатауский, джа-

[1] Данными по геохимии гранитоидов Эдэргэнинчуринской зоны мы не располагаем.

быкско-санарский комплексы) концентрируются Pb, Sn и ряд других элементов. Промежуточную редкометально-полиметаллическую специализацию имеют гранитоиды средней возрастной группы хангайского, калдырминского и степнинско-неплюевского комплексов. Для этих пород характерен смешанный набор элементов-примесей, содержание которых обычно не превышает кларкового. В них концентрируются Ti, Mn, Pb и другие элементы.

Таким образом, и эволюция первичной геохимической специализации гранитоидов разных геосинклинальных зон в целом одинакова. На смену гранитоидов с повышенными содержаниями сидерофильных элементов приходят гранитоиды с полиметаллической и, наконец, редкометальной специализацией.

Сравнение характера интрузивного магматизма промежуточных геосинклинальных областей и эвгеосинклиналей позволяет сделать следующие выводы.

1. В промежуточных геосинклинальных областях не проявлен ультраосновной и основной магматизм ранних этапов.

2. В обоих типах геосинклинальных зон на завершающих стадиях их развития широко развит гранитоидный интрузивный магматизм.

3. Эволюция составов гранитоидов этой стадии однотипна и заключается в закономерной смене существенно натровых разновидностей нормальными кали-натровыми и, наконец, существенно калиевыми с одновременным ростом кремнекислотности.

4. Закономерно и изменение геохимической специализации гранитоидов: на ранних этапах в них концентрируются сидерофильные элементы, потом полиметаллы и на поздних – редкие металлы.

Основной вывод об одинаковом проявлении и эволюции гранитоидного магматизма геосинклинальных зон разного типа заставляет по-иному оценить роль глубинного вещества при формировании гранитоидов. Действительно, в настоящее время считается, что все гранитоиды независимо от способа их образования являются производными сиалической коры. Сама кора по составу гетерогенна, но тем не менее с удивительным постоянством рождает одинаковые возрастные ряды гранитоидов. Очевидно, что гранитообразование является одним из проявлений геосинклинального процесса, обусловленного причинами глубинного характера, и состав коры играет здесь хоть и важную, но отнюдь не главную роль.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В работе приведено первое описание интрузивного магматизма, проявленного в Хангайском нагорье, в тектоническом отношении представляющего собой крупную синклинорную структуру (Хангайский синклинорий), образовавшуюся в конце палеозоя на месте своеобразной геосинклинальной зоны, выполненной преимущественно терригенными формациями.

2. Интрузивные породы в терригенном Хангайском синклинории представлены исключительно гранитоидами позднепалеозойского и мезозойского возраста.

3. На основании установленных геологических взаимоотношений, особенностей петрографического, минерального и химического составов среди позднепалеозойских гранитоидов выделены три интрузивных комплекса (от ранних к позднему): тарбагатайский, хангайский и шараусгольский;

а) тоналит-гранодиорит-плагиогранитные интрузии тарбагатайского комплекса локализованы в пределах краевых поднятий синклинория и располагаются в целом согласно общему плану складчатых структур, по отношению к частным структурам они резко дискордантны. Массивы сложены в основном среднезернистыми гранодиоритами, тоналитами и плагиогранитами, в эндоконтактовых зонах развиты разности более основного состава – меланократовые гранодиориты, кварцевые диориты и диориты;

б) гранодиорит-гранитные массивы хангайского комплекса размещаются во внутренних частях синклинория, располагаясь согласно его простиранию, а также в его западном и северном обрамлении. Порфировидные гранодиориты и граниты, а также лейкократовые граниты мало меняются от центра к периферическим частям массивов;

в) однообразные лейкократовые граниты шараусгольского комплекса локализуются в зоне сочленения Хангайского синклинория с раннекаледонскими складчатыми сооружениями и слагают огромные площади;

г) вокруг всех массивов гранитоидов фиксируются поля контактово-измененных пород; вмещающие породы метаморфизованы в условиях роговообманково-роговиковой и альбит-эпидот-роговиковой фаций метаморфизма; в узких зонах непосредственно у контактов с гранитоидами иногда проявлена гранитизация;

д) все гранитоиды позднепалеозойского возраста формировались в условиях умеренных глубин из расплавов умеренно кислого и кислого составов, в целом насыщенных летучими ($P_{H_2O} \sim 2$ кбар) и характеризовавшихся средними значениями температур ($T \sim 720–650^{\circ}$ С); во времени от ранних комплексов к поздним установлена закономерная смена гранитоидов существенно натровых (тарбагатайский), кали-натровыми (хангайский) и, наконец, калиевыми (шараусгольский). Эволюция позднепалеозойского гранитоидного магматизма шла по пути увеличения суммы нормативных ортоклаза, кварца и альбита и приближения состава расплавов к составу гранитной эвтектики при указанных выше условиях. Геохимическая специализация пород каждого комплекса проявлена нечетко, их общей особенностью является бедность элементами-примесями.

4. Формирование гранодиорит-гранитного эгиндабинского комплекса связано с этапом активизации Хангайского синклинория. Огромный Эгиндабинский массив

располагается примерно посередине синклинория и сечет его почти под прямым углом. Внедрение интрузии контролируется глубинными расколами, что и обусловило повышенную щелочность расплавов и специфическую металлогеническую специализацию, резко отличную от таковой позднепалеозойских интрузивных пород. Гранитоиды эгиндабинского комплекса перспективны на нахождение в них редкометальной минерализации.

5. Сравнение интрузивного магматизма геосинклинальных зон разного типа (эвгеосинклиналей и терригенных геосинклиналей) показало, что в последних отсутствуют проявления начального основного и ультраосновного магматизма, зато необычайно мощно проявлен гранитоидный магматизм завершающих этапов гесинклинального развития. Сопоставление особенностей гранитоидного магматизма этих этапов в обоих типах зон выявило одинаковую направленность его развития, заключающуюся в последовательной смене во времени ранних натровых поздними калиевыми гранитоидами. Эта важная особенность эволюции гранитоидного магматизма заставляет по-иному оценить роль глубинного вещества при гранитообразовании.

ПРИНЯТЫЕ В РАБОТЕ СОКРАЩЕНИЯ НАЗВАНИЙ МИНЕРАЛОВ

Аб – альбит
Акт – актинолит
Ан – анортит
Анн – аннит
Ап – апатит
Би – биотит
Гаст – гастингсит
Гип – гиперстен
Гл – глаукофан
Гр – гранат
Ист – истонит
Кв – кварц
Кор – кордиерит
Кп – клинопироксен
КПШ – кали-натровый полевой шпат
Мт – магнетит
Му – мусковит
Ор – калиевый полевой шпат (преимущественно промежуточный триклинный ортоклаз)
Орт – ортит
$Пл_n$ – плагиоклаз, содержащий n% анортитовой молекулы
$Пл_{Na}$ – плагиоклаз кислого состава
Ро – роговая обманка
Сер – серицит
Сид – сидерофиллит
Сил – силлиманит
Сф – сфен
Фл – флогопит
Хл – хлорит
Цр – циркон
Чер – чермакит
Шп – шпинель
Эд – эденит
Эн – энстатит
Эп – эпидот

ЛИТЕРАТУРА

Алабина А.А., Арнаутов Н.В., Зеркалова М.И. Соотношение между химическими составами вмещающих пород и гранитоидных батолитов Алтая. – ДАН СССР, 1972, т. 203, № 3.

Амантов В.А., Матросов П.С. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей. – "Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.", 1961, № 58.

Амантов В.А., Михайлов Э.В. О возрасте гранитоидных интрузий восточного Хангая Центральной Монголии в связи с перспективами поисков редкометальных месторождений. – Материалы науч.-техн. семинара, состоявшегося с 19 по 27 августа 1965 г. в Улан-Баторе. МНР. М., 1966.

Амантов В.А., Благонравов В.А., Борзаковский Ю.А. Основные черты стратиграфии палеозоя Монголии. –. "Труды Сов. Монг. эксп. АН СССР и МНР". М., "Наука", 1970, вып. 1.

Антипин В.С., Кузьмин М.И., Пополитов Э.И. О генезисе калиевых полевых шпатов в мезозойских порфировидных гранитоидах Восточного Забайкалья. – "Геохимия", 1969, № 6.

Апельцин Ф.Р., Гинзбург А.И., Архангельская В.В. Потенциальная рудоносность магматических образований на примере эндогенных месторождений (олова, бериллия, лития, цезия, тантала, ниобия), генетически связанных с гранитоидами. – В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970.

Афанасьев Г.Д. Явления микроклинизации в гранодиоритовых интрузиях батолитового типа Западного Кавказа. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1949, № 3.

Афонина Г.Г., Берестенникова Н.Ю., Сухорукова Е.А. О рентгеновском определении альбитовой составляющей полевых шпатов. – В кн.: Ежегодник 1970. ГЕОХИ СО АН СССР. Иркутск, 1971.

Барт Т. Измерение палеотемператур гранитоидных пород. – В кн.: Чтение им. В.И.Вернадского, т. IV. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Беспалов В.Ф. Джунгаро-Балхашская герцинская геологическая провинция. – В кн.: Вопросы геологии Азии, М., Изд-во АН СССР, 1954.

Богданов А.А. Тектоническое районирование палеозоид Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Ст. I –"Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1965, т. XL, вып. 5; ст. 2. – "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1965, т. XL, № 6.

Бойд Ф.Р. Гидротермальные исследования амфиболов. – В кн.: Геохимические исследования. М., ИЛ, 1961.

Борзаковский Ю.А., Зоненшайн Л.П., Суетенко О.Д. и др. К тектонике монгольских герцинид. – "Бюл. МОИП, Отд. геол.", 1967, т. XLII, № 2.

Боуэн Н.Л., Таттл О.Ф. Система $NaAlSi_3O_8$ – $KAlSi_3O_8$ – H_2O. – В кн.: Полевые шпаты. М., ИЛ, 1952.

Бэрнем К.В. Гидротермальные флюиды магматической стадии. – В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., "Мир", 1970.

Вернадский В.И. Заметки о распространении химических элементов в земной коре. – "Изв. АН СССР, Сер. 6", 1914, т. 8, № 13.

Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. – "Геохимия", 1962, № 7.

Геологическая карта МНР. Под редакцией В.А. Обручева и Н.А. Маринова, масштаб 1 : 2 500 000, 1957.

Геологическая карта МНР. Под редакцией Н.А. Маринова, масштаб 1 : 1 500 000, 1966.

Геология Монгольской Народной Республики, т. 2. М., "Недра", 1973.

Геология СССР, т. XII. М., "Недра", 1969.

Гинзбург И.В., Ефремова С.В., Воловикова И.М. Количественно-минералогический состав и его значение для вопросов номенклатуры (на примере Кольского полуострова, Средней Азии и Казахстана). – "Сов. геол.", 1962, № 3.

Грин Д.Х., Ламберт И.Б. Экспериментальная кристаллизация безводного гранита при высоких давлениях и температурах. – В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., 1970.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Д.Ж. Породообразующие минералы. М., ИЛ, 1965.

Дэли Р.О. Изверженные породы и глубины земли. М., 1936.

Заварицкий А.Н. Особенности задач и метод петрохимии. – "Бюл. МОИП. Нов. сер., отд. геол.", 1945, т. 20, № 3–4.

Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1956.

Зайцев Н.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С. О времени замыкания Хангайского прогиба в варисцидах Центральной Монголии. – "Геотектоника", 1969, № 5.

Зоненшайн Л.П. О миогеосинклиналях. – "Геотектоника", 1969, № 4.

Зоненшайн Л.П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., "Недра", 1972.

Иванов В.С. О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах (на примере Западного и Восточного Иультинского интрузивов Центральной Чукотки). "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1970, № 7.

Иванов В.С., Худоложкин В.О., Никитина Н.М. Об условиях кристаллизации вкрапленников щелочного полевого шпата и происхождение пертитов (на примере некоторых интрузивов Северо-Востока СССР). – ЗВМО, вып. 99, № 4.

Кетрис М.П., Львов Б.К. Петрографические особенности и классификация верхнепалеозойских гранитоидов Урала. – В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т. III. Изд-во ЛГУ, 1968.

Клеменц Д.А. Заметка о потухших вулканах Хангая. – "Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО", 1897, т. XXVIII, № 2.

Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Классификация редкометальных гранитов и их возрастные группы. Труды Сов-Монг. эксп. АН СССР и МНР, М., "Наука", 1971, вып.5.

Коренбаум С.А., Валуй Г.А., Стрижкова А.А. и др. Распределение глинозема в биотитах и генетические особенности некоторых гранитоидных массивов Приморья. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1973, № 5.

Коржинский Д.С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях. – В кн.: Академику Дмитрию Степановичу Белянкину к семидесятилетию со дня рождения и сорокапятилетию научной деятельности. М., Изд-во АН СССР, 1946.

Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1952, № 2.

Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий. – ДАН СССР, 1959, т. 128, № 2.

Кориковский С.П. Влияние некоторых внешних условий на состав и парагенезисы кальциевых амфиболов. – В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., "Наука", 1968.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М. "Недра", 1964.

Куплетский Б.М. Количественно-минералогический состав гранитоидов. – В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. т. 1. М., 1953.

Купченко П.Д. О пертитоподобных реликтах плагиоклаза в порфировидных выделениях микроклина в гранодиоритах Каршабадского интрузива. – ДАН ТаджССР, 1953, вып. 8.

Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. М., ИЛ, 1955.

Литвинов В.Л. О соотношениях показателей преломления и железистости биотитов (на примере мезозойских интрузий Восточного Забайкалья). – Минер. сб. Львовск. ун-та, 1966, вып. 1, № 20.

Львов Б.К., Кетрис М.П. О количественно-минералогической классификации гранитоидов. – "Изв. вузов. Геол. и разведка", 1973, № 3.

Львов Б.К., Кетрис М.П., Петрова Н.И. Позднепалеозойские гранитоидные комплексы Урала. – В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала, т. 4. Свердловск, 1969.

Ляхович В.В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., "Наука", 1968.

Ляхович В.В., Овчинников Л.Н. Некоторые черты геохимии гранитоидов и их рудоносность. – В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970.

Маракушев А.А. Минеральные фации гранитоидов. – В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971_1.

Маракушев А.А. Метаморфические фации глубинных зон и проблемы миграции щелочей в земной коре. – В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, "Наукова думка", 1971_2.

Маракушев А.А. Петрология метаморфических пород. М., Изд-во МГУ, 1973.

Маракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1965, № 3.

Маркова Н.Г. Закономерности размещения разновозрастных складчатых зон на примере Центрального Казахстана. – В кн.: Складчатые области Евразии. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Марфунин А.С. Полевые шпаты – фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. – "Труды ИГЕМ АН СССР", 1962, вып. 78.

Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М., "Мир", 1971.

Михайлов Э.В. Интрузивные комплексы Юго-Восточной Монголии. – "Труды Сов.–Монг. эксп. АН СССР и МНР", 1971, вып.4.

Обуэн Ж. Геосинклинали. М., "Мир", 1967.

Островский И.А., Петров В.П. Материалы по связи оптики и химического состава магнезиально-железистых слюд. – "Труды ИГЕМ АН СССР", 1940, вып. 34, № 11.

Оуэн Д.Б. Сборник статистических таблиц. М., ИЛ, 1966.

Павленко А.С. Положение мезозойских гранитов в общей схеме интрузивного магматизма [illegible]. – "Труды Сов.–Монг. эксп. АН СССР и МНР", 1971, вып. 5.

Павленко А.С., Филиппов Л.В. Связь гранитоидного магматизма юга Сибири и Монголии с глубинными зонами. – В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, "Наукова думка", 1971.

Панеях Н.А., Федорова М.Е. Равновесие роговая обманка – биотит в гранитоидах. – "Вестн. МГУ. Сер. геол.", 1973, № 4.

Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы теории геосинклинали. – "Сов. геол.", 1972, № 12.

Перекалина Т.В. Геология герцинских гранитоидных интрузий Центрального Казахстана. Л., Изд-во ЛГУ, 1966.

Перчук Л.Л. Термодинамические условия гранитизации метапелитовых толщ. – В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М., "Наука", 1970_1.

Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М., "Наука", 1970_2.

Платен Г. Экспериментальное исследование анатексиса и генезис мигматитов. – В кн.: Природа метаморфизма. М., "Мир", 1967.

Ревердатто В.В. Фации контактового метаморфизма. М., "Наука", 1970.

Руденко А.С. Морфолого-генетическая классификация пертитовых срастаний. – ЗВМО, 1954, вып. 83, № 1.

Рыбалтовский Е.В. Интрузивный магматизм северной части Джунгаро-Балхашской складчатой системы (Центральный Казахстан). Автореф. канд. дис., 1969.

Рябчиков И.Д. Усовершенствование полевошпатового геологического термометра Барта. – В кн.: Минералогия, термометрия и барометрия. М., "Наука", 1965.

Свяжин Н.В., Левин В.Я. Щелочной магматизм Урала. – В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала, т.4. Свердловск, 1969.

Серых В.И., Ященко Н.Я. О порфировидных гранитах Зерендинского массива (Северный Казахстан). – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1963, № 9.

Сизова П.С. К характеристике разрезов нижнекарбоновых отложений района горы Урмуктай и Хаптагай в Монголии. – "Труды Монг. комиссии АН СССР", Л., Изд-во АН СССР, 1935, № 15.

Соболев В.С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения составов биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. – Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, вып. 4.

Соболев И.Д. Тектоника и магматизм Урала. – В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала, т.3, Свердловск, 1963_1.

Соболев И.Д. О гранитных формациях Урала. – В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала, т.3, Свердловск, 1963_2.

Таларин И.А. Минеральные фации гранитоидов малой и средней глубинности Дальнего Востока. М., "Наука", 1971.

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

Таусон Л.В., Козлов В.Д., Кузьмин М.И. Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидных интрузий. – Доклады советских геологов Международному геол. конгрессу, XXIII сессия. Пробл. 6 и 13а. М., "Наука", 1968.

Твалчрелидзе Г.А. Главные металлогенические особенности базальтоидных и гранитоидных геосинклиналей. – "Геол. рудн. месторожд.", 1967, № 5.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.

Трегер В.Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., ИЛ, 1962.

Федорова М.Е. Верхнепалеозойский и мезозойский магматизм западной части Хангай-Хэнтэйской складчатой области. – "Бюл. МОИП. Нов. сер., отд. геол.", 1968, т. XLIII, № 1.

Федорова М.Е. Химический состав и петрохимические особенности интрузивных пород Хангайского нагорья. – "Вестн. МГУ Сер. геол.", 1971, № 5.

Федорова М.Е. Некоторые особенности интрузивного магматизма терригенных геосинклиналей (на примере Хангайского синклинория Центральной Монголии). – "Изв. вузов. Геол. и разведка", 1972, № 5.

Федорова М.Е. Методика выделения калинатровых полевых шпатов из гранитоидных пород и определения альбитовой составляющей. – "Вестн. МГУ. Сер. геол.", 1972, № 5.

Федорова М.Е., Чехович М.В. Нижнеторский эгиндабинский интрузивный комплекс Центральной Монголии. – "Изв. вузов. Геол. и разведка", 1969, № 11.

Ферштатер Г.Б. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Ин-т геологии УФ АН СССР. Свердловск, 1966.

Ферштатер Г.Б. Состав и некоторые другие особенности порфировидных выделений микроклина в позднепалеозойских гранитоидах восточного склона Урала. – ДАН СССР, 1968, т. 181, № 2.

Ферштатер Г.Б., Бушляков И.Н., Бородина Н.С. Распределение петрогенных элементов между сосуществующими биотитами и роговыми обманками гранитоидов Урала. – "Геохимия", 1970, № 9.

Филиппова И.Б. История развития Хангайского синклинория. – "Сов. геол.", 1969_1, № 6.

Филиппова И.Б. Хангайский синклинорий, основные черты строения и развития. – "Геотектоника", 1969_2, № 5.

Хасин Р.А. Основные черты эволюции магматизма Монголии. – "Труды Сов.-Монг. эксп. АН СССР и МНР", 1971, вып. 4.

Херасков Н.П. Геологические формации; опыт определения. – "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1952, № 5.

Хитаров Н.И. Об условиях плавления гранитного субстрата. – "Геохимия", 1957, № 2.

Четвериков С.Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Шкодзинский В.С., Погорелова М.Г. О влиянии щелочности на глиноземистость биотитов из полевошпатовых, насыщенных кремнекислотой пород умеренной температуры образования. – В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород. Владивосток, 1969.

Штейнберг Д.С., Малахова Л.Б. О генетическом значении степени окисления железа в биотитах в магматических горных породах. – "Труды Ин-та геол. УФ АН СССР". Свердловск, 1965, вып. 70.

Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. – В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971.

Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Фоминых В.Г. Фации глубинности гранитоидов Урала. – ЗВМО, 1968, вып. 97, № 4.

Штилле Г. Введение в геологию Америки. – В кн.: Избранные труды. М., "Мир", 1964.

Яновский В.М. Плагиоклазовые гранитоиды Пластовского массива. – В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала, т. 4, Свердовск, 1969.

Carr J.M. Zoned plagioclases in layered gabbros of the Skaergaard intrusion East Greenland. Miner. Mag., 1954, v. 30.

Dodge F.C.W., Ross D.C. Coexsting hornblendes and biotites from granitic rocks near the San Andreas fault. California. – J. Geol., 1971, v. 79, N 2.

Dodge F.C.W., Papike J.J., Mays R.E. Hornblende from granitic rocks of the Central Sierra Nevada Batholith. California. – J. petrology, 1968, v. 9, N 3.

Dodge F.C.W., Smith V.C., Mays R.E. Biotites granitic rocks of the Central Sierra Nevada Batholith. California. – J. of petrology, 1968, v. 10, N 2.

Greenland L.P., Gottfried D., Tilling R.J. Distribution of manganese between coexisting biotite and hornblende in plutonic rocks. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1968, v. 32, N 11.

Emmerman Rolf. Genetic relation between two generation of K. feldspar in a granitic pluton. – Neues Jahrb. Mineral. Abhandl., 1969, Bd 111, H. 3.

Eskola P. The mineral facies of rocks Norsk Geol tidsskr., 1920, v. 6.

Haslam H.W. Origin of some alkali feldspar phenocrysts and their bearing on petrogenesis. – Am. J. Science, 1968, v. 263, N 3.

Hietanen Anna. Distribution of element in biotite-hornblende pairs and in an orthopyroxene-clinopiroxene pairs from zoned plutonx, N. Sierra Nevada. – Contribs. to Miner. and Petrol., 1971, v. 30, N 2.

Johansen A. Essential for the microscopical determination of rockforming minerals in thin section. Chicago. Univ. of Chicago Press, 1922.

Johansen A. A discriptive petrography of the igneous rocks. Inst. ed., v. I–IV, 1931–1938, 2nd. ed., v. I, 1939. Chicago Univ. of Chicago Press.

Kretz R. Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneissis, the distribtuion of element in coexisting minerals. – J. Geol., 1959, v. 67, N 4.

Kuelmer F.J. X-ray intensity measurment of perthitic material. Data from natural alkali feldspars. – J. Geol., 1960, v. 68, N 3.

Kuno H. Petrological notes on some pyroxene andesites from Hakone volcano with special reference to some type with pyroxene phenocrysts. – Jap. J. Geography, 1936, v. 13.

Larsen E.S. Petrological Results of study of the minerals from the tertiary volcanic rocks of the San Juah region. Colorado. – Am. Miner., 1938, v. 23.

Larsen E.S., Draisen W.M. Composition of the minerals in the rocks of the Southern California Batholit. Rept. 18th sess. Intern. Geol. Congr., p. II, sect A, 1950.

Laves F., Soldatos K. Die Albit-Mikroklin Orientirungs-Beziehungen in Mikroklinpertite und deren genetische Deutung. – Z. Krist., 1963, v. 118.

Lee Donald E., Dodge F.C.W. Accessory minerals in some granitic rocks in California and Nevada as a function of calcium content. – Am. Miner., 1964, v. 49, N 11–12.

Luth W.C., Tuttle O.F. The alkali feldspar solvus in the system Na_2O–K_2O – Al_2O_3 – – SiO_2 – H_2O. – Am. Miner., 1966, v.51, N 9–10.

Luth W.C., Jahns R.H., Tuttle O.F. The granite sistem of pressures of 4 to 10 Kilobars. – J. Geophys. 1964, v. 69, N 4.

Mishot P. Structure der Mesoperthite. – Neus Jahrbuch Miner. Abhandl. 1961, Bd 96, H. 2.

Morse S.A. Alkali Feldspars with water at 5 kb. Pressure. – J. of petrology, 1970, v. 11, N 2.

Murakami N. Two contrastive trends of evolution of biotite in granitic rock. – J. Japan Assoc Mineral. Petrol. and Econ. Geologist, 1969, v. 69, N 4.

Niggli P. Qui quatitative mineralogiscle Klassifikation der Eruptivgesterin. Scheiz. miner. und petr. Mitt., 11, 1931.

Nockolds S.R. Average chemical composition of some igneous rocks. – Bul. Geol. Soc. America, 1954, v. 65, N 10.

Platten von H., Höller H. Experimentalle Anatexis des Steinzer Platten gneises von der Koralpe, Steinmar bei 2, 4, 7 und 10 kb. H_2O –

Druck. – Neues Jahrbuc. Miner. Abhandl., 1966, Bd 106, H. 1.

Ragland Paul C. Composition and structural state of the potassic phase in perthites as related to petrogenesis of granitic pluton. Lithos, 1970, v. 3, N 2.

Rittman A. Vulkane und ihre Tätigkeit. Stuttgart, Ferdinand, Enke, 1960.

Saxena S.K., Ekström T.K. Statistical chemistry of Calcie Amphiboles. Contribs. Mineral. and Petrol., 1970, v. 26, N 4.

Seck H.A Der Einflus des Drucks auf die Zusammensetzung koexistieren der Alkalifeldpäte und Plagioklase in sistem $NaAlSi_3O_8$ – $-KAlSi_3O_8-CaAl_2Si_2O_8-H_2O$. – Contribs. Mineral. and Petrol., 1971, v. 31, N 1.

Stewart D.B. Four-phase Curve system $CaAl_2Si_2O_8-SiO_2-H_2O$ Mineral. Petrogr. Mitt., 1967, H. 1.

Streckeisen A.L. Classification and Nomenclature of igneous rocks. – Neues Jahrb. Miner. Abh., Stuttgart, 1967, Bd 107, H. 2.

Taylor S.R., White A.J.R. Geockimistry of andesitic and the growth of continent. – Nature, 1965, v. 208, N 5007.

Tuttle O.T., Bowen N.L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$ – $KAlSi_3O_8$ – SiO_2 – H_2O. – Geol. Soc. Amer. Mem., 1958, v. 74.

Vance J.A. Zoning in igneous plagioclase, normal and oscillatory zoning. – Am. J. Sci., 1962, v. 260, N 10.

Vance J.A. Zoning in igneous plagioclase. – J. Geol., 1965, v. 73. N 4.

Vogel T.A. Albite-rieh. Domains in Potash Feldspar. – Contribs. Miner., and Petrol., 1970, v. 25, N 2.

Winkler H., Platen von H. Experimentelle Gesteinsmetamorphose – III. Anatektische Ultrametemorphose Kalkhaltiger Stone. – Geochim. et Cosmoshim. Acta, 1960, v. 18, N 3–4.

Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment, theory and application. – Am. Miner., 1965, v. 50, N 9.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 5

Основные черты геологического строения Хангайского синклинория 7
Геологическое строение массивов интрузивных пород 11
Позднепалеозойские интрузии 15
Тарбагатайский интрузивный комплекс . . . . . –
Хангайский интрузивный комплекс 20
Шараусгольский интрузивный комплекс 29
Мезозойские интрузии 33
Эгиндабинский интрузивный комплекс . . . . . –

Петрографическая характеристика гранитоидов Хангайского нагорья 38
Тарбагатайский комплекс . . . . . –
Интрузивные породы I фазы . . . . . –
Интрузивные породы II фазы 41
Интрузивные породы III фазы 46
Хангайский комплекс 48
Интрузивные породы I фазы 49
Интрузивные породы II фазы 50
Интрузивные породы III фазы 56
Шараусгольский комплекс 57
Интрузивные породы I фазы . . . . . –
Интрузивные породы II фазы 62
Эгиндабинский комплекс . . . . . –
Интрузивные породы I фазы 63
Интрузивные породы II фазы 65
Экзоконтактовые изменения 69

Минералогия 73
Породообразующие минералы . . . . . –
Плагиоклазы . . . . . –
Кали-натровые полевые шпаты 74
Биотиты 79
Роговые обманки 85
Акцессорные минералы 88
Сосуществующие минералы и определение палеотемператур 90
Плагиоклазы – кали-натровые полевые шпаты . . . . . –
Роговые обманки – биотиты 92
Минеральные парагенезисы гранитоидов Хангайского нагорья 96

Петрохимия гранитоидов Хангайского нагорья 98
Тарбагатайский комплекс . . . . . –
Хангайский комплекс 100
Шараусгольский комплекс 102
Эгиндабинский комплекс 103
Эволюция составов гранитоидов Хангайского нагорья 105

Краткая геохимическая характеристика и потенциальная рудоносность гранитоидов Хангайского нагорья 115

Происхождение гранитоидов Хангайского нагорья 121

Сравнение характера интрузивного магматизма промежуточных и геосинклинальных зон и эвгеосинклиналей 130

Заключение 142

Литература 145

ГАРЧИГ

Оршил 5

Хангайн синклинорийн геологийн тогтцын үндэсн шинжууд 7
Интрузив чулуулгийн массивуудын геологийн тогтоц 11
Хожуу палеозойн интрузив . 15

Тарбагатайн интрузив комплекс . . . . . –
Хангайн интрузив комплекс 20
Шар-Ус голын интрузив комплекс 29
Мезозойн интрузив 33
Эгийн давааны интрузив комплекс . . . . . –

Хангайн уулархаг нутгийн гранитоидын петрографи. 38

Тарбагатайн комплекс . . . . . –
I фазын интрузив чулуулаг . . . . . –
II фазын интрузив чулуулаг 41
III фазын интрузив чулуулаг 46
Хангайн комплекс 48
I фазын интрузив чулуулаг 49
II фазын интрузив чулуулаг 50
III фазын интрузив чулуулаг 56
Шар-Ус голын комплекс 57
I фазын интрузив чулуулаг . . . . . –
II фазын интрузив чулуулаг 62
Эгин давааны комплекс . . . . . –
I фазын интрузив чулуулаг 63
II фазын интрузив чуллулаг 65
Экзоконтактын хувиралууд 69

Минералоги 73

Чулуулаг бурдуулэгч эрдсууд . . . . . –
Плагиоклаз . . . . . –
Калин-натрийн хээрийн жонш 74
Биотит 79
Эвер хуумаг 85
Акцессор эрдсууд 88
Параген эрсууд, уусэх уеийн температурын тодорхойлолт 90
Плагиоклаз – калин-натрийн хээрийн жонш . . . . . –
Биотит – эвер хцумаг 92
Хангайн уулархаг нутгийн гранитоидын эрдсийн парагенезис 96

Хангайн уулархаг нутгийн гранитоидын петрохими 98

Тарвагатайн комплекс . . . . . –
Хангайн комплекс 100
Шар-Ус голын комплекс 102
Эгийн давааны комплекс 103
Хангайн ууларханг нутгийн гранитоидын найрлагын эволюци 105

Хангайн уулархаг нутгийн гранитоидын худэржилтийн төловийн унэлгээ ба геохимийн товч шинж 115

Хангайн уулархаг нутгийн гранитоидын уусэл. 121

Эвгеосинклиналиуд, завсрын геосинклиналь бусуудийн интрузив магматизмын толо байдлын харьцуулалт 130

Тогсгол 142

Холбогдох зохиолууд 145

CONTENS

Foreword 5

Main characteristics of the Khangai synclinorium geological upbuildung. 7

The geological upbuilding of intrusiv rock massivs 11
Late paleozoic itrusions 15
The tarbagataisky intrusiv cômplex . . . . . –
The khangaisky intrusiv complex 20
The sharausgolsky intrusiv complex 29
Mesosoic intrusions 33
The egindabinsky intrusiv complex . . . . . –

The petrographic characteristics of the Khangai upland granitoides 38
The tarbagataisky complex . . . . . –
The first phase intrusiv rocks . . . . . –
The second phase intrusiv rocks 41
The third phase intrusiv rocks 46
The khangaisky complex 48
The first phase intrusiv rocks 49
The second phase intrusiv rocks 50
The third phase intrusiv rocks 56
The sharausgolsky complex 57
The first phase intrusiv rocks . . . . . –
The second phase intrusiv rocks 62
The egidabinsky complex . . . . . –
The first phase intrusiv rocks 63
The second phase intrusiv rocks 65
Exocontacte changes 69

Mineralogie 73
Rockforming minerals . . . . . –
Plagioclases . . . . . –
Potashe feldspars 74
Biotites 79
Hornblendes 85
Acsessory minerals 88
Coexisting minerals and paleotemperature definition 90
Minerals parageneses of the Khangai upland granitoides . . . . . –
Plagioclases – potasche feldspars 92
Biotites – hornblendes 96

The Khangai upland granitoides petrochemistry 98
The tarbagataisky complex . . . . . –
The khangaisky complex 100
The sharausgolsky complex 102
The egidabinsky complex 103
The evolution of the Khangai upland granitoides compositions 105

Brief geochemical characteristica and ore-bearing potential valuation of the Khangai upland granitoides 115

The origin of the Khangai upland granitoides 121

The comparative characteristics of the intrusiv magmatism of the intermediate geosycline zones and eugeosynclines 130

Conclusion 142

Reference 145

Мария Евгеньевна Федорова

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОЛОГИЯ ГРАНИТОИДОВ ХАНГАЙСКОГО НАГОРЬЯ

Труды совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции

Вып. 21

Утверждено к печати Советско-Монгольской геологической экспедицией АН СССР и МНР

Редактор издательства *Т.Б. Гришина.* Художественный редактор *А.Н. Жданов*
Технический редактор *Н.М. Бурова*

Подписано к печати 12/VII–77 г. Т – 09986. Усл.печ.л. 13,3 + вкл. 1,3.Уч.-изд.л. 15,4. Формат 70 x 108 1/16
Бумага офсетная № 1. Тираж 450 экз. Тип. зак. 332. Цена 1р.50 к.

Книга издана офсетным способом
Издательство "Наука", 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94[a]
1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 50 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»