

МЕЗОЗОЙСКИЕ
МЕТАЛЛОНОСНЫЕ
ИНТРУЗИИ

ШИЛКА-ОЛЁКМИНСКОГО РАЙОНА

СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ
ЗАБАЙКАЛЬЕ

ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)

553.2

Ю. В. КАЗИЦЫН, Г. В. АЛЕКСАНДРОВ, Е. Н. ПАНОВ,
В. И. ШУЛЬДИНЕР, В. В. ПАВЛОВА

МЕЗОЗОЙСКИЕ
МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ИНТРУЗИИ
ШИЛКА-ОЛЁКМИНСКОГО
РАЙОНА

(СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)



ИЗДАТЕЛЬСТВО „НЕДРА“
МОСКВА 1967



УДК 553.2(571.53/55)

Научный редактор
Г. Л. ПАДАЛКА

От редактора

Геологическое строение Забайкалья расшифровывается с большим трудом. Основная причина заключается в том, что его территория сложена главным образом гранитоидами и в меньшей мере — толщами метаморфических пород. Это сильно затрудняет составление кондиционных геологических карт крупного масштаба, а также значительно ограничивает правильное ведение поисков эндогенных месторождений полезных ископаемых, связанных с определенными интрузивными или интрузивно-вулканическими процессами. Поэтому изучение гранитоидов и выделение интрузий, с которыми связаны рудные месторождения, имеют весьма важное значение.

Большая работа по расчленению гранитоидов Забайкалья проводилась коллективом ВСЕГЕИ под руководством Н. И. Тихомирова. В результате многие петрологические и металлогенические вопросы были разрешены, для решения же ряда актуальных вопросов требовались детальные и углубленные исследования.

В предлагаемой читателю монографии изложены результаты многолетних исследований, проведенных в пределах Шилка-Олёкминского района Забайкалья коллективом геологов под руководством Ю. В. Казыцина. Авторы данной работы, применяя разнообразную методику изучения, выделили среди более древних гранитоидов мезозойские породы, расчленив их в свою очередь на два комплекса: амуджикано-шахтаминский и нерчуганский. С первым они обоснованно связывают молибденовое и золотое оруденение, со вторым — некоторую редкометальную минерализацию.

Целесообразность выделения авторами в единый амуджикано-шахтаминский комплекс интрузивных пород, объединяемых разными исследователями в различные комплексы — амананский, амуджиканский, сретенский, шахтаминский, годойский и др. (что, естественно, лишь затрудняло изучение магматизма и металлогении Забайкалья), подтверждается анализом имеющихся в настоящее время материалов. Амуджикано-шахтаминский комплекс, объединяющий интрузивные породы, с которыми связано молибденовое, золотое и полиметаллическое оруденение, авторами монографии разделен на амананский и амуджиканский подкомплексы, а в каждом из них выделены группы пород, формировавшиеся в различные фазы. При этом разработаны геологические, петрохимические и геохимические критерии генетической связи молибдена с породами амуджикано-шахтаминского комплекса.

Представляют интерес и изложенные в книге гипотезы о металлогенической специализации мезозойских интрузий и генезисе гранитоидов. Как показали исследования, о специализации магмы в Забайкалье можно говорить только в объеме комплекса: так, олово и вольфрам связаны с наиболее кислыми породами (кукульбейский комплекс), молибден, золото и полиметаллическое оруденение — с умеренно кис-

лыми породами типа гранодиорита (амуджикано-шахтаминский комплекс).

Несмотря на большой объем исследований, проведенных в Шилка-Олёкминском районе авторами данной работы, многие вопросы требуют еще своего разрешения, при этом в первую очередь заслуживают внимания следующие проблемы:

1. Уточнение относительного и абсолютного возраста различных пород фаз и подфаз.

2. Изучение поведения вольфрама — наличие его наряду с молибденом в различных породах амуджикано-шахтаминского комплекса и отсутствие его месторождений.

3. Изучение соотношения во времени молибдена и золота.

4. Решение вопросов о природе металлогенической специализации, выявление магматических процессов, с которыми связаны молибден или золото.

5. Исследование происхождения гигантопорфировых пород и их значения в металлогении Забайкалья.

6. Изучение образований нерчуганского комплекса и значения его в металлогении данного района.

7. Выяснение значения докембрийских пород, вмещающих мезозойские интрузивы, в металлогении; определение степени распространения молибдена в древних гранитоидах и метаморфических породах.

8. Выделение вулканических и субвулканических пород амуджикано-шахтаминского и нерчуганского комплексов и выяснение критериев их отличия от эффузивов, широко распространенных в Забайкалье и относимых к верхнеюрским.

Как показали полученные результаты, работы, подобные проведенным в Шилка-Олёкминском районе, следует провести и по другим районам Забайкалья, особенно по Шилка-Аргунскому междуречью, характеризующемуся еще более сложным геологическим строением.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема возрастного расчленения гранитоидов и выявления их металлоносности является весьма важной для Забайкалья и особенно для северо-восточной части, где почти полностью отсутствуют осадочные отложения, а многочисленные рудные месторождения залегают обычно в магматических горных породах. Центральное место как по распространенности, так и по металлоносности среди магматических пород занимают мезозойские гранитоиды. Поэтому без всестороннего изучения этих пород невозможно не только решение вопросов геологического картирования, но и сколько-нибудь обоснованное металлогеническое прогнозирование, выявление генетической связи оруденения с материнскими породами, выделение металлогенически специализированных магматических комплексов, установление последовательности их формирования и типоморфных признаков слагающих их пород.

Отсутствие в Северо-Восточном Забайкалье осадочных толщ, затрудняющее возрастное расчленение интрузий, в известной мере облегчает решение вопросов петрогенеза и металлогенической специализации, так как процессы магматической и гидротермальной деятельности развиваются здесь в относительно однородной среде, представленной преимущественно древними массивными породами. Кроме того, в отличие от других частей Забайкалья, где оруденение нередко представлено сложными золото-молибденово-полиметаллическими месторождениями, здесь оно часто дифференцировано, что значительно повышает перспективы установления материнских источников каждого из них.

Экономическое освоение и геологическое изучение Северо-Восточного Забайкалья до последнего времени осложнялось относительной труднодоступностью этого района. В большинстве региональных геологоструктурных схем Забайкалья эта территория либо не рассматривалась, либо характеризовалась по аналогии с более западными и южными частями.

В последние десятилетия на этой территории Восточно-Сибирским ГУ, Читинским ГУ, различными экспедициями и рудоуправлениями проводились геологопоисковые работы, в результате которых не только выявлены повсеместные признаки редкометального оруденения, но и открыт ряд рудопроявлений молибдена, золота, сурьмы, ртути и других металлов. Стало очевидным, что описываемый район можно отнести к разряду важных горнопромышленных районов Забайкалья. Параллельно с поисковыми работами проводилось обобщение имеющихся данных как производственными организациями, так и научно-исследовательскими институтами (ВСЕГЕИ, ЦНИГРИ). Все это позволило обоснованно выбирать направление поисков и разведки. Но сводной работы, в которой были бы суммированы данные по изуче-

нию комплексов металлоносных интрузий и их подробной характеристике, до настоящего времени нет.

Предлагаемая читателю монография, являющаяся результатом многолетних исследований, призвана, по мнению авторов, восполнить этот пробел. В подборе материала принимал участие авторский коллектив ВСЕГЕИ и Читинского геологического управления. Наряду с собственными наблюдениями использованы многие весьма ценные данные, полученные геологами Восточно-Сибирского геологического управления, Читинского геологического управления, Восточной (Олёкминской) экспедиции, Давендинской геологоразведочной партии и ЦНИГРИ (М. А. Андреевой, Н. А. Артамоновой, Е. Н. Бессолицыным, М. Б. Бородаевской, М. Л. Гладышевым, В. Г. Григорьевым, В. П. Доненко, Г. В. Димитровым, А. В. Дружининым, А. П. Коробкиным, Н. В. Кужелевой, О. А. Мешковой, Н. В. Петровской, В. Н. Сазанович, Г. И. Телешовым, Р. П. Топоровой, А. В. Шмидт и др.). Кроме того, широко использованы результаты опубликованных исследований по сопредельным районам Забайкалья, без которых работа была бы лишена необходимой полноты.

В своем толковании основной классификационной единицы изверженных пород — понятия «магматический комплекс» — авторы придерживаются определения, введенного металлогенической школой ВСЕГЕИ, несколько расширив его (включив в магматический комплекс эффузивные и постмагматические образования). В том случае, когда при решении некоторых вопросов истории геологического развития и магматизма авторы не смогли найти однозначного ответа, приводится несколько наиболее вероятных, с их точки зрения, объяснений наблюдаемых фактов.

Совершенно очевидно, что предлагаемая работа, являясь первой попыткой систематического освещения вопросов магматизма и рудообразования для этой территории, не лишена недостатков. Однако, несмотря на это, авторы полагают, что она может быть полезна для дальнейшего направления геологосъемочных и поисковых работ на описываемой территории.

В процессе подготовки данной монографии сбор полевых материалов и их обработка осуществлялись всеми авторами в течение 1954—1960 гг.; главы I, IV и V составлены авторами совместно, глава II написана В. И. Шульдинером, главы III, VI—Ю. В. Казицыным, Е. Н. Пановым и Г. В. Александровым, VII и IX—Ю. В. Казицыным и Г. В. Александровым, X—Г. В. Александровым, VIII, XI и XII—Ю. В. Казицыным.

В обсуждении рукописи принимали участие работники Читинского геологического управления, Восточной (Олёкминской) экспедиции, Давендинского рудоуправления и Сосновской экспедиции.

Кристаллооптические измерения и подсчеты минерального состава выполнены преимущественно Е. Н. Пановым при участии соавторов, им же составлена большая часть таблиц, помещенных в приложениях. Многочисленные силикатные анализы производились в Центральной химической лаборатории ВСЕГЕИ М. М. Стукаловой, В. М. Ковязиной, А. С. Аксельевой, В. Н. Юсовой, А. Г. Каменцевой, Е. Г. Ивановой, И. Л. Казицыной, И. И. Якимовой. Определения содержания молибдена, вольфрама и бериллия в аксессуориях сделаны в химической лаборатории института «Механобр». Спектроаналитические определения выполнены в лаборатории ВСЕГЕИ.

Авторы выражают глубокую признательность Г. Л. Падалке, Э. П. Изоху, Н. И. Тихомирову и всем лицам, в той или иной мере оказавшим помощь в подготовке настоящей работы.

ГЛАВА I

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РАЙОНЕ И ИСТОРИЯ ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

Шилка-Олёкминский район или Северо-Восточное Забайкалье* охватывает территорию водораздела рек системы Олёкмы и Амура (верховья Олёкмы, Тунгира, Амазара, бассейны Нерчугана, Белого и Черного Урюма, Тунгирикана), а также часть левобережья Шилки (рис. 1). Площадь его около 20 тыс. км².

В орографическом отношении район представляет собой расчлененную горную страну, входящую в состав Олёкминского Становика («Тектоническая карта СССР», 1956). Северная часть территории, расположенная на водоразделе двух крупных речных систем различных бассейнов (Ледовитого и Тихого океанов), отличается сильной заболоченностью, наличием многолетней мерзлоты и особенно суровыми природными условиями, приравнивающими ее к районам Крайнего Севера. Преобладающими формами рельефа на территории района являются гольцовые возвышенности, разделенные заболоченными долинами горных рек. Коренные выходы пород отмечаются лишь на водораздельных участках и на плоских вершинах гольцов, склоны которых покрыты глыбовыми осыпями. Вследствие этого геологические наблюдения часто ограничиваются изучением делювия и глыбовых осыпей.

Относительно суровые природные условия, повсеместное распространение внешне однообразных изверженных пород и отсутствие нормальноосадочных отложений в значительной степени тормозили геологическое изучение и экономическое освоение Шилка-Олёкминского района, особенно его северных частей. До последнего времени он оставался одним из наименее изученных районов Забайкалья, несмотря на то что согласно металлогеническим построениям С. С. Смирнова (1944) именно здесь располагается северо-восточный фланг золото-молибденового рудного пояса.

Первые отрывочные сведения о геологическом строении района содержатся в работах В. А. Вознесенского (1911), представляющих в настоящее время лишь исторический интерес.

Интенсивное изучение южных частей Шилка-Олёкминского района (пришилкинской полосы) началось после открытия здесь Давендинского молибденового и Ключевского золоторудного месторождений, а также целой серии однотипных рудопроявлений. В годы Великой Отечественной войны на многих, в том числе и мелких рудопроявлениях велась

* Границы Забайкалья приняты по Н. А. Флоренсову (1948): восточная — меридиан 122°, северная — параллель 55° 33'. Граница между Северо-Восточным и Юго-Восточным Забайкальем проходит по р. Шилке.

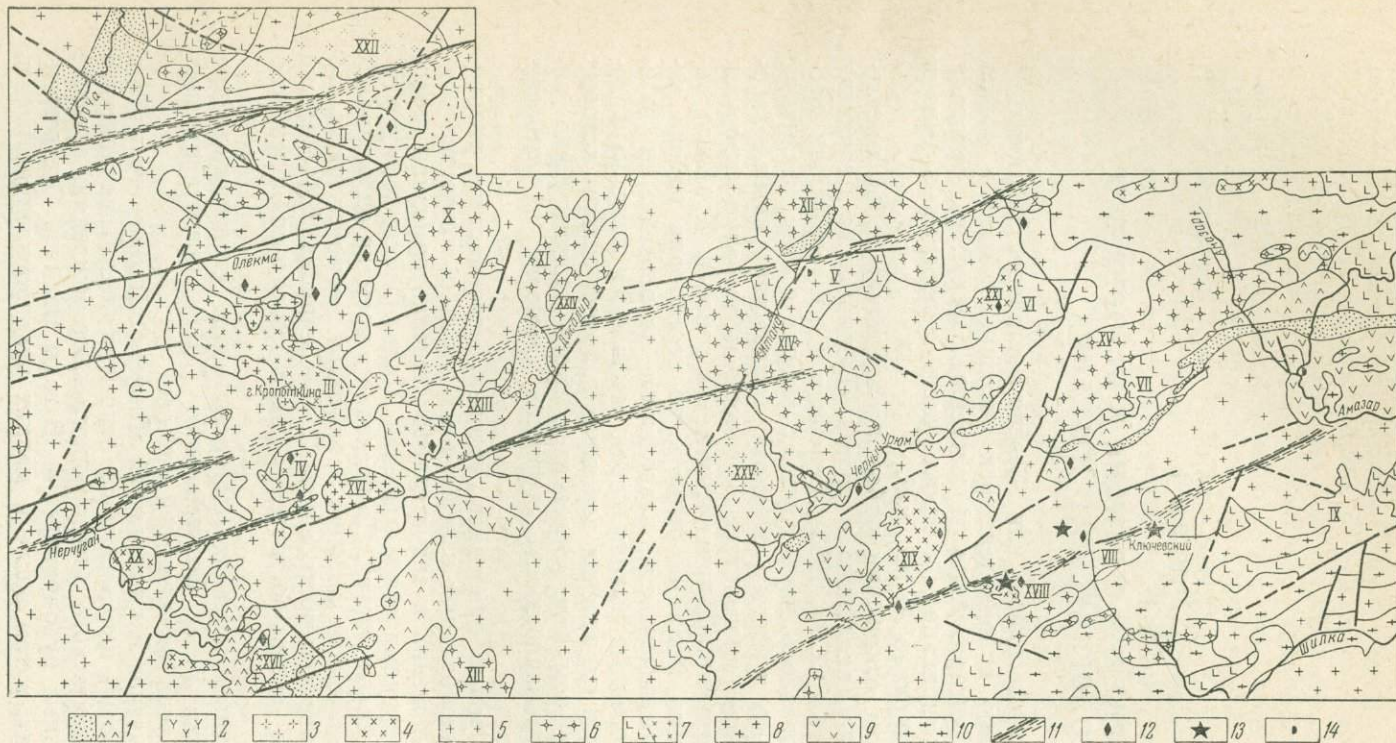


Рис. 1. Геологическая схема размещения мезозойских магматических пород и связанных с ними рудных месторождений Шилка-Олёкминского района

1 — туфогенно-осадочные и угленосные отложения мезозойско-кайнозойских депрессий (а), б — нерасчлененные эффузивы ($J_2 - Cg_1$). *Нерчуганский магматический комплекс* ($J_3 - Cg_1$): 2 — кварцевые порфиры, риолиты, 3 — лейкократовые субщелочные граниты, граносиениты, ортоклазовые метасоматиты. *Амуджикано-шахтаминский магматический комплекс* (J_2-3). *Амуджиканский подкомплекс* (J_3): 4 — гигантопорфировидные граниты, гранит-порфиры, гибридные порфиры, пироксеновые порфириты, 5 — мелкозернистые диориты, диоритовые порфириты, гранодиорит-порфиры, дациты, гранит-порфиры, фельзиты; *амананский подкомплекс* (J_2): 6 — биотитовые и лейкократовые граниты; 7 — диориты, кварцевые диориты (а), гранодиориты, амфиболово-биотитовые граниты (б). *Домезозойские интрузивные образования*: 8 — биотитовые граниты (олёкминский комплекс), 9 — габбро, габбро-диориты. *Докембрийские образования*: 10 — гнейсы, кристаллические сланцы, 11 — разломы и зоны смятия. *Массивы мезозойских гранитоидов*: I — Нерчинский, II — Амананский, III — Сырыгинский, IV — Каравкитский, V — Итакинский, VI — Иендинский, VII — Олонгринский, VIII — Давендинский, IX — Часовинский, X — Ловугинский, XI — Иначинский, XII — Сосновский, XIII — Чонгольский, XIV — Вылактинский, XV — Перевальный (амананский подкомплекс), XVI — Беренский, XVII — Голубовский, XVIII — Костромихинский, XIX — Амуджиканский, XX — Бойчанский, XXI — Ерничный (амуджиканский подкомплекс), XXII — Северный, XXIII — Нерчуганский, XXIV — Верхне-Джалирский, XXV — Нижне-Джалирский (нерчуганский комплекс). *Месторождения и рудопроявления*: 12 — молибден, 13 — золото, 14 — сурьма, ртуть

выборочная добыча; Г. Л. Падалкой, С. Г. Галабурдой, Н. А. Елисе-
евым и др. параллельно проводилось геологическое изучение района.

Систематическое изучение геологического строения северной части территории (Олёкмо-Нерчуганского района) началось лишь после открытия в 1944 г. Аманан-Макитского молибденового месторождения. В результате поисково-съёмочных работ В. П. Доненко было открыто Сырыгинское молибденовое месторождение и впервые для района разработана подробная схема возрастной последовательности пород, сохранившая известное значение до настоящего времени. В 1956—1959 гг. В. П. Доненко и Е. Н. Бессолицын детализировали и несколько уточнили эту схему; в окончательном виде она выглядит следующим образом:

1. Нижнепалеозойская кристаллическая толща (гнейсы, амфиболиты).

2. Нижнепалеозойский интрузивный комплекс (габбро, диориты и так называемые унгургученские граниты).

3. Верхнепалеозойская — нижнемезозойская метаморфическая свита (ороговикованные сланцы, песчаники и конгломераты).

4. Мезозойский (нижнекиммерийский) комплекс гранитоидов:

а) аманан-макитские гранитоиды (амфиболово-биотитовые граниты, гранодиориты, диориты);

б) олёкминские гранитоиды (неравномерно-зернистые, иногда порфиоровидные биотитовые граниты, крупнозернистые резкопорфиоровидные биотитовые граниты, крупнозернистые резкопорфиоровидные биотитово-амфиболовые граниты, микрограниты и пегматоидные породы граносиенитового состава);

в) аплиты, пегматиты и кварцевые жилы.

5. Верхнеюрские интрузивно-эффузивные образования:

а) эффузивно-туфовая свита (кварцевые порфиры и фельзиты);

б) сырыгинский комплекс (гранодиорит-порфиры, диоритовые порфириты, фельзит-порфиры, туфы и туфобрекчи).

6. Послеверхнеюрские (верхнекиммерийские) образования (гранит-порфиры, кварцевые порфиры, сиениты, сиенит-порфиры, кварцево-молибденитовые жилы, кварцево-турмалиновые породы).

7. Верхнеюрская — нижнемеловая континентальная свита (конгломераты, песчаники).

8. Верхнемезозойские микродиориты, порфириты, лампрофиры.

9. Третичные — четвертичные покровы андезитов и андезито-базальтов.

10. Современные рыхлые отложения.

В схеме В. П. Доненко и Е. Н. Бессолицына заслуживает внимания выделение комплекса аманан-макитских гранитоидов и послеверхнеюрских жильных образований, которые, как доказано в настоящее время (Казицын и др., 1960, 1962), принадлежат к единому, широко распространенному в Восточном Забайкалье амуджикано-шахтаминскому молибденоносному магматическому комплексу. Но вследствие недостаточной изученности района В. П. Доненко не смог выявить истинной возрастной последовательности выделенных им групп пород. Так, палеозойские олёкминские граниты были отнесены им к мезозойскому комплексу гранитоидов и объединены с юрскими «резкопорфиоровидными» гранитами и послеверхнеюрскими граносиенитами.

Указанная схема применялась без изменения в течение ряда лет всеми геологами, осуществлявшими в районе геологопоисковые работы (Е. Н. Бессолицын, В. П. Доненко, М. Л. Гладышев, В. Н. Сазанович, П. М. Миненко и др.), а также Забайкальской геофизической экспеди-

цией, работы которой привели к открытию ряда новых молибденовых рудопроявлений (Каравкит, Милкисон, Амуткан, Солокит).

Следующим приближением к современным представлениям явилась схема последовательности становления пород, разработанная в 1948 г. О. А. Мешковой на основании изучения геологического строения района верховьев рек Нерчи, Олёкмы, Нерчугана. В отличие от В. П. Доненко О. А. Мешкова отнесла гнейсы к протерозою, а из олёкминских гранитоидов выделила субщелочные и щелочные граниты. Выделение комплекса субщелочных гранитов, малых интрузий и эффузивов (нерчуганский комплекс) имело важное значение в познании геологии района. Как было выяснено в дальнейшем (Казицын и др., 1962), с этим комплексом связана редкометальная минерализация. Однако отнесение к данному комплексу и пород умеренно кислых малых интрузий в значительной мере снизило ценность этой схемы, так как дезориентировало геологов в отношении генетических источников молибденового оруденения.

В 1944—1948 гг. изучение геологического строения и металлогении района проводил Г. Л. Падалка. Обобщив имевшийся геологический материал, он выделил на территории Олёкмо-Нерчуганского района Арчиной-Иначинскую и Нерча-Олёкминскую ослабленные зоны, контролирующие, по его мнению, распределение малых интрузий и молибденового оруденения (Падалка и Марочкин, 1948).

В 1950—1958 гг. геологические исследования были сосредоточены в районе разведывавшихся месторождений (М. Б. Бородаевская, В. Г. Григорьев, Г. В. Димитров, А. В. Дружинин, А. П. Коробкин, Н. В. Кужелева, Г. И. Телешев, Р. П. Топорова и др.). В эти годы интенсивность изучения района достигла максимума. В тесном контакте с геологами Читинского геологического управления с 1954 г. начала проводить исследования по металлогении, магматизму и геохимии группа геологов ВСЕГЕИ (Ю. В. Казицын, Г. В. Александров, Е. Н. Панов, В. В. Павлова). В результате на этой территории было осуществлено расчленение гранитоидов, выделены мезозойские комплексы металлоносных гранитоидов и намечены главнейшие тектонические структуры, контролирующие распределение мезозойских интрузий.

Особого внимания заслуживают работы М. Б. Бородаевской и др. (1956), проводивших специальные петрологические исследования золото-молибденоносных малых интрузий в Ключи-Давендинском районе. В опубликованной серии статей (Бородаевская и др., 1955; Бородаевская, Шмидт, 1956) детально рассматриваются вопросы возрастного положения, генезиса, петрохимии и металлоносности малых интрузий, распространенных в пределах золото-молибденового рудного пояса. Однако преимущественно петрологический подход к изучению малых интрузий без учета особенностей мезозойского магматизма как предшествующих локализации малых интрузий, так и более поздних этапов не позволил авторам полностью вскрыть механизм формирования комплекса этих интрузий.

Перечисленные выше работы, кроме исследований ВСЕГЕИ и ЦНИГРИ, в основном носили производственный характер и не ставили задач специального изучения вопросов петрологии, металлогении, минералогии и геохимии магматических пород и рудных образований. Поэтому только некоторые из опубликованных материалов (например, работа В. И. Шульдинера, 1960) содержат достаточно детальные описания магматических пород и петрологические выводы. Вследствие почти полного отсутствия специальных петрологических исследований группа геологов ВСЕГЕИ, проводя металлогенические работы, параллельно осуществляла расчленение интрузий, широко используя результаты многочисленных исследований в более изученных южных и западных частях Забайкалья.

Геологическое строение и магматизм Олёкмо-Нерчуганского района освещены в статьях В. И. Шульдинера (1960), Ю. В. Казицына и Е. Н. Панова (1960). В них детально рассмотрена схема развития магматизма и обосновано расчленение гранитоидов в результате выявления возрастных взаимоотношений пород и изучения кристаллохимических особенностей акцессорных и породообразующих минералов. Дальнейшие исследования по выявлению минералогических признаков металлоносности, особенностей петрохимии и геохимии пород района (Казицын и др., 1960, 1961а, 1962а, б) позволили уточнить механизм формирования мезозойских магматических пород, выявить характер их металлогенической специализации и наметить их корреляционные признаки.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Первые представления о геологическом развитии Забайкалья были изложены в общеизвестных работах В. А. Обручева (1927) и М. М. Тегяева (1938), высказавших резко различные точки зрения на основные особенности строения этого региона. Результаты последующих исследований, не подтвердив сделанные ими выводы, показали, что значительная часть территории Забайкалья входит в состав протяженного и сложно построенного Монголо-Охотского пояса, геосинклинальное развитие которого завершилось в мезозойское время. Именно в таком плане рассматривают историю геологического развития района А. Д. Архангельский и др. (1937, 1941), Н. С. Шатский (1956), М. С. Нагибина и И. В. Лучицкий (1948), В. Н. Козеренко (1956) и др.

Структурное положение Шилка-Олёкминского района в общей схеме тектонического строения региона до сих пор является предметом дискуссии. Расположенная на стыке крупнейших структур Восточно-Забайкальской складчатой области и зоны раннепротерозойской складчатой области Становика — Джугджур (Красный, 1960), эта территория одними исследователями (Падалка, 1958; Якжин, 1955; Козеренко, 1960 и др.) рассматривается как окраинная часть области среднепалеозойской и мезозойской складчатости, другими она включается в область байкалид (тектонические карты Н. С. Шатского и А. А. Богданова) или протерозоид (Красный, 1960 и др.).

Как показывают исследования последних лет (Нагибина, 1960; Красный, 1960 и др.), в мезозое обширная область завершённой складчатости, включающая хребты Джугджур, Становой, Олёкминский Становик, вступает в новую стадию своего развития — в стадию активизации. На фоне общего поднятия страны происходят интенсивные глыбовые движения, которые сопровождаются формированием крупных массивов гранитоидных пород, излияниями эффузивов преимущественно кислого состава и, на конечных этапах, образованием межгорных впадин, выполненных континентальными, частью угленосными осадками значительной (до 1—2 км) мощности. Характерно, что в этой области древних складчатых сооружений мезозойские интрузии более широко развиты и образуют массивы значительно больших размеров, чем в смежном Монголо-Охотском поясе, прошедшем в мезозое стадию геосинклинального развития. Такое исключительно мощное развитие процессов интрузивного магматизма на территории, не прошедшей стадии предварительной геосинклинальной подготовки, представляет собой весьма специфическое явление, определяющее основные особенности развития региона в мезозое.

Описываемый район располагается на юго-западном фланге этой обширной зоны мезозойской активизации. В его строении принимают

участие образования двух структурных ярусов. В составе нижнего яруса выделяются кристаллические породы — докембрийские гнейсы и кристаллические сланцы и докембрийские и палеозойские интрузивные породы разного состава; преобладают интрузивные породы. Некоторые исследователи осадочные породы палеозойского возраста предположительно выделяют только в южной части района. Верхний структурный ярус представлен верхнеюрскими покровами вулканических пород и верхнеюрскими — нижнемеловыми континентальными отложениями межгорных впадин. Мезозойские интрузивные породы, составляющие предмет настоящего исследования, приурочены преимущественно к границе этих двух ярусов.

На территории Северо-Восточного Забайкалья мезозойские магматические образования развиты чрезвычайно широко. Они представлены сравнительно крупными массивами гранитоидов, мелкими субвулканическими телами, дайками и локальными покровами эффузивов. Состав этих пород варьирует от среднего до кислого и щелочного, структура — от полнокристаллической до порфировой.

Всесторонний анализ материалов наших наблюдений и результатов геологических исследований в сопредельных районах позволяет воссоздать картину последовательности развития магматизма и обосновать следующую схему становления горных пород района:

I. Докембрийские образования (осадочно-метаморфический комплекс).

II. Домезозойские интрузивные образования:

а) габброиды,

б) биотитовые граниты (олёкминский комплекс).

III. Мезозойские образования.

1. Амуджикано-шахтаминский магматический комплекс*:

а) амананский интрузивный подкомплекс,

б) амуджиканский интрузивно-эффузивный подкомплекс.

2. Нерчуганский магматический комплекс:

а) интрузивная фаза,

б) экструзивно-эффузивная фаза.

3. Туфогенно-осадочные и угленосные отложения мезозойско-кайнозойских депрессий.

* Термин «магматический комплекс» нами применяется в трактовке металлогенической школы ВСЕГЕИ: под магматическим комплексом понимается естественная совокупность магматических пород, характеризующихся родственными чертами минералогического и петрохимического состава, близких по времени образования, возникших из одного магматического очага при определенном тектоническом режиме в сходных структурных зонах и имеющих общие металлогенические особенности. Дополняя вслед за Г. А. Афанасьевым (1955) это в достаточной мере полное определение, мы предполагаем наличие в составе комплекса также различных по фациальному положению пород.

ГЛАВА III

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ, ВМЕЩАЮЩИЕ МЕЗОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ

Для того чтобы выявить петрологические и геохимические особенности, вскрыть механизм формирования и выявить металлогеническую специализацию мезозойских гранитоидов, необходимо рассмотреть геологические образования нижнего структурного яруса, на фоне которых развивались процессы мезозойского магматизма и рудогенеза. Поскольку в задачи нашего исследования не входит детальное изучение этих образований, ниже приводится схематическое описание наиболее распространенных пород этой группы: протерозойских осадочно-метаморфических пород, а также гранитоидов так называемого олёмкинского комплекса.

Необходимо отметить, что возрастное положение большинства домезозойских горных пород вследствие отсутствия осадочных толщ основывается на данных абсолютного возраста и на аналогии с подобными образованиями других частей Забайкалья, в то время как относительная последовательность их формирования устанавливается в большинстве случаев однозначно по результатам изучения контактовых взаимоотношений.

ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Породы осадочно-метаморфического происхождения слагают отдельные разобщенные тела, многочисленные ксенолиты и останцы кровли в домезозойских гранитоидах. Площадь выхода на дневную поверхность наиболее крупных тел рассматриваемых пород до 500 км² (например, на левобережье р. Шилки, в верховьях р. Амазара, в районе горы Токсоко). Относительно мелкие тела (10 км²) и многочисленные ксенолиты метаморфических пород встречаются среди домезозойских гранитов олёмкинского комплекса в верховьях рек Олёкмы, Итаки, в среднем течении р. Нерчугана и в других местах. Форма выходов метаморфических пород обычно неправильная, они часто вытянуты в северо-восточном направлении в соответствии с простиранием главных структур региона.

Характер залегания и контактовые взаимоотношения их с домезозойскими гранитоидами не оставляют сомнения в возрастном положении метаморфических пород как наиболее древних образований района. В ряде случаев, например в низовьях р. Олёкмы, а также в бассейне р. Могоча, они прорваны габброидами. Имеющиеся данные позволяют сопоставлять описанные породы с метаморфическими породами Станового хребта и других сопредельных районов, где их возраст определяется как протерозойский.

Метаморфические породы представлены обычно гнейсами и кристаллическими сланцами. Наиболее широко распространены биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые, графитовые, биотитово-роговообманковые гнейсы. В среднем течении рек Оичи и Иенда среди гнейсовой толщи встречены маломощные прослои скарнированных мраморов, а в верховьях Нерчугана — кварцитов. Наиболее распространены биотитовые и двуслюдяные гнейсы. Замеры элементов залегания полосчатости гнейсов показывают, что в разных ксенолитах наблюдается несколько различная ориентировка, но в общем преобладает северо-восточное простирание с крутыми углами падения на северо-запад.

Преобладающие среди описываемых метаморфических пород среднезернистые (1—2 мм) биотитовые и двуслюдяные гнейсы сложены переменными количествами микроклина, плагиоклаза (олигоклаза № 19—28), кварца, биотита и мусковита. Структура гнейсов гранобластовая или лепидогранобластовая. Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, цирконом, апатитом, монацитом, рутилом, пиритом.

Вследствие несомненного значения акцессорных минералов для корреляции и расчленения массивных пород района было предпринято изучение характера количественного распространения и минерального состава акцессориев в биотитовых гнейсах (табл. 1). По сравнению с другими породами района содержание ильменита, циркона, рутила, монацита в биотитовых гнейсах максимально. Помимо характера минеральной ассоциации и количественного содержания, акцессорные минералы гнейсов отличаются от соответствующих минералов других пород по составу и свойствам. Так, кристаллы циркона в различной степени окатаны, цвет их сильно варьирует, чем косвенно подтверждается осадочное происхождение гнейсов. Об окатанности кристаллов циркона свидетельствует то, что их индекс габитуса — усредненное отношение длины к ширине — не превышает 1,2 (Казицын, Панов, 1960), в то время как в других породах района он не менее 1,6. Показатель преломления циркона гнейсов ($N_m = 1,914$), так же как гониометрические и рентгенометрические константы — параметры элементарной ячейки ($a = 6,616 \text{ kX}$; $c = 6,015 \text{ kX}$) и рентгенометрическое отношение $a:c = 0,6426$ существенно отличают циркон гнейсов от более молодых пород. Из примесей в цирконе гнейсов обнаружены небольшие количества иттрия, скандия, что также отличает циркон гнейсов от циркона других пород.

ДОМЕЗОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Эти образования представлены в основном различными гранитоидами, среди которых мы подробно охарактеризуем породы, объединенные в олёмкинский комплекс и непосредственно вмещающие многие мезозойские металлоносные интрузии описываемого района. В значительно меньшей степени распространены основные породы — габброиды, залегающие в виде крупных ксенолитов в олёмкинских гранитах.

Не исключена принадлежность этих двух групп пород к единому интрузивному комплексу, однако поскольку для данной работы, посвященной мезозойскому магматизму, этот вопрос не имеет принципиального значения, мы, следуя укоренившимся представлениям о существовании гранитовом составе олёмкинского комплекса, рассматриваем габброиды как самостоятельную группу пород.

Габброиды слагают среди вмещающих гнейсов небольшие тела, вытянутые в северо-восточном направлении. Кроме того, эти породы наблюдаются в виде ксенолитов и реликтовых блоков в гранитоидах олёмкинского комплекса. Площадь выходов на дневную поверхность этих блоков достигает 150 км^2 , форма их в плане неправильная; на

Содержание аксессуарных минералов в гнейсах
(в % к весу тяже)

Породы	Количество анализов	Пирит	Флюорит	Магнетит	Ильменит
Биотитовые гнейсы	2	0,5	Редкие знаки	81,1	11,9
Амфиболовое габбро	3	0,5	Знаки	94,4	4,2
Биотитовые порфириовидные граниты	8	1,1	Очень редкие знаки	88,8	6,3
Двуслюдяные граниты	2	0,05	То же	30,5	Знаки

глубину они выклиниваются (по данным магниторазведки и бурения). Среди пород этой группы преобладают габброиды с вариациями от габбро до габбро-диоритов и реже до диоритов, менее развиты амфи-

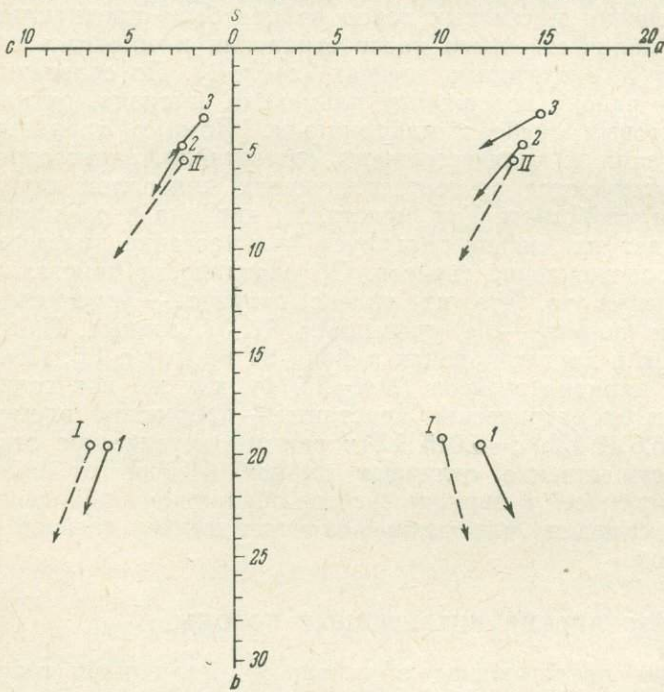


Рис. 2. Петрохимическая диаграмма домезозойских интрузивных пород I — габбро; 2 — биотитовый гранит (среднее из 7 анализов); 3 — лейкократовый гранит (среднее из 3 анализов). Средние типы пород по Р. Дэли — А. Н. Заварицкому; I — кварцевые габбро, II — гранит всех периодов

болиты и пироксениты. Практически повсеместно габброиды интенсивно амфиболлизированы, нередко гнейсированы и фельдшпатизированы.

Наиболее распространенные породы группы — габбро сложены плагиоклазом, амфиболом, биотитом, пироксеном; в качестве второстепенных минералов встречаются кварц и микроклин (табл. 2).

Плагиоклаз образует идиоморфные призматические зерна и представлен андезином и лабрадором (№ 45—60) (табл. 3).

Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой ($Ng = 1,677$; $Nm = 1,667$; $Np = 1,659$; $cNg = 16^\circ$; $Ng - Np = 0,018$), замещаемой актинолитом ($Ng = 1,638$; $Nm = 1,631$; $Np = 1,615$; $cNg = 7-8^\circ$; $Ng - Np = 0,023$).

Пироксен соответствует диопсиду ($Ng = 1,693$; $Nm = 1,673$; $Np = 1,668$; $2V = 36^\circ$; $Ng - Np = 0,030$).

Биотит характеризуется показателем преломления $Nm = 1,677$, что свидетельствует о высокой железистости. Аксессуарные минералы

и домезозойских интрузивных породах
лой фракции)

Хромит	Рутил	Монацит	Апатит	Сфен	Циркон	Гранат	Ортит
—	0,9	0,9	2,0	Редкие знаки	2,7	Редкие знаки	—
Знаки	Редкие знаки	Знаки	0,8	Знаки	0,1	То же	—
—	—	0,1	2,9	Очень редкие знаки	0,2	Очень редкие знаки	0,05
—	—	0,1	2,6	Знаки	0,6	65,1	—

Таблица 2

Минеральный состав домезозойских интрузивных пород
(в об. %)

Минералы	Амфибо- ловые габбро	Олёкминский комплекс	
		Биотитовые порфиroidные граниты	Лейкократовые граниты
Плагиоклаз	46,4	40,5	34,5
Микроклин	—	31,0	31,3
Кварц	—	23,4	31,7
Амфибол	41,4	—	—
Биотит	1,7	4,4	1,0
Акцессорные	10,5	0,7	1,5
Сумма	100,0	100,0	100,0

Таблица 3

Характеристика плагиоклазов домезозойских интрузивных пород

Породы	Число замеров	Преобладаю- щий закон двойникования	Номер плагиоклаза	Угол оптиче- ских осей
Амфиболовое габбро	14	010	50	Не опр.
Биотитовые порфиroidные по- роды	9	010	21	+75°
Лейкократовые граниты	6	010	10	Не опр.

габброидов представлены магнетитом (94,4%), ильменитом (4,2%), апатитом (0,8%), пиритом (0,5%), цирконом (0,1%) и монацитом (0,1%).

Данные о возрасте габброидов достаточно скудны: нижняя возрастная граница определяется их интрузивными соотношениями с гнейсами протерозойского возраста, верхняя — положением в виде ксенолитов в олёкминских гранитах и интенсивным метаморфизмом со стороны последних. Метаморфические изменения, проявившиеся практически во всех телах габброидов, не позволяют получить однозначные результаты и с помощью метода абсолютного возраста. Абсолютный возраст слабо амфиболлизированных габбро, найденный аргоновым методом по биотиту в лаборатории Н. И. Полевой, равен 240 млн. лет.

Результаты петрохимических исследований габброидов (табл. 4, рис. 2) свидетельствуют о том, что наиболее распространенные породы

Химический состав (в вес. %) и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому домезозойских интрузивных пород

Окислы	Амфиболовые габбро	Биотитовые порфировидные граниты	Лейкократовые граниты		Амфиболовые габбро	Биотитовые порфировидные граниты	Лейкократовые граниты
	1	2	3		1	2	3
SiO ₂	52,52	70,34	73,88	<i>a</i>	11,8	14,1	14,2
TiO ₂	1,02	0,29	0,16	<i>c</i>	6,0	2,3	1,4
Al ₂ O ₃	17,13	15,27	13,82	<i>b</i>	19,4	4,8	3,0
Fe ₂ O ₃	2,62	1,12	0,67	<i>s</i>	62,8	78,8	81,4
FeO	4,94	1,39	0,06	<i>a'</i>	—	25,0	30,4
MnO	0,12	0,06	0,04	<i>m'</i>	43,5	27,8	19,6
MgO	4,84	0,79	0,38	<i>f'</i>	38,0	47,2	50,0
CaO	7,66	1,96	1,16	<i>c'</i>	18,5	—	—
Na ₂ O	4,14	3,98	3,68	<i>n</i>	80,0	61,3	55,6
K ₂ O	1,59	3,89	4,45	<i>t</i>	1,5	0,3	0,2
H ₂ O	0,58	0,13	0,20	φ	12,0	19,4	17,4
P ₂ O ₅	—	0,15	—	<i>Q</i>	—4,0	27,1	33,0
П.п.п.	3,28	0,47	0,38	<i>a: c</i>	2,0	6,2	10,2
Сумма	100,44	99,84	99,88				

1 — габбро, обр. К-25-с, бассейн реки Сыргичи (1 анализ); 2 — биотитовый порфировидный гранит (среднее из 7 частных анализов: Е-1284, Е-1289, 180, 17-27, М-17, М-144, Е-Х1); 3 — лейкократовый гранит (среднее из 3 анализов: 182, Е-15, Е-VIII).

Примечание. Частные анализы и их пересчеты приведены в приложении (см. табл. V).

этой группы близки к кварцевому габбро по Р. Дэли (1936), но отличаются несколько большими значениями характеристик *b* и *n*; возможно, это является следствием метаморфического воздействия на них олёкминских гранитоидов.

ОЛЕКМИНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Этот комплекс состоит почти исключительно из гранитов; очень редко в его составе встречаются отклонения до гранодиоритов, с одной стороны, и до лейкократовых гранитов — с другой. Породы комплекса распространены на территории Шилка-Олёкминского района чрезвычайно широко, площадь их выходов на современном эрозионном срезе измеряется многими тысячами квадратных километров. Характерной особенностью гранитов комплекса является относительное постоянство их состава и структурных особенностей на всей территории Шилка-Олёкминского района.

Формирование батолита происходило в абиссальных условиях, о чем свидетельствуют огромные площади, слагаемые гранитами, наличие постепенных переходов между отдельными разновидностями, явления гранитизации вблизи краевых частей массива, отсутствие гипабиссальных фаций в составе комплекса. Гранитоиды олёкминского комплекса занимают большую часть изученной территории. Коренные обнажения их весьма редки, что чрезвычайно затрудняет изучение структуры батолита. Лишь на основе изучения трещиноватости (рис. 3) удается установить ориентировку основных тектонических структур.

Наиболее распространенными породами среди гранитоидов комплекса являются биотитовые порфировидные граниты, варьирующие по структуре от крупно- до мелкозернистых. Незначительное развитие

имеют разности, представленные двуслюдяными и мусковитовыми гранитами, которые связаны с биотитовыми гранитами постепенными переходами (район реки Оичи); крайне редко встречаются биотитовые гранодиориты.

Единственными жильными образованиями олёкминского комплекса являются довольно многочисленные аплит-пегматитовые жилы. Они не

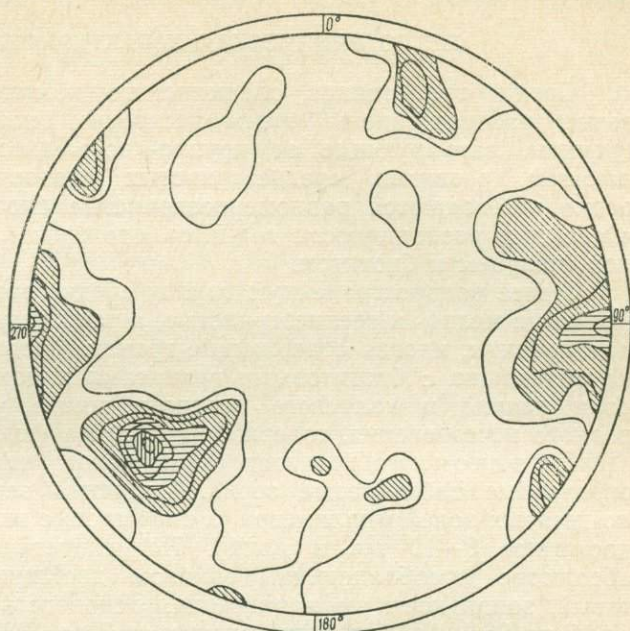


Рис. 3. Диаграмма ориентировки трещин отдельности в биотитовых гранитах олёкминского комплекса (район г. Могочи). 185 замеров. Изолинии: 0—1—2—3—4—5—6%

выдержаны по простиранию, имеют нечеткие контакты, следы рудной минерализации практически отсутствуют. К настоящему времени рудные месторождения, генетически связанные с олёкминским интрузивным комплексом, на территории района неизвестны.

ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА КОМПЛЕКСА

Впервые название «олёкминские гранитоиды» применено для Верхне-Олёкминского района в 1945 г. В. П. Доненко, объединившим в эту группу разновозрастные породы, среди которых преобладали биотитовые порфиroidные граниты. Однако для этой группы гранитоидов им был ошибочно принят мезозойский возраст. Последующие исследователи сохранили термин «олёкминские гранитоиды» применительно к домезозойским гранитоидам, распространенным на всей территории Северо-Восточного Забайкалья и вмещающим многочисленные интрузивные тела мезозойского возраста.

Поскольку нормальные осадочные образования, вмещающие породы олёкминского комплекса, почти полностью эродированы, а реликты их, непосредственно примыкающие к олёкминским гранитоидам, интенсивно метаморфизованы, в районе невозможно однозначно установить возраст интрузивных образований комплекса. Положение осложняется еще тем, что на этой территории интенсивно проявилась гидротермальная деятельность, связанная с мезозойским магматизмом, и палеозойские гранитоиды в большинстве случаев затронуты изменениями. Вследствие этого приходится с большой осторожностью относиться и к результатам определения абсолютного возраста. Для относительно неизмененных гранитов олёкминского комплекса аргоновым методом получено (ВСЕГЕИ, лаборатория Н. И. По-

левой): 280 млн. лет (среднезернистый биотитовый гранит района Могочи), 241 млн. лет (гранодиориты района Милкисонского рудопроявления) и 215 млн. лет (лейкократовый гранит района месторождения Сырыгичи). Эти данные свидетельствуют о палеозойском возрасте комплекса; однако можно предполагать и более древнее время их формирования (возможно даже протерозойское).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Среди гранитоидов олёкминского комплекса, как упоминалось выше, распространены преимущественно биотитовые порфиоровидные граниты, варьирующие от крупно- до мелкозернистых, при преобладающем развитии среднезернистых разновидностей. Сравнительно редко наблюдаются равномернозернистые биотитовые граниты. Перечисленные разновидности гранитов сложены плагиоклазом, микроклином, кварцем и биотитом.

Менее распространенную группу среди гранитов составляют лейкократовые мелко- и среднезернистые, а также мусковитовые и двуслюдяные граниты, иногда содержащие гранат. Состав гранитов этой группы по сравнению с биотитовыми гранитами характеризуется увеличением роли кварца и калиевого полевого шпата, уменьшением, вплоть до полного исчезновения, содержания биотита (см. табл. 2).

Плагиоклаз гранитов олёкминского комплекса образует плохо ограненные таблитчатые зерна. Величина зерен колеблется от 4 мм до десятых долей миллиметра, а порфиоровые вкрапленники плагиоклаза достигают 8—10 мм в длину. Полисинтетические двойники тонкие, абсолютно преобладающим законом двойничания является альбитовый, зональность не характерна. Основность плагиоклаза варьирует от 17 до 26% Ап для биотитовых и от 7 до 13% Ап для лейкократовых и мусковитовых гранитов (см. табл. 3).

Калиевый полевой шпат обычно представлен микроклином и микроклин-пертитом (табл. 5), микроклиновая решетка наблюдается не всегда. Микроклин присутствует в породе в виде призматических вкрапленников размером до 10—15 мм и в виде мелких зерен неправильной формы в составе основной массы. Вкрапленники микроклина часто содержат пойкилитовые вроски плагиоклаза, кварца и реже биотита. Зерна минералов из пойкилитовых включений несут явные следы коррозии со стороны микроклина, иногда отчетливо наблюдается развитие вкрапленника микроклина путем замещения нескольких или одного зерна плагиоклаза, что свидетельствует о метасоматическом образовании этих вкрапленников.

Кристаллооптические характеристики калиевого по

Породы	2V	Координаты					
		⊥ (001)			⊥ (111)		
		Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np
	1	2			3		
Биотитовые порфиоровидные граниты	+83°	81	14	80	65	40	62
Двуслюдяные граниты	+82°	82	13	81	—	—	—

Число замеров для биотитовых гранитов: 1 — десять, 2 — двух: 1 — два, 2 — два.

Кварц образует ксеноморфные выделения, часто состоящие из агрегатов зерен с волнистым погасанием. Размер зерен и их агрегатов достигает 2—3 мм. Газово-жидкие включения сравнительно редки и имеют вторичный характер.

Биотит наблюдается в виде пластинок и чешуек до 5 мм в диаметре, располагаясь в промежутках между другими минералами породы и иногда проникая по трещинкам в кварц и полевые шпаты. Обычно биотит содержит многочисленные включения акцессорных минералов. В некоторых случаях биотит замещается хлоритом, а в лейкократовых гранитах наблюдается развитие по нему мусковита. Показатель преломления биотита ($Nm = 1,636 \pm 0,002$) минимальный по сравнению с биотитами других пород района.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ОЛЁКМИНСКИХ ГРАНИТОИДОВ

Биотитовые граниты сравнительно бедны акцессорными минералами. Выход тяжелой фракции из гранитов при обработке проб по стандартной схеме (дробление пробы весом 10 кг до 0,25 мм, отмыв до серого шлиха и разделение его в бромформе) составляет в целом 0,23 вес. % (среднее из шести наблюдений).

Тяжелая фракция биотитовых среднезернистых порфировидных гранитов имеет следующий состав: магнитная фракция 88,6%, электромагнитная 9,6%, немагнитная 1,8%; среди акцессорных минералов преобладают магнетит (88,8%), ильменит (6,3%), существенное значение имеют апатит (2,9%), пирит (1,1%), монацит (0,6%), циркон (0,2%) и гематит (0,1%), остальные акцессорные минералы встречаются в единичных зернах (см. табл. 1). В двуслюдяных и мусковитовых гранитах, содержащих гранат, соотношение фракций меняется: на долю магнитной фракции приходится 22%, электромагнитной 77,8% и немагнитной 0,2%; среди обычных для всех гранитов акцессорных минералов появляется гранат (до 65,1%).

Поскольку магнетит постоянно присутствует во всех магматических породах района в больших количествах (от 80 до 95%), а пирит является несомненно постмагматическим минералом, в качестве типоморфных акцессорных минералов гранитов олёкминского комплекса выступают ильменит, апатит и монацит. Содержание ильменита и монацита в гранитах заметно выше, чем в габброидах. Апатит хотя и встречается во всех магматических породах района, но в гранитах олёкминского комплекса содержится в наибольшем количестве.

Подсчеты содержания апатита, монацита и циркона в большом количестве шлифов на интеграционном столике показали, что содержа-

Таблица 5

левого шпата в гранитах олёкминского комплекса

осей индикатрисы								
⊥ (100)			⊥ (010)			⊥ ($\bar{1}502$)		
Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np
4			5			6		
72	72	27	17,5	78,5	83,5	76	82	17
—	—	—	—	—	—	—	—	—

шесть, 3 — один, 4 — два, 5 — один, 6 — два; для двуслюдя-

ние этих минералов в олёкминских гранитах равно 0,095%, причем на долю апатита приходится 0,081%, а на долю монацита 0,14% (табл. 6). Необходимо отметить, что отношение суммарного содержания монацита и циркона к содержанию апатита, составляющее 1:6, близко к отношению количеств этих минералов в тяжелой фракции протоочки (1:4). Это указывает на возможность по количественному соотношению аксессуарных минералов в тяжелой фракции протоочки судить в первом приближении об их истинном соотношении во всей массе породы.

Ильменит в породах комплекса образует зерна неправильной формы размером в среднем $0,4 \times 0,1$ мм, которые находятся в тесном сростании с магнетитом и биотитом.

Монацит присутствует в виде таблитчатых кристаллов размером около $0,3 \times 0,1$ мм. Максимальное количество кристаллов монацита находится в виде включений в биотите (более 50%), существенное количество в плагиоклазе и минимальное количество в кварце и микроклине (см. табл. 6). Морфология и размеры кристаллов монацита одинаковы как для гранитов, так и для габброидов и гнейсов.

Таблица 6

Распределение некоторых аксессуарных минералов в породообразующих минералах олёкминских гранитов
(в % к объему породы)

Минералы	Апатит	Монацит, включая примесь циркона
Кварц	0,004	0,001
Плагиоклаз	0,013	0,003
Микроклин	0,005	0,001
Биотит	0,052	0,008
Включения на границе зерен породообразующих минералов	0,007	0,001
Сумма	0,081	0,014

Апатит наблюдается в виде призмочек размером $0,4 \times 0,2$ мм, включенных в породообразующие минералы (см. табл. 6), главным образом в биотит (до 50%); апатит гранитов относится к фторапатиту, о чем свидетельствует величина показателя преломления $N_m = 1,636 \pm \pm 0,002$. Спектральные анализы апатита выявили примесь иттрия, лантана, стронция.

Циркон содержится в гранитах олёкминского комплекса в незначительном количестве, но присутствие его во всех гранитоидах района и хорошая сохранность при дроблении дают возможность использовать кристаллографические и кристаллохимические свойства этого минерала в качестве дополнительного признака для расчленения разновозрастных гранитоидов.

Кристаллы циркона олёкминских гранитов имеют бледно-розовый оттенок, в отличие от более темноокрашенных кристаллов мезозойских гранитоидов. Размер кристаллов в среднем $0,3 \times 0,15$ мм. Облик кристаллов столбчатый, габитус призматический; отношение длины к ширине (индекс габитуса) составляет в среднем 2,6. Характер вариационной кривой индекса габитуса циркона свидетельствует о том, что для гранитоидов олёкминского комплекса характерны удлиненные кристаллы. Индекс габитуса, общий вид наиболее характерных кристаллов циркона, а также набор и частота встречаемости простых

форм (a , m , s , π) достаточно хорошо отличают цирконы олёкминского комплекса от цирконов других комплексов.

Отношение осей кристаллов циркона олёкминских гранитов $a:c = 0,6425$ (по гониометрическим данным; среднее из пяти) и $a:c = 0,6416$ (по рентгеновским данным). Размер элементарной ячейки циркона $a=6,596 \text{ kX}$; $c=5,968 \text{ kX}$. По размерам элементарной ячейки (a и c) и отношению осей ($a:c$) кристаллов циркона олёкминские граниты значительно отличаются от пород других комплексов. У цирконов олёкминских гранитов a , c и $a:c$ имеют бо́льшие значения, чем у цирконов мезозойских пород, но они меньше, чем у гнейсов. Показатель преломления циркона олёкминских гранитов также существенно отличается от аналогичных констант для цирконов других комплексов ($Nm = 1,916$).

Спектральный анализ циркона обнаруживает присутствие в нем в виде элементов-примесей иттрия (до 0,003%) и скандия (до 0,001%).

Спектр люминесценции этих цирконов обладает характерным максимумом в области 360 м μ , значительно более резким по сравнению с цирконами других пород (рис. 4).

Таким образом, для олёкминских гранитоидов, так же как и для габброидов, характерна ильменит-монацит-апатитовая ассоциация акцессорных минералов. Монацит встречается исключительно в гранитах олёкминского комплекса и в габброидах, а ильменит в этих породах дает наибольшие концентрации. Качественный состав аксессуариев и наличие характерной ильменит-монацит-апатитовой ассоциации в габброидах и гранитах указывают на известное родство этих пород. В то же время акцессорные минералы, свойственные другим магматическим комплексам или их отдельным образованиям (сфен, флюорит, рутил, шеелит), в породах олёкминского комплекса практически не встречаются или встречаются в существенно меньших количествах.

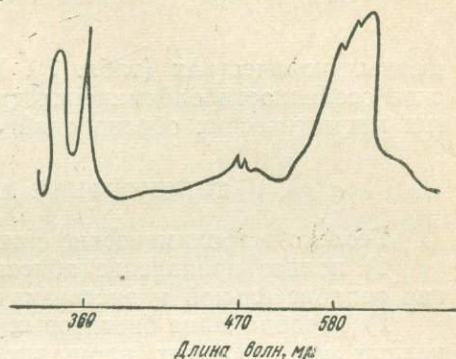


Рис. 4. Микрофотограмма спектра люминесценции циркона из биотитового гранита олёкминского комплекса

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Биотитовые порфириовидные граниты (см. табл. 4) петрохимически близки к послекембрийскому граниту по Р. Дэли (1936), но отличаются от него несколько большей щелочностью (пониженное значение характеристике s). Отношение $a:c$ свидетельствует о том, что биотитовые граниты относятся к группе умеренно богатых щелочами ($a:c > 4$), а лейкократовые — к группе богатых щелочами ($a:c > 8$), т. е. к той же группе, что и аляскит по Р. Дэли (1936). Те и другие граниты по степени пересыщения глиноземом весьма близки к послекембрийскому граниту по Р. Дэли, обладают практически одинаковым соотношением молекулярных количеств щелочей, но являются несколько более натровыми по сравнению с тем же послекембрийским гранитом.

Олёкминские граниты характеризуются относительно небольшим разнообразием элементов-примесей. С помощью полуколичественного спектрального анализа в них фиксируется примесь ванадия, молибдена, циркония, ниобия, меди, свинца, галлия, иттрия, бериллия. Содержание этих элементов находится на уровне кларковых величин для кислых интрузивных пород, и лишь ниобий и цирконий находятся в повы-

Содержание элементов-примесей в олёкминских гранитоидах
(среднее из 7 анализов)

Компоненты	Содержание, вес. %	Компоненты	Содержание, вес. %
V	0,0021	Pb	0,001
Mo	0,0003	Ga	0,006
Zr	0,01	Y	0,0005
Nb	0,007	Be	0,0005
Cu	0,0005		

шенных количествах (табл. 7). Как будет показано ниже, геохимические особенности олёкминских гранитов надежно отличают их от других магматических образований района.

ТИПОМОРФНЫЕ ПРИЗНАКИ КОМПЛЕКСА

Геолого-петрохимические признаки:

- 1) полное проявление абиссальной интрузивной фации и отсутствие гипабиссальной и экструзивно-эффузивной фаций;
- 2) преобладание биотитовых порфиридных гранитов, распространенных на огромных площадях и характеризующихся постоянством состава и строения;
- 3) наличие двуслюдяных и мусковитовых разновидностей гранитов, часто содержащих гранат.

Минералого-геохимические признаки:

- 1) калиевый полевой шпат представлен микроклином;
- 2) двойникование плагиоклаза происходит исключительно по альбитовому закону;
- 3) цветные минералы представлены в подавляющем большинстве случаев лишь маложелезистым биотитом;
- 4) главными аксессуарными минералами пород комплекса являются ильменит, монацит, апатит;
- 5) аксессуарный циркон обладает характерными кристаллографическими формами;
- 6) породы комплекса относительно бедны элементами-примесями, в заметном количестве присутствует лишь ниобий.

ГЛАВА IV

СХЕМА РАЗВИТИЯ МЕЗОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЯ

Среди горных пород, слагающих территорию Шилка-Олёкминского района, мезозойские гранитоиды являются широко распространенными магматическими образованиями, определяющими основные особенности геологического строения и металлогении этого региона.

Суммарная площадь выходов мезозойских гранитоидов на дневную поверхность, несмотря на относительно небольшие размеры многих массивов этих пород, составляет около 25%, а в северо-западной части изученной территории (Олёкмо-Нерчуганский район) даже превышает 40%. Многочисленные рудные образования Северо-Восточного Забайкалья, среди которых в настоящее время наиболее важными в промышленном отношении являются месторождения молибдена и золота, пространственно и, как будет показано далее, генетически связаны с проявлениями мезозойского магматизма. Поэтому без исчерпывающего знания закономерностей развития мезозойского магматизма невозможно сколько-нибудь приблизиться к обоснованному металлогеническому прогнозированию и решению задач расширения сырьевой базы этого важного в отношении полезных ископаемых района.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ВОЗРАСТНОГО ПОЛОЖЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ

В мезозойское время территория Шилка-Олёкминского района, находясь в пределах Нерча-Тунгирской структурной зоны (Падалка, 1958), являлась составной частью области завершенной складчатости. В связи с коренной перестройкой структур всего Забайкалья (Козеренко, 1956; Шталь, 1958) и возникновением густой сети разломов глубокого заложения в эту эпоху здесь широко развиваются процессы формирования трещинных интрузивов умеренно кислого, кислого и субщелочного состава, а также субвулканических и излившихся пород аналогичного состава.

К позднему мезозою в основном завершается становление важнейших структур и намечается двухъярусное строение этой территории. Нижний структурный ярус сложен породами палеозойского и протерозойского возраста, а верхний представлен главным образом верхнеюрскими и нижнемеловыми вулканогенно-осадочными и терригенными отложениями. Верхний структурный ярус распространен незначительно и в настоящее время мы не имеем достаточных данных для суждения о его составе, строении и мощности.

Наиболее ранние из мезозойских интрузивных тел залегают в основании верхнего структурного яруса, и галька слагающих их пород встречается в вулканогенно-осадочных отложениях межгорных впадин.

Относительно более поздние мезозойские магматические образования входят в состав верхнего структурного яруса или синхронны с ним.

Непосредственные эруптивные соотношения мезозойских интрузий с осадочными образованиями верхнего структурного яруса нигде не обнаружены, поэтому их возраст устанавливается лишь по наличию рвущих соотношений с палеозойскими и протерозойскими породами и по результатам определения абсолютного возраста слагающих их пород калий-аргоновым методом. Полученные значения абсолютного возраста мезозойских гранитоидов района охватывают, согласно современным границам периодов (Полевая, 1960), практически всю юру и часть мела (табл. 8). Однако необходимо иметь в виду возможность некоторого «омоложения» гранитоидов при определении абсолютного возраста калий-аргоновым методом. Это омоложение является широко распространенным, хотя еще и не нашедшим удовлетворительного объяснения, свойством пород зоны активизации Олёкминского Становика — хребта Станового.

На основании суммы всех данных мезозойские металлоносные магматические породы Шилка-Олёкминского района объединены нами в два разновременных магматических комплекса: амуджикано-шахтаминский и нерчуганский. Первый формировался в юрское время, а второй — на границе поздней юры и раннего мела. Становление каждого из них происходило в течение длительного времени и в несколько стадий. Особенно полно проявленным и наиболее изученным является амуджикано-шахтаминский комплекс, в развитии которого выделяются две основные стадии. Каждой из них отвечает своя природная ассоциация близких по фациальному положению магматических образований. Продукты последовательных стадий развития комплекса, различные по фациальному положению, петрохимическим особенностям и металлогенической специализации, но коагматичные, мы объединяем вслед за Г. Л. Падалкой (1960) в «подкомплексы». Формирование подкомплекса происходит обычно в несколько фаз. Каждой фазе соответствует новое поступление магматического материала после консолидации материала предыдущих внедрений. Контакты между породами различных фаз резкие.

В соответствии с изложенными принципами и возрастными соотношениями пород нами принята следующая схема подразделения продуктов мезозойского магматизма:

1. Амуджикано-шахтаминский комплекс

1. Амананский подкомплекс.

Первая фаза — диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, амфиболово-биотитовые граниты*;

вторая фаза — биотитовые и лейкократовые граниты;

третья фаза — жильные образования (гранит-порфиры).

2. Амуджиканский подкомплекс.

Интрузивно-эффузивные образования (равномернозернистые и нормальнопорфировые породы):

первая фаза — мелкозернистые габбро-диориты, диориты, микродиориты, диоритовые порфиры и кварцевые диоритовые порфиры;

вторая фаза — гранодиорит-порфиры, дациты, гранит-порфиры, фельзиты.

Интрузивные образования (гигантопорфировые породы):

третья фаза — биотитово-амфиболовые граниты и гранодиориты, гранит-порфиры;

четвертая фаза — гибридные порфиры и пироксеновые порфиры.

* В районах, прилегающих к изученной территории с востока (бассейн Амазара), по наблюдениям В. И. Шульдинера, диориты и гранодиориты, с одной стороны, и амфиболово-биотитовые граниты — с другой, являются продуктами двух самостоятельных фаз.

Результаты определения абсолютно го возраста гранитоидов Шилка-Олёкминского района
(ВСЕГЕИ, лаборатория Н. И. Полевой)

№ п/п	№ пробы	Название породы и место взятия пробы	Магматический комплекс	К, %	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	Возраст, млн. лет
1	8/6	Биотитовый гранит; 18 км южнее р. Могочи	Олёкминский (?)	3,66	0,0169	280
2	2/57	Граносиенит; верховья р. Олёкмы	"	7,60	0,0143	240
3	Т-44	Гранодиорит; правобережье р. Нерчуган	"	7,31	0,0143	241
4	А-11886	Биотитовый гранит; бассейн р. Сыргичи	"	7,62	0,0127	215
5	39/59	То же; Вылактинский массив	Амуджикано-шахта-минский	6,21	0,0113	193
6	4/58	Диорит; северо-западнее ст. Ксеньевская	То же	3,15	0,0120	200
7	4/58	То же	" "	2,70	0,0106	183
8	3/58	То же ; Сыргичинский массив	" "	6,04	0,0107	183
9	38	Гранодиорит; р. Беря	" "	7,37	0,0100	172
10	П-25	То же; Кропоткинские гольцы	" "	8,01	0,0106	182
11	П-25	То же	" "	6,01	0,085	147
12	1002	" "	" "	6,52	0,0097	163
13	5/58	Лейкократовые граносиениты и граниты; верховья р. Нерчуган	Нерчуганский	3,74	0,0077	132
14	10506	То же	"	4,48	0,0061	106
15	3/58	" "	"	1,52	0,0056	96
16	10486	" "	"	4,55	0,0046	81

Примечание. Пробы 2—5 и 8—12 — сборы авторов; 1 — А. О. Розенцвита; 6, 7, 13—16 — О. В. Шакина.

II. Нерчуганский комплекс

1. Фаза интрузивных пород: щелочные и субщелочные эгириновые и арфведсонитовые граниты, граносиениты, гранит-порфиры.

2. Фаза экструзивно-эффузивных пород: кварцевые порфиры, сферолитовые порфиры.

Приведенная схема расчленения гранитоидов Шилка-Олёкминского района является в известной мере условной, но это естественно, так как при почти полном отсутствии осадочных пород и соотношений с ними интрузивных образований восстановить с полной определенностью историю развития магматизма на данном уровне развития геологических знаний не представляется возможным.

Так, например, гранитоиды амананского и амуджиканского комплексов рассматриваются нами как составные части единого магматического комплекса. На это указывают не только их повсеместная пространственная и хронологическая близость и общность контролирующих структур, но и ярко выраженное сходство петрографического состава, петрохимических, минералогических, геохимических особенностей и металлогенической специализации. В то же время имеются данные, указывающие на самостоятельное значение каждого из подкомплексов, на возможность выделения их в качестве отдельных комплексов. Отмеченное выше сходство в этом случае может быть объяснено не комагматичностью тех и других, а общностью или повторением условий формирования этих магматических образований.

Предположение о существовании двух самостоятельных комплексов — амананского и амуджиканского — подтверждается следующими данными. Во-первых, каждый из них характеризуется, как будет показано ниже, самостоятельной линией развития магматического очага, выражающейся в направленном изменении состава последовательных фаз внедрения. Во-вторых, формирование этих двух групп разобщено определенным интервалом времени, достаточным для выведения на поверхность амананских гранитоидов. Об этом свидетельствует наложение на эродированную поверхность массивов амананских гранитоидов эффузивных покровов амуджиканского подкомплекса. В-третьих, породы рассматриваемых подкомплексов различаются по глубине формирования массивов, размерам и некоторым другим признакам.

Вопрос о расчленении наиболее молодых представителей мезозойских магматических образований изучен недостаточно. Отсутствие полевых наблюдений о взаимоотношениях субщелочных гранитоидов нерчуганского комплекса с гигантопорфировидными гранитами амуджиканского подкомплекса не позволяет однозначно решить вопрос о месте щелочных гранитоидов в общем ходе развития мезозойского магматизма. Решение о выделении их в самостоятельную группу основано на петрографических и геохимических данных, свидетельствующих о специфичности характера этих пород, а выводы об их наиболее молодом возрасте основываются на общей тенденции развития мезозойского магматизма Северо-Восточного Забайкалья — на прогрессирующем увеличении щелочности магматических образований и на данных определений абсолютного возраста.

Приведенная схема становления магматических пород района является довольно сложной, особенно для амуджикано-шахтаминского комплекса. Однако, по нашему мнению, она наиболее полно отражает главную особенность мезозойского магматизма — образование многочисленных, сходных по условиям локализации, пестрых по составу и, как будет показано далее, различно специализированных серий пород.

Последовательность формирования амуджикано-шахтаминского комплекса устанавливается вполне однозначно для двух его подкомплексов и достаточно твердо для отдельных фаз. Несколько противоречивые

соотношения наблюдаются иногда для интрузивно-эффузивных и интрузивных образований амуджиканского подкомплекса.

Возрастные соотношения пород амананского и амуджиканского подкомплексов устанавливаются по наличию многочисленных интрузивных контактов в Сырыгичинском, Давендинском и других массивах, где породы амуджиканского подкомплекса повсеместно залегают среди диоритов и гранитов амананского подкомплекса. Наряду с этим пока еще немногочисленные данные абсолютного возраста не указывают на значительные различия во времени формирования двух подкомплексов. В пределах амананского подкомплекса возрастные соотношения между породами трех фаз наблюдаются в Амананском, Сырыгичинском и других массивах. Интрузивные контакты между фазами диоритов и биотитовых гранитов наблюдаются в бассейнах рек Оичи, Ловугичи, Гирадомкичи.

В пределах амуджиканского подкомплекса установлены соотношения между интрузивно-эффузивными образованиями и гибридными порфирами в районе Ключевского и в других местах. Прямые интрузивные соотношения между гигантопорфировыми гранитами и интрузивно-эффузивными образованиями подкомплекса пока не установлены. Есть основание предполагать, что начало формирования гигантопорфировых пород относится к моменту более раннему, чем завершение формирования малых интрузий, эффузивов и особенно связанных с ними постмагматических проявлений. Возрастная последовательность интрузивно-эффузивных образований амуджиканского подкомплекса, по наблюдениям Г. В. Александрова, на территории Сырыгичинского месторождения следующая: от диоритовых порфиритов через гранодиориты (и дациты) до фельзитов, что подтверждается взаимными пересечениями даек соответствующего состава.

Последовательность формирования пород завершающих фаз амуджиканского комплекса — гигантопорфировых гранитов и порфиров — изучалась М. Б. Бородаевской (1956). Согласно ее данным, проверенным и уточненным нами, наиболее ранними являются гигантопорфировые граниты и аплиты, сменяемые все более основными гибридными порфирами и, наконец, пироксеновыми порфиритами. Наиболее поздними из числа мезозойских магматических образований Забайкалья являются субщелочные граниты, кварцевые порфиры и риолиты, относимые к нерчуганскому комплексу. Интрузивные соотношения субщелочных гранитов с гранодиоритами амананского подкомплекса установлены в верховьях р. Талочи, а с гранодиорит-порфирами амуджиканского подкомплекса — в междуречье Агламинды и Богдичи (правые притоки Нерчугана).

Субщелочные граниты и кислые эффузивы нерчуганского комплекса характеризуют заключительный этап мезозойского магматизма, на что указывает и их абсолютный возраст, составляющий 135—85 млн. лет. Общее увеличение щелочности мезозойских магм происходит параллельно с прогрессирующим увеличением жесткости окраинных частей зоны обрамления мезозойской геосинклинали.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ МАССИВОВ МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Размещение продуктов мезозойского магматизма в Северо-Восточном Забайкалье контролируется сопряженной системой Нерчинского и Шилкинского глубинных разломов и определяющих их тектонических структур, заложение которых восходит, вероятно, еще к допалеозойскому времени, а максимальная активизация имела место в мезозое.

Заложение структур второго и третьего порядков, контролирующих пространственное размещение отдельных массивов или их групп, отно-

сится к позднепалеозойскому или раннемезозойскому времени, когда происходило увеличение жесткости краевых частей геосинклинали и распространение платформенных условий с северо-запада на юго-восток. Консолидация этой территории завершается к середине мезозоя, а в дальнейшем происходит нарушение сплошности ее строения, образование многочисленных блоков, разделенных разрывными нарушениями второго порядка, дифференциально-вертикальные перемещения этих блоков и проникновение магматического материала в верхние горизонты. Естественно, что в условиях консолидированной жесткой структуры наиболее удобными путями для проникновения магмы в верхние горизонты земной коры являлись разрывные тектонические нарушения (Красный, 1960). Вследствие этого распространенные здесь мезозойские магматические образования можно отнести к типу трещинных интрузий, формировавшихся обычно в гипабиссальных или даже в приповерхностных условиях и связанных иногда переходами с эффузивными фациями.

Тектонические нарушения, которым подчинено пространственное размещение интрузий, выступают в качестве указанных выше двух глубинных разломов (Шилкинского и Нерчинского), выделяющих эту территорию в несколько обособленную структурную область. Наиболее четко проявленными разломами, определяющими размещение большинства крупных массивов, являются северо-восточные (30°), реже северо-западные (300°) и северо-восточные (60°). В соответствии с этим в изученной части Забайкалья выделяется три северо-восточных «полосы» развития мезозойского магматизма, в пределах которых размещены «узлы сосредоточения» или «цепочки» массивов.

На северо-западе района намечается наиболее широкая, вытянутая в северо-восточном направлении Олёкмо-Алеурская полоса распространения мезозойских гранитоидов, объединяющая свыше десяти крупных массивов: Талочинский, Амананский, Ловугичинский, Верхне-Джалирский, Сырыгичинский, Нерчуганский, Каравкитский, Мориконский, Чонгольский и ряд более мелких тел. На ее южном фланге за пределами изученного района находится Арчикийский, Алеурский, Жерекенский и другие массивы. В пределах указанной полосы большую роль в размещении и особенно в форме массивов играют северо-западные и широтные разломы, на что указывает имеющая нередко место вытянутость массивов в северо-западном направлении, крестообразная или полигональная их форма.

В центральной части района известна значительно менее широкая и протяженная Иенда-Джалирская полоса мезозойских интрузий. В ее пределах расположены пять массивов (Иендинский, Алексеевский, Итакинский, Вылактинский, Джалирский), размеры которых несколько меньше по сравнению с массивами Олёкмо-Алеурской полосы.

Наконец, в восточной части территории намечается третья полоса распространения мезозойских интрузий — Могоче-Карская, в пределах которой находятся Олонгринский, Перевальный и Амуджиканский массивы. На юго-западном фланге полосы (за пределами изученного района) находятся Горбичанский, Кара-Чачинский и Сретенский массивы.

Необходимо отметить, что наиболее четко к указанным трем структурам (полосам мезозойского магматизма) тяготеют массивы гранитоидов амуджикано-шахтаминского комплекса.

Субвулканические образования и дайки амуджиканского подкомплекса, находясь преимущественно в пределах этих полос, иногда образуют самостоятельные узлы, поясы или цепочки (например, Амуджиканский пояс даек).

Массивы гранитов нерчуганского комплекса обычно расположены также в пределах указанных полос, но наряду с этим в их размещении существенную роль играют протяженные зоны смятия северо-восточ-

ного направления (Амананская, Амутканская, Могочинская). Размещение эффузивов нерчуганского комплекса определяется преимущественно северо-восточными разломами, нередко отграничивающими межгорные впадины.

Из числа северо-западных (300°) тектонических структур, контролирующих размещение массивов амананских гранитоидов, более или менее отчетливо намечается Аманано-Давендинская (массивы Амананский, Верхне-Джалирский, Вылактинский, Перевальный, Давендинский); на северном фланге которой за пределами изученной территории расположен, в частности, Орекитканский массив.

Некоторые особенности распределения мезозойских гранитоидов, выявляющиеся при рассмотрении геологической карты, еще нуждаются в объяснении, так как территория, примыкающая с севера к описываемому району, геологически изучена слабо. Так, не вполне ясно, действительно ли по мере движения от Шилки к Нерче количество и размеры массивов мезозойских гранитоидов возрастают, а распространенность эффузивов и туфогенно-осадочных пород убывает, что как будто прослеживается на примере нерчуганского комплекса.

Заканчивая характеристику особенностей развития мезозойской магматической деятельности Северо-Восточного Забайкалья, необходимо еще раз подчеркнуть, что предложенная схема расчленения интрузивных пород, как и схема их пространственного размещения, отражает лишь наиболее общие закономерности, так как является по существу первой попыткой систематического изучения петрологии этого района.

ГЛАВА V

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АМУДЖИКАНО-ШАХТАМИНСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Амуджикано-шахтаминский комплекс, как видно из приведенной выше схемы последовательности формирования входящих в его состав пород, объединяет не только продукты собственно интрузивных фаз (амананский подкомплекс), но и экстррузивно-эффузивных (амуджиканский).

На изученной территории породы амананского и амуджиканского подкомплексов распределены неравномерно, занимаемая ими площадь неравноценна, размеры и форма тел различны. Породы амананского подкомплекса слагают главным образом относительно крупные массивы, а породы амуджиканского — штоки, дайки и локальные покровы.

Ниже вслед за краткой характеристикой каждого подкомплекса мы приводим описание структурных и морфологических особенностей наиболее типичных интрузивных тел, а также обоснование их возрастной последовательности.

АМАНАНСКИЙ ПОДКОМПЛЕКС

Впервые гранитоиды этого подкомплекса были выделены В. П. Доненко в 1945 г. под названием аманан-макитских и рассматривались им в качестве фацальной разновидности олёкминских гранитоидов. Однако полная характеристика этих гранитоидов и отнесение их к самостоятельному магматическому комплексу осуществлено лишь в 1956—1957 гг. в результате их изучения Г. В. Александровым, В. В. Евтушек (Павловой), В. И. Шульдинером, Н. В. Кужелевой, Р. П. Топоровой и Н. А. Артамоновой.

Амананский интрузивный подкомплекс является многофазным. К первой фазе мы относим породы сравнительно крупных (до 700 км²) массивов, сложенных в периферических частях диоритами, кварцевыми диоритами, иногда сиенитами и монцонитами, а в центральных — амфиболово-биотитовыми гранодиоритами и гранитами. Ко второй фазе мы относим биотитовые и лейкократовые граниты, распространенные в виде самостоятельных массивов, имеющих площадь выхода до 500 км² и залегающих как внутри массивов первой фазы, так и за их пределами. К третьей фазе отнесены гранит-порфиры и аплиты, слагающие дайки и иногда тела, секущие породы двух предыдущих фаз.

В тесной пространственной связи с массивами подкомплекса находятся породы зон фельдшпатизации и контактового выщелачивания типа грейзенов, а также редкие кварцевые жилы.

На изученной территории к настоящему времени выявлено 15 относительно крупных (200—700 км²) массивов гранитоидов амананского подкомплекса: Нерчинский, Амананский, Сырыгичинский, Каравитский, Иендинский, Итакинский, Давендинский, Олонгринский, Часовинский, Ловугичинский, Верхне-Джалирский, Мориконский, Чонгольский, Вылактинский, Перевальный (см. рис. 1). Первые семь массивов сложены преимущественно породами первой фазы (диоритами, гранодиоритами, амфиболово-биотитовыми гранитами), а остальные — исключительно породами второй фазы (биотитовыми и лейкократовыми гранитами). Массивы гранитоидов, как было показано выше, группируются в три широкие полосы северо-восточного направления.

Массивы гранитоидов первой фазы

Наиболее типичными и полно изученными массивами гранитоидов первой фазы являются Сырыгичинский и Амананский.

Сырыгичинский массив имеет площадь выходов на дневную поверхность около 700 км² и залегает среди олёкминских гранитов. Его контакты, особенно в слабо эродированных частях, нередко осложнены явлениями кислотного выщелачивания. Форма и внутреннее строение массива определяются тектоническими нарушениями того же направления, что и разломы глубокого заложения, контролирующие распределение магматических образований аманано-амуджиканского комплекса в целом (СВ 30—35° и СЗ 300—305°). Вследствие этого массив вытянут в северо-западном направлении на 60 км при ширине до 8—10 км и имеет три выступа, отходящие от него в северо-восточном направлении на 5—15 км.

Сырыгичинский массив, как и другие массивы амфиболово-биотитовых гранитоидов амананского подкомплекса, имеет зональное строение, обусловленное закономерной сменой состава пород от контактов массива к его центру. Периферические части массива и выступы его сложены диоритами, кварцевыми диоритами и монцонитами, а центральные — гранодиоритами и амфиболово-биотитовыми порфировидными гранитами. От диоритов периферических частей массива к гранодиоритам и от них к амфиболово-биотитовым гранитам по данным детальных разрезов в бассейне р. Бухточи прослежены постепенные переходы. Однако в западной части массива (район гольцов Кропоткина) на более высоком гипсометрическом уровне наблюдаются интрузивные контакты между диоритами и гранитами первой фазы. Дайки аплитов широко распространены в пределах массивов, но обычно имеют небольшую мощность (до 1 м) и протяженность (до 100 м).

Внутренняя структура массива наиболее изучена в его северо-западной части, вблизи Сырыгичинского месторождения, где известно большое количество естественных и искусственных обнажений.

Направление первичной полосчатости гранитов, судя по пространственной ориентировке отдельных зон, обогащенных амфиболом и биотитом, параллельно контактам массива и фиксирует резкую смену указанных ранее северо-восточных структур (падение на юго-восток с углами 60—70°) на северо-западные (крутое падение на северо-восток).

Ориентировка ксенолитов основных пород в массиве существенно различна в разных его частях. В апикальной части, обнаженной на наиболее высоком гипсометрическом уровне (до 1700 м), ксенолиты залегают согласно с горизонтальной матрацевидной отдельностью, имеют близкое к меридиональному (355—5°) простирание и пологое (8—15°) падение на восток.

В приконтактовых частях массива, расположенных на уровне не более 1200 м, преобладают ксенолиты, ориентированные своим удлинением согласно с направлением первичной полосчатости. Простираание ксенолитов северо-восточное с падением на юго-восток и северо-западное с падением на северо-восток; углы падения крутые (до 80—90°), для восточной части массива характерно северо-восточное простираание плоскости вытянутости ксенолитов, а для центральной и западной частей — северо-западное простираание.

Поскольку большинство пород Сырыгинского массива обладает порфировидным сложением, обусловленным наличием вкрапленников

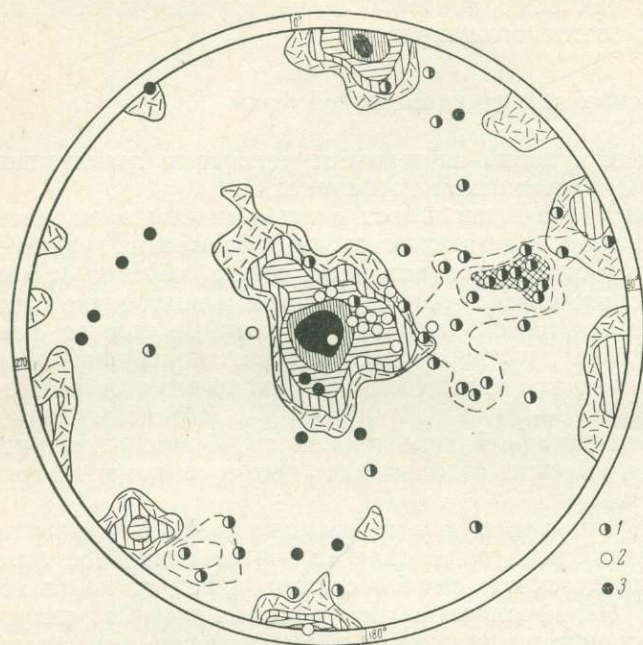


Рис. 5. Диаграмма ориентировки трещин в породах центральной части Сырыгинского массива амфиболово-биотитовых гранитоидов. 200 замеров. Изолинии: 1,0—2,5—3,5—5—6%
Элементы залегания: трахитоидности (1), ксенолитов (2), даек аплита (3)

калиевого полевого шпата, имеющих иногда крупные (до 6 см в длину) размеры, предпринимались попытки систематического изучения ориентировки этих вкрапленников с целью расшифровки первичных структур. Оказалось, что вкрапленники в большинстве пород массива ориентированы закономерно (рис. 5, 6). Однако в ряде случаев, особенно в кварцевых монцонитах и сиенито-диоритах, возможно постмагматическое происхождение вкрапленников, которые, таким образом, являются порфиробластами и ориентировка которых не может служить основанием для суждения о первичных структурах массива. В лучшем случае она отражает положение ослабленных направлений, существовавших в завершающий этап становления массива. Эти структуры имеют косую ориентировку по сравнению с первичной полосчатостью. Так, замеры ориентировки вкрапленников калиевого полевого шпата на ориентирной диаграмме образуют два максимума: первый, отвечающий простираанию 350—355° (падение на восток, угол 45—60°), и второй — простираание 305—310° с падением на юго-запад под углом 60—80°. В породах северо-восточной апофизы массива вкрапленники калиевого полевого шпата имеют сходную ориентировку, однако преобладают вкрапленники субширотного простираания (260—280°). Следует отметить, что ориентировка вкрапленников, как и первичная полосчатость, однотипны вблизи контактов (восточного и западного) и в центре массива. Следовательно, ослабленные направления в массиве, получившие развитие к началу процессов автометаморфизма, наследуют ориентировку прото-

тектонических структур и имеют сходные элементы залегания, отличаясь лишь более крутыми углами наклона.

Среди трещин отдельности в массиве отчетливо выделяются три системы первичных трещин (по отношению к текстурам течения): *L*, *S* и *Q*. Из них в гранитах центральных частей массива наиболее развита система *Q*, образующая пологую матрацевидную или куполовидную отдельность, согласно с которой залегает большая часть ксенолитов.

Замеры трещиноватости краевых участков массива представлены на диаграммах (см. рис. 6), свидетельствующих о распространении трещин северо-восточного и северо-западного направлений.

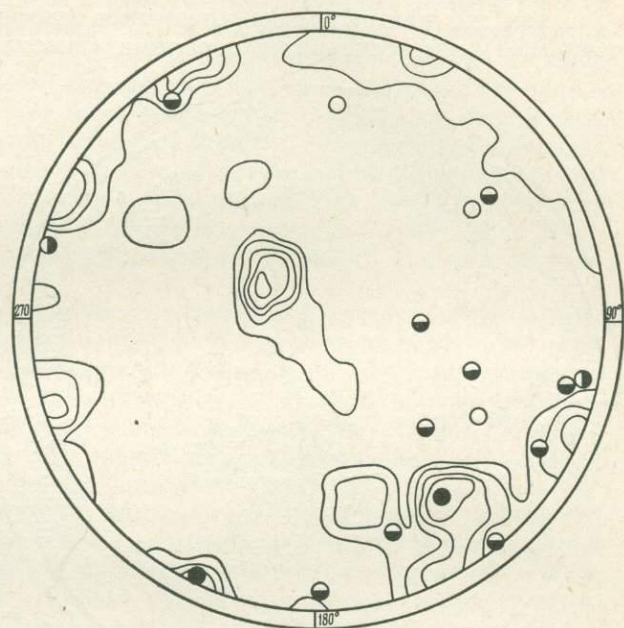


Рис. 6. Диаграмма ориентировки трещин в породах краевых частей Сырыгичинского плутона амфиболово-биотитовых гранитоидов. 150 замеров. Изолинии: 1—2,1—3,2—4,2—5,3%

Элементы залегания: линейности (1), трахитоидности (2), ксенолитов (3), даек аплита (4)

○1 ○2 ⊖3 ●4

На основании структурного анализа Сырыгичинского массива можно сделать следующие выводы:

1) массив этот конформный (структуры течения параллельны поверхности контактов);

2) ориентировка элементов прототектоники у контактов массива указывает на плитообразную, крутонаклонную к северо-востоку форму тела; северо-восточные апофизы массива круто наклонены к юго-востоку;

3) массив имеет отчетливо выраженный посттектонический характер (отчетливое разгнейсование вмещающих палеозойских гранитов и лишь незначительный протобластез в породах краевых частей массива);

4) пологое залегание ксенолитов в средней части массива, преимущественное развитие здесь почти горизонтальной матрацевидной отдельности и наличие гранит-порфировых фаций говорят о том, что этот участок массива представляет собой его слабо эродированную апикальную часть.

Форма Сырыгичинского массива, его внутреннее строение и структурные особенности отражают специфические условия формирования массива в тектонически ослабленной зоне, в участке пересечения разломов нескольких направлений.

Сырыгичинский массив является типичным «плутоном разлома» или «трещинным плутоном» (Елисеев, 1953).

Амананский массив имеет площадь выходов на дневную поверхность около 400 км² и активно контактирует в южной, западной и восточной частях с вмещающими гранитоидами олёкминского комплекса. С севера массив ограничен зоной смятия и прорван субщелочными гранитоидами нерчуганского комплекса. Массив в целом вытянут в широтном направлении, но распределение фациальных разновидностей пород и элементы залегания ксенолитов свидетельствуют о решающей роли в его строении северо-восточных и иногда северо-западных, близких к меридиональным, структур.

Так же как и в Сырыгичинском массиве, приконтактные части сложены более основными породами (диоритами и кварцевыми диори-

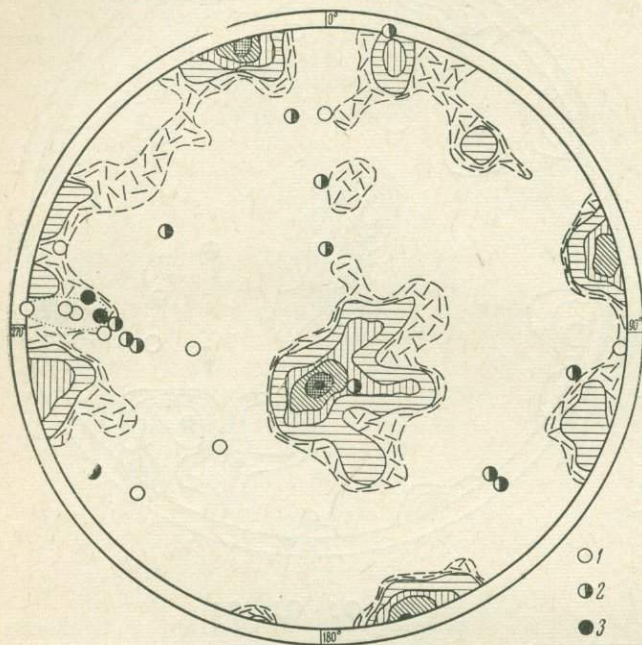


Рис. 7. Диаграмма ориентировки трещин в породах Амананского плутона. 130 замеров. Изолинии: 1,5—2,3—3,8—5,4—7,0—7,7%.

Элементы залегания: ксенолитов (1), даек аплита (2), даек диабазы (3)

тами), а внутренние — более кислыми (гранодиоритами и гранитами). От приконтактных диоритов к гранитам прослеживается постепенный переход. Породы центральных частей массива имеют порфиroidный облик, а на территории Аманан-Макитского месторождения выявлено несколько вытянутых в северо-восточном (20°) направлении тел гранитпорфиров, имеющих характер обособлений среди порфиroidных гранитов, так как четкие контакты между теми и другими обнаружить не удается.

Основной особенностью прототектоники Амананского массива являются относительно слабо выраженные элементы первичной полосчатости и линейности. На наличие определенной ориентировки движения магматического материала во время становления массива указывает ориентировка эллипсоидальных плоских ксенолитов основных пород. Как правило, плоскость этих ксенолитов имеет почти меридиональное простирание (350—10°) и падение на запад-юго-запад под крутыми углами (60—75°). Замеры ориентировки трещин отдельности, нанесенные на ориентирную диаграмму (рис. 7), группируются в ряд максимумов, указывающих на определенное положение отдельности в породах массива по отношению к ориентировке ксенолитов.

По степени распространения выделяется несколько групп трещин отдельности. Первая группа трещин имеет северо-западное простирание

(350—346°) и крутое падение на юго-запад под углом 70—90°. К ней примыкает сравнительно слабо развитая система трещин отдельности субмеридионального простирания, круто падающая на северо-запад. Эти трещины, элементы залегания которых сходны с таковыми ксенолитов, могут быть определены как первичные пластовые трещины *L*. По сравнению с другими системами трещин они развиты слабо, что вполне согласуется с представлениями Г. Клооса (1937) об этом типе отдельности. Вторая группа трещин характеризуется в основном северо-восточным простиранием (70—80°) и образует на ориентирной диаграмме четкий максимум. Азимут падения совпадает с простиранием длинных осей эллипсоидальных ксенолитов, что дает основание для отнесения их к типу продольных первичных трещин *S*. Третья группа трещин имеет в основном широтное простирание (85—95°) и падение на юг под углами 10—20°. По своему характеру и отношению к ориентировке ксенолитов они могут быть классифицированы как поперечные трещины *Q*. В этих трещинах нередко локализуются мелкие дайковые тела аплитовидных гранитов и кварцевые прожилки. Отмечается также система трещин северо-западного простирания (280—284°) с крутыми углами падения на северо-восток (70—90°), которая может быть отнесена к категории диагональной отдельности, а также система трещин с азимутом падения 112°.

Как видно из вышеизложенного, имеется большое сходство петроструктурных особенностей Амананского и Сырыгинского массивов. Характерно постоянство простирания ксенолитов и трахитоидности в обоих массивах (350—355° в Амананском и 350—355, 355—5° в Сырыгинском). Однозначно ориентировано большинство систем трещин, в том числе определяемых как первичные; расхождение наблюдается только в залегании продольных трещин *S*.

Имеются в прототектонике плутонов и определенные различия, главное из которых заключается в изменении угла падения плоских ксенолитов среди гранитов и в иной ориентировке трахитоидности. Следует указать, что в ориентировке прототектонических структур Амананского массива слабо проявлены структуры северо-западного (310—320°) направления, тогда как локализация Сырыгинского массива на пересечении северо-восточного и северо-западного структурно-тектонических направлений обусловила усложнение его прототектоники, в частности, появление характерной северо-западной ориентировки вкрапленников. Значительно более крутые углы падения ксенолитов, резко несогласных с залеганием пологой отдельности, отсутствие типичных порфирировых фаций в породах Амананского массива свидетельствуют о более глубоком эрозионном срезе последнего. В Сырыгинском массиве, помимо вертикального движения, играло значительную роль перераспределение магматического материала под кровлей в горизонтальном направлении, в котором и происходит ориентировка ксенолитов и первичных трещин *L*. В Амананском массиве эта апикальная часть уничтожена эрозией, поэтому здесь наблюдается более простой план первичных структур.

Однако, несмотря на частные различия, Амананский и Сырыгинский массивы характеризуются одной и той же особенностью: наличием тесной связи между строением массивов и тектоническими нарушениями определенного направления. Амананский массив также может быть отнесен к категории трещинных гипабиссальных плутонов. Помимо непосредственного присутствия порфирировых фаций в апикальных частях этих плутонов, например в Сырыгинском, породы массивов характеризуются следующими признаками гипабиссальности: а) зональностью плагиоклазов, часто с реакционными взаимоотношениями между зонами; б) частым присутствием наряду с ортоклазом анортклаза; в) практически полным отсутствием пегматитов.

Отмеченные выше характерные черты морфологии и строения Сырыгичинского и Амананского массивов полностью сохраняют свое значение и в отношении других массивов гранитоидов амананского подкомплекса, выявленных на описываемой территории: Итакинского, Қаравитского, Иендинского, Давендинского и др.

Диориты и кварцевые диориты, как уже указывалось, слагают периферические части массивов. Породы более основные, чем диориты, встречаются крайне редко, а отклонения в сторону гранодиоритов, характерных для более внутренних частей массивов, весьма обычны. Иногда в этих породах повышается содержание калиевого полевого шпата до такой степени, что их состав соответствует составу кварцевых сиенитов и кварцевых монзонитов. Обычно эти породы образуют многочисленные разрозненные участки среди диоритов и связаны с ними постепенными переходами. Лишь в редких случаях кварцевые сиениты и кварцевые монзониты преобладают в краевых частях массивов (северо-восточный выступ Сырыгичинского массива).

Амфиболово-биотитовые граниты слагают центральные части массивов и имеют как резкие контакты с диоритами периферических частей, так и постепенные переходы через гранодиориты. В случае резких контактов граниты, имеющие обычно порфиroidный облик, приобретают отчетливо порфиroidное сложение (апикальные части Сырыгичинского массива).

Количественное соотношение различных пород, слагающих эти массивы, подчиняется следующей закономерности: 50% площади выходов массивов приходится на долю диоритов, кварцевых диоритов, кварцевых сиенитов и монзонитов, остальные 50% — на долю гранодиоритов, гранитов и гранит-порфиров. Отношение площадей, занятых диоритами и кварцевыми диоритами, с одной стороны, и кварцевыми монзонитами и кварцевыми сиенитами — с другой, близко к единице; такое же отношение наблюдается для гранитов и гранодиоритов.

Породы второй фазы — биотитовые и лейкократовые граниты

Массивы биотитовых и лейкократовых гранитов, относимых нами ко второй фазе амананского подкомплекса, залегают как среди олёкминских гранитоидов, так и среди пород первой фазы. На изученной территории известно шесть относительно крупных массивов биотитовых и лейкократовых гранитов (Ловугичинский, Верхне-Джалирский, Мориконский, Чонгольский, Вылактинский, Перевальный).

Их размеры обычно соизмеримы с размерами гранитоидов первой фазы, а форма несколько менее сложная. В отличие от массивов первой фазы зональное строение их выражено значительно слабее или отсутствует совсем. Лишь иногда приконтактные части сложены породами, приближающимися по составу к гранодиоритам, или фациями порфиroidного сложения.

Относительная однородность строения и отсутствие четко выраженных директивных структур в большинстве случаев не дают возможности судить о их прототектонике. Однако форма и особенности размещения массивов указывают на решающую роль тех же структур, которые характерны для массивов первой фазы.

Так, например, Ловугичинский массив имеет площадь выходов на дневную поверхность около 200 км² и залегает в основном среди олёкминских гранитов. В западной части он активно контактирует с диоритами первой фазы амананского подкомплекса. Массив имеет в плане треугольную форму с относительно прямолинейными западным (СЗ 330°) и северным (СЗ 300°) контактами. В контактовых

частях массива основные породы отсутствуют, но широко распространены гранит-порфиновые фации. В других массивах (например, Вылактинский) порфиновые фации распространены значительно слабее, что свидетельствует, по-видимому, о большей его эродированности.

Биотитовые и лейкократовые граниты не обладают столь характерными типоморфными признаками, как амфиболово-биотитовые граниты и гранодиориты, вследствие чего корреляция их сопряжена со значительными трудностями. Сходными с ними минералого-петрографическими особенностями обладают иногда фельдшпатизированные гранодиориты, а нередко и граниты олёкминского комплекса. Вследствие этого к выделению их приходится относиться с особой осторожностью, учитывая возможность гетерогенности.

Породы фазы жильных образований

К третьей фазе амананского подкомплекса мы относим гранит-порфиры и аплитовидные граниты, залегающие в виде даек, секущих породы первой и второй фаз. Между собой эти породы дают постепенные переходы, что наблюдается как в одних и тех же телах, так и в разобщенных дайках, сложенных породами переходного типа. Мощность даек не превышает 1 м, протяженность достигает первых сотен метров. Дайки обычно имеют северо-восточное (30—35°) и северо-западное (300—310°) простирание, совпадающее с направлением главнейших тектонических структур, и, как правило, не выходят за пределы массивов. Для массивов второй фазы характерны дайки несколько более кислого состава.

Постмагматические образования

Постмагматические метасоматические проявления в амананском подкомплексе представлены зонами калинатрового метасоматоза и приконтактового выщелачивания, а также редкими кварцевыми жилами и прожилками с молибденитом.

В результате метаморфического воздействия со стороны интрузивов амананского подкомплекса на вмещающие олёкминские граниты в контактовой зоне происходят явления фельдшпатизации. Подобный характер метаморфизма установлен во многих участках экзоконтактовой зоны гранитоидов Сырыгинского массива, где олёкминские граниты изменены в зоне шириной до 500 м.

В непосредственной близости от контактов и в зоне до 50 м шириной метаморфизм олёкминских гранитов имеет иной характер. Здесь возникают мелкозернистые массивные и рассланцованные породы, связанные через фельдшпатизированные породы постепенными переходами с неизменными олёкминскими гранитами. В таких зонах происходят интенсивная перекристаллизация пород и новообразование железистого флогопита, андалузита, мусковита, иногда силлиманита и эпидота. Эти породы несут убогую молибденовую и вольфрамовую минерализацию в виде вкрапленности молибденита и шеелита, а иногда сопровождаются кварцево-молибденитовыми жилами (рудопоявление Каравкит). Они развиваются в основном по экзоконтактовым породам и в меньшей мере по породам эндоконтактовых частей массивов амананских гранитоидов.

Наблюдается тесная пространственная связь между участками массивов собственно интрузивной фазы, сложенными кварцевыми монцонитами и сиенитами, и наиболее интенсивным проявлением приконтактовых изменений — фельдшпатизации и кислотного выщелачивания.

АМУДЖИКАНСКИЙ ПОДКОМПЛЕКС

К амуджиканскому подкомплексу мы относим пеструю серию пород малых интрузивно-экструзивных тел, для которых установлена тесная связь с эффузивами, а также издавна известные в Забайкалье гигантопорфиroidные граниты (типа амуджиканских) и дайки порфиров с крупными вкрапленниками ортоклаза (типа амурской дайки).

Эти породы, о связи с которыми золото-молибденового оруденения высказывал предположение еще С. С. Смирнов (1944), широко распространены не только на описываемой территории, но и к юго-западу от нее. Одними из первых исследователей гигантопорфировых пород Карского района были Н. А. Хрушов (1931) и Б. А. Иванов (1940). Последний изучил, в частности, малые интрузивные тела и дайки этих пород в бассейне р. Годой, рассматривая их в качестве самостоятельной «Годойской интрузии». Кроме того, следует отметить также работы П. В. Митрофанова (1935), В. П. Филиппова (1943), Н. А. Елисеева (1947), Г. Л. Падалки и Н. И. Марочкина (1948), М. Б. Бородаевской (1956), наиболее полно описавшей малые интрузии амуджиканского типа и отнесшей их к формации малых интрузий. В отличие от предыдущих исследователей М. Б. Бородаевская объединила в эту формацию как гигантопорфировые интрузивные тела с признаками гибридного происхождения, так и субвулканические и экструзивные образования, сложенные различными породами, близкими к ряду нормального гранита — гранодиорита. Вслед за М. Б. Бородаевской мы выделяем в составе амуджиканского подкомплекса две группы или серии пород, которые связываем с двумя самостоятельными стадиями его формирования.

Последовательность становления амуджиканского подкомплекса может быть изображена в виде схемы, представленной на стр. 26.

Амуджиканскому комплексу свойственны значительные местные вариации, состоящие в избирательном проявлении пород тех или иных фаз. Наиболее обычна некоторая пространственная разобщенность пород первой и второй фаз от пород третьей и четвертой. Так, непосредственно в пределах Олёкмо-Нерчуганского района и на площади чисто молибденовых рудных узлов преобладают породы первых двух фаз, а в пределах пришилкинской полосы и золоторудных узлов более широко распространены породы третьей и четвертой фаз.

ИНТРУЗИВНО-ЭФФУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

К этой группе относятся разнообразные по составу и структуре породы, которые слагают небольшие интрузивные и экструзивные тела, субвулканические штоки и дайки. Обычно они имеют небольшую площадь выходов на дневную поверхность, лишь в редких случаях (штоки в бассейнах рек Береи и Белого Урюма) их площадь достигает 30 км².

Эти образования, как правило, располагаются вблизи контактов массивов амананского подкомплекса и вблизи покровов эффузивов. Широко распространены они также в пределах рудных полей молибденовых месторождений.

На территории района известны своеобразные породы эффузивного облика, слагающие верхние части субвулканических штоков. По структурно-текстурным признакам (порфиroidная и афанитовая структуры, флюидальная текстура, наличие участков, сложенных лавобрекчией) эти породы по существу ничем не отличаются от типичных эффузивов. Однако постоянно наблюдаются постепенные переходы от полнокристаллических пород субвулканических штоков, вскрытых в бортах долин, к породам эффузивного облика, слагающим вершинные части гольцов.

Последние находят полных аналогов среди близлежащих покровов эффузивов.

Особенно отчетливо взаимоотношения полнокристаллических и эффузивоподобных пород установлены в междуречье Каравкита и Береи, где на интервале 300—400 м прослежен постепенный переход без переывов от полнокристаллических разновидностей (порфировидные гранодиориты, гранодиорит-порфиры) к породам эффузивного облика, расположенным в верхах разреза. Такие же постепенные переходы наблюдаются в некоторых мелких массивах, развитых в системе гольцов Кропоткина и в верховьях Белого Урюма. Аналогичные соотношения описаны для сходных мезозойских магматических образований западной части Станового хребта Ю. К. Дзевановским (1958) и объясняются им «отсутствием покрывки из вмещающих пород и наземным выходом магматического вещества». Наличие полных аналогов по составу и строению среди типичных эффузивов и пород эффузивного облика нередко не позволяет разграничить эти образования. Среди излившихся пород преобладают эффузивы среднего и кислого состава: дациты и кварцевые порфиры.

Кроме субвулканических штоков, где фиксируется переход от полнокристаллических пород к породам эффузивного облика, имеются многочисленные мелкие тела и дайки, сложенные полнокристаллическими породами. Эти образования располагаются, как правило, на меньшем гипсометрическом уровне, чем типичные субвулканические штоки, и не дают постепенных переходов в полнокристаллические породы. Однако породы этих тел находят себе аналогов по строению, структуре и составу среди преимущественно неполнокристаллических пород типичных субвулканических штоков. Последнее дает основание считать эти тела, сложенные исключительно полнокристаллическими породами, глубинными частями субвулканических штоков или же корневыми частями эффузивов.

В формировании экструзивных и эффузивных пород часто намечается тенденция к уменьшению основности последующих внедрений. Так, в районе Сырыгичинского молибденового месторождения для полнокристаллических пород амуджиканского подкомплекса Г. В. Александровым выявлена следующая возрастная последовательность интрузивно-эффузивных образований: а) мелкозернистые габбро, габбро-диориты, диориты, микродиориты, диоритовые порфириты; б) кварцевые диоритовые порфиры, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры; в) среднезернистые гранодиориты, гранит-порфиры, мелкозернистые граниты, микрограниты; г) анортотлазовые гранит-порфиры и фельзитовые порфиры.

В районе верховьев Белого Урюма В. В. Павловой и В. И. Шульдинером наблюдалась сходная последовательность становления пород субвулканических штоков: гранодиорит-порфиры, меланократовые гранит-порфиры, лейкократовые гранит-порфиры и граниты, граносиениты.

Однако в Давенда-Ключевском районе для пород, относимых нами к первой фазе амуджиканского подкомплекса, М. Б. Бородаевской (1956) установлена обратная последовательность внедрения — от кислых к основным (гранодиорит-порфиры пересекаются диоритовыми порфиритами).

Среди малых интрузивных тел первых двух фаз амуджиканского подкомплекса наблюдаются как «простые» (Заварицкий, 1955), так и «сложные», образованные многоактным внедрением магматического материала, что нередко приводит к возникновению эруптивных брекчий. Последовательность формирования сложных интрузивных тел сохраняется от основных к кислым. Простые тела часто обладают зональным строением. Так, в районе верховьев р. Сырыгичи установлены малые интрузивные тела гранодиорит-порфиров (площадь выходов до 0,1 км²), которые характеризуются следующим строением: по периферии распо-

лагается оторочка кварцевых диоритовых порфиритов мощностью 1—2 м, иногда до 10 м; последние в направлении к центру штоков постепенно сменяются гранодиорит-порфирами, а иногда даже гранит-порфирами.

Форма интрузивных и субвулканических тел при детальном изучении всегда оказывается очень сложной, так как определяется тектоническими нарушениями разнообразных направлений. В результате образуются тела полигональной формы, ограниченные близкими к прямолинейным контурами двух-трех направлений.

Четкая приуроченность магматических образований первой и второй фаз к разломам, нередко параллельное направление падения контактов — все это позволяет классифицировать их как трещинные тела. В пределах изученной территории породы интрузивно-эффузивных фаз подкомплекса распределены неравномерно. Наиболее широко они распространены в северо-западной ее части (Олёкмо-Нерчуганский район), реже встречаются в юго-восточной (пришилкинская полоса). В региональном плане их распределение контролируется теми же разломами глубокого заложения, что и распределение интрузивов амананского подкомплекса.

Существенную роль в локализации интрузивно-эффузивных пород первой и второй фаз играют более мелкие разломы второго порядка, оперяющие региональные разломы глубинного заложения, а также тектонические нарушения, заложенные во время или после формирования массивов амананского подкомплекса. Наряду с характерными для всего аманано-амуджиканского комплекса разломами северо-восточного (30—35°) и северо-западного (300—305°) направлений большое значение в размещении интрузивно-эффузивных образований имеют субширотные и субмеридиональные разломы.

Максимальное количество мелких штокообразных тел и даек первых двух фаз амуджиканского подкомплекса концентрируется вблизи участков, на которых наблюдаются резкие перегибы контактов массивов амананских гранитоидов. Такие максимальные скопления интрузивных тел и даек часто сопровождаются широким проявлением постмагматических процессов и молибденовой минерализации.

ИНТРУЗИВНЫЕ ГИГАНТОПОРФИРОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Породы этой группы резко отличаются от всех других магматических образований района прежде всего наличием гигантских (до 15 см) вкрапленников ортоклаза, окруженных олигоклазовой оторочкой, что в некоторой степени сближает их с породами типа рапакиви. Второй характерной чертой является наблюдающаяся обычно неравновесность минерального состава вкрапленников и обогащенного темноцветными минералами базиса. Эти особенности, резко бросающиеся в глаза даже при макроскопическом наблюдении, а также пространственная и, как будет показано далее, генетическая связь с ними золото-молибденового и особенно золотого оруденения издавна привлекали внимание исследователей (Хрущов, 1931; Иванов, 1940; Елисеев, 1947; Бородаевская, 1956 и др.).

Однако только детальное изучение и обобщение обширных материалов проведенных ранее исследований позволили рассматривать эти породы как закономерные продукты сложного аманано-амуджиканского магматического комплекса. Гигантопорфировидные породы развиты в пределах третьей и четвертой фаз амуджиканского подкомплекса, первая из которых обладает несколько меньшими признаками гибридности и объединяет породы, характеризующиеся в основном крупнозернистым резкопорфировым сложением. Сюда относятся порфировидные гранодиориты, граниты, гранит-порфиры и аплиты, формировавшие

еся в нормальной последовательности от более основных пород к более кислым. Породы этой фазы слагают относительно крупные (до 150 км²) массивы (например Амуджиканский, Иендинский, Бойчанский и др.).

Основную роль в строении указанных массивов играют гигантопорфиroidные граниты, с характерным отклонением по химическому составу к гранодиоритам. Типичные гранодиориты иногда отмечаются в виде приконтактовых фаций этих гранитов. Гранит-порфиры слагают апофизы, а иногда и приконтактовые части массивов. Аплиты, реже аплит-пегматиты, залегают обычно среди пород массивов в виде невыдержанных расплывчатых жилоподобных образований.

Четвертая фаза включает порфиры с базисом различной основности, в том числе и гибридные порфиры (Бородаевская, 1956), а также пироксеновые порфиры. Эти породы характеризуются наличием крупных вкрапленников калиевого полевого шпата и кварца, расположенных среди мелкозернистого базиса, имеющего переменный состав (от гранитового до лампрофирового). Они слагают дайки, реже штокообразные тела, формировавшиеся позже пород третьей фазы. Наиболее молодые из них — пироксеновые порфириты — являются одновременно самыми молодыми породами всего амуджиканского подкомплекса и нередко пересекают кварцево-молибденовые, а иногда даже кварцево-турмалиновые жилы.

Наиболее распространены гигантопорфиroidные гибридные породы в пришилkinской полосе. Здесь находится относительно крупный массив гигантопорфиroidных гранитов — Амуджиканский, а также чрезвычайно многочисленные дайки и малые тела гибридных порфиroidов. Дайки гибридных порфиroidов образуют максимальные скопления в пределах так называемого дайкового пояса (Бородаевская, 1956), который протягивается по крайней мере от рудника Ключи до разъезда Кендагиры, т. е. на расстояние свыше 60 км при средней мощности пояса 4 км. Дайковый пояс состоит из сопряженных отрезков, при этом одни участки характеризуются северо-восточным простиранием даек, а другие — близким к широтному или северо-западному.

Возникновение дайкового пояса, по-видимому, обусловлено образованием многочисленных разрывов в сводовой части Ключевской антиклинали (Бородаевская, 1955). Эти разрывы явились не только путями подъема магмы, но и вместилищем для ее производных. Ключевская антиклиналь, по всей видимости, образовалась в юрское время на месте раннего мезозойского прогиба (Падалка, 1958) и унаследовала главные особенности предшествующих структур. Следует отметить, что в пределах пришилkinской полосы распределение пород амуджиканского подкомплекса контролируется не только структурами близкого к широтному направления (дайковый пояс), но также и разломами глубокого заложения (СВ 30—35° и СЗ 300—305°), определяющими размещение и форму массивов амананского подкомплекса и массивов гигантопорфиroidных гранитов амуджиканского подкомплекса. Массивы, подобные амуджиканскому, известны в непосредственной близости от изученной территории (Сретенский, Кара-Чачинский) и также располагаются в пределах пришилkinской полосы.

Ранее считалось, что гигантопорфиroidные граниты типа амуджиканских или сретенских, а также дайки гибридных порфиroidов развиты исключительно в пришилkinском районе. Однако в результате работ последних лет аналогичные массивы гигантопорфиroidных гранитов обнаружены в низовьях р. Нерчуган, в верховьях р. Итака, в бассейне р. Иенда. С массивами резкопорфиroidных гранитов обычно ассоциируют дайки гибридных порфиroidов. Однако такая пространственная связь обнаруживается не всегда (Бойчанский шток). В пределах Верхне-Олёкминского района гибридные порфиры установлены лишь в единичных случаях, за исключением пироксеновых порфиритов, которые здесь

также являются пострудными по отношению к кварцево-молибденитовым жилам. Тела порфиров часто обнаруживают зональное строение и в этом случае их приконтактовые части сложены более основными разновидностями пород, нежели центральные, в некоторых малых телах установлены эруптивные брекчии.

Форма малых интрузивных тел гибридных порфиров сложная, полигональная и является результатом их приуроченности к участкам пересечения нескольких разломов.

Из массивов гигантопорфировидных гранитов наиболее известен на территории Северо-Восточного Забайкалья Амуджиканский массив, вытянутый в северо-восточном направлении (СВ 30°) на 15 км при ширине 5—6 км. Площадь выходов массива на дневную поверхность — около 100 км². Он залегает в биотитовых гранитах олёкминского комплекса и имеет с ними четкие интрузивные контакты; восточный и западный контакты субпараллельны и наклонены к западу. Согласно представлениям Н. А. Елисеева (1947), Амуджиканский массив может рассматриваться как «плутон разлома». Структура массива определяется его положением в месте пересечения разломов различных направлений. Северная часть массива вытянута в меридиональном направлении, а южная — в северо-восточном. Ориентировка вкрапленников и элементы трахитоидности в гранитоидах массива подтверждают наличие указанного перегиба структур. В западной и южной частях от массива отходят ряд апофиз, вытянутых в северо-западном и северо-восточном направлениях. По определению Н. А. Елисеева (1947), массив является типичным гипабиссальным плутоном, о чем свидетельствуют незначительные экзоконтактовые изменения и наличие гранит-порфировых фаций в эндоконтакте. Наличие гранит-порфиров, в западной и южной частях массива, возможно, свидетельствует об асимметричном его строении.

ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА АМУДЖИКАНО-ШАХТАМИНСКОГО КОМПЛЕКСА

Установление возраста пород этого комплекса сопряжено со значительными трудностями вследствие почти полного отсутствия в описываемом районе нормальных осадочных образований. В северной части района, где породы амананского подкомплекса расположены наиболее широко, встречены лишь континентальные отложения в мезозойских депрессиях. Поэтому нижняя возрастная граница амананских гранитоидов фиксируется прорыванием ими палеозойских гранитов и более точно не устанавливается. Амананские гранитоиды прорваны в свою очередь породами малых интрузий амуджиканского подкомплекса и нерчуганскими гранитами. Галька амананских гранитоидов входит в состав базальных конгломератов и туфоконгломератов мезозойских депрессий и, в частности, обнаружена в Нерчуганской депрессии. Возраст нижнего безугольного горизонта Нерчуганской депрессии определен по фауне *Ferganoconcha* Г. Г. Мартинсоном как среднеюрский. Возраст верхней продуктивной свиты по результатам спорово-пыльцевого анализа определен Н. С. Сахановой как верхнеюрский — нижнемеловой.

Определение абсолютного возраста пород амананского подкомплекса аргонным методом по биотиту (ВСЕГЕИ, лаборатория Н. О. Полевой) дало следующие результаты:

диорит, северо-восточная часть Сырыгичанского массива	183 млн. лет
диорит, южная часть массива	163 „ „
гранодиорит, центральная часть массива	172 „ „
гранит, западная часть массива*	147 „ „

* Для той же пробы по ортоклазу получено несколько иное значение — 182 млн. лет.

Согласно новой геохронологической шкале (Полевая, 1961), эти цифры охватывают практически весь юрский период, для которого нижняя граница составляет 185 млн. лет, а верхняя — 140 млн. лет.

Таким образом, результаты определения абсолютного возраста, подкрепленные геологическими наблюдениями, фиксируют юрский возраст амананских гранитоидов и не позволяют точнее датировать время образования этих пород. Более того, не исключено, что имеющий место разброс цифр абсолютного возраста не является результатом погрешности метода, так как формирование интрузивных комплексов, согласно современным представлениям (Афанасьев, 1955; Фирсов, 1959), представляет собой сложный и длительный процесс и может охватывать интервал времени до 50 млн. лет.

Следует отметить, что ряд геологов, изучающих Забайкалье, в том числе и авторы настоящей работы (В. В. Павлова, В. И. Шульдинер), не исключают возможности образования амананского подкомплекса на границе триаса и юры или даже в триасе.

Возрастное положение амуджиканского комплекса определяется следующими соображениями.

В описываемом районе повсеместно установлено прорывание амананских гранитоидов малыми интрузивными и субвулканическими телами амуджиканского подкомплекса. Породы этого подкомплекса в свою очередь интродированы нерчуганскими гранитами (междуречье Агламинды и Богдичи). Эффузивные породы амуджиканского подкомплекса — дациты, аналогичные породам эффузивного облика из субвулканических штоков, подстилают песчано-сланцевые угленосные отложения Нерчуганской депрессии и сменяются по вертикали песчано-сланцевыми отложениями средне-верхнеюрского возраста.

С другой стороны, в настоящее время установлено, что южнее изученного района в главном мезозойском прогибе гигантопорфировидными гранитами Сретенского массива прорываются песчано-сланцевые отложения нижней и средней юры (матаканская юра), которые содержат (В. Н. Шенфиль) остатки *Cladophelis* sp. cf. *cwhitbiesis* Gupta, *Chekanowskia* sp., *Phaenicapsis* sp., характеризующие, по мнению И. Н. Сребродольской, нижнюю и среднюю юру. Такие же взаимоотношения с осадочными отложениями нижней и средней юры характерны и для шахтаминских гранитоидов, которые прорывают нижне-среднеюрские фаунистически охарактеризованные отложения.

В районе Балейского месторождения, согласно П. С. Бернштейну (Бородаевская, 1956), породы малых интрузий, петрографически тождественные таковым амуджиканского подкомплекса, прорывают фаунистически охарактеризованные континентальные отложения верхней юры и находятся в виде гальки в конгломератах нижнего мела.

Взаимоотношения малых интрузий амуджиканского подкомплекса, прорывающих осадочные отложения нижней и средней юры, с вулканогенными и верхнеюрскими отложениями не выяснены.

Таким образом, геологические данные свидетельствуют о послесреднеюрском, вероятно верхнеюрском, возрасте пород амуджиканского подкомплекса.

Определения абсолютного возраста аргоновым методом по биотиту (ВСЕГЕИ, лаборатория Н. И. Полевой) для пород подкомплекса из массивов, расположенных в зоне главного мезозойского прогиба, дали следующие результаты:

Гигантопорфировидные гранитоиды:	
Сретенский массив	171 млн. лет
Кара-Чачинский массив	190 " "
Актаитанский массив*	170 " "
Граниты Шахтаминского массива	167 " "

* Определено по валовой пробе.

Эти определения абсолютного возраста близки к таковым для амананского подкомплекса и свидетельствуют о юрском возрасте аманано-амуджиканского комплекса в целом, не позволяя, однако, датировать его возраст более точно.

Исходя из взаимоотношений пород подкомплекса с мезозойскими осадочными образованиями и общих представлений о развитии мезозойского магматизма в Восточном Забайкалье (Падалка, 1958; Шгаль, 1958, 1960), мы считаем возраст амуджиканского подкомплекса послесреднеюрским или верхнеюрским.

ГЛАВА VI

ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК АМУДЖИКАНО-ШАХТАМИНСКОГО КОМПЛЕКСА

Во избежание повторений при петрографо-минералогической характеристике амуджикано-шахтаминского комплекса, связанных с чрезвычайным разнообразием слагающих его пород, нередко достаточно близких по качественному составу, но относящихся к различным фазам, мы приводим краткое петрографическое описание по группам пород, объединяющим наиболее родственные их разновидности и генетически представляющим собой перечисленные в предыдущей главе фазы развития каждого из двух подкомплексов. Породы переходных или промежуточных типов в пределах групп отдельно не описываются, но их вещественный состав, а также свойства и особенности породообразующих и аксессуарных минералов приведены в соответствующих таблицах.

Описание породообразующих и аксессуарных минералов обособлено от петрографического описания пород и дано для всего комплекса в целом. Это важно не только с точки зрения выработки корреляционных и типоморфных признаков, но связано и с тем обстоятельством, что минералы всех изученных пород комплекса обладают многими сходными чертами и закономерностями преемственного изменения свойств.

АМАНАНСКИЙ ПОДКОМПЛЕКС

В состав амананского подкомплекса входят следующие группы пород: диориты и кварцевые диориты, кварцевые сиениты и монцониты, амфиболово-биотитовые порфирированные гранодиориты и граниты, биотитовые и лейкократовые граниты, аплиты и гранит-порфиры.

Диориты и кварцевые диориты обладают массивной или слабополосчатой текстурой: сложение их среднезернистое и крупнозернистое (3—4 мм), облик мезократовый. Кварц, не видимый макроскопически, обычно обнаруживается в небольшом количестве при изучении шлифов, вследствие чего диориты в большинстве своем относятся к кварцсодержащим. Минеральный состав диоритов и кварцевых диоритов: плагиоклаз, амфибол, биотит, небольшое количество калиевого полевого шпата и кварца, изредка наблюдаются единичные зерна пироксена (табл. 9).

Аксессуарные минералы представлены главным образом магнетитом, сфеном, ильменитом, апатитом и цирконом (табл. 10).

Кварцевые сиениты и кварцевые монцониты наблюдаются в виде отдельных участков среди диоритов и кварцевых диоритов в приконтактных частях массивов или самостоятельно слагают некоторые выступы этих массивов.

Минеральный состав пород амананского подкомплекса
(в об. %)

Минерал	Диориты и кварцевые диориты	Кварцевые монцониты и кварцевые сиениты	Гранодиориты	Амфиболово-биотитовые граниты	Биотитовые граниты	Гранит-порфиры и аплиты
Плагиоклаз	54,5	49,6	42,9	37,1	49,2	29,0
Калиевый полевой шпат	8,4	23,8	26,6	27,8	27,5	35,4
Кварц	9,5	11,6	21,0	28,6	18,7	32,1
Биотит	10,2	6,8	4,6	4,0	3,5	2,5
Амфибол	15,0	5,8	2,9	1,2	0,6	0,1
Акцессорные	2,4	2,4	2,0	1,3	0,5	0,9

Кварцевые монцониты отличаются от диоритов крупнопорфировым сложением, а кварцевые сиениты, будучи, как и диориты, равномерно-зернистыми, обладают характерным розовым оттенком за счет повышенного количества калиевого полевого шпата.

Вкрапленники калиевого полевого шпата, имеющие размер в кварцевых монцонитах до 4—6 см, развиваются метасоматически, замещая плагиоклаз, а иногда и темноцветные минералы. Качественный минеральный состав кварцевых монцонитов и сиенитов такой же, как у кварцевых диоритов, а количественные соотношения минералов из-за значительного увеличения содержания калиевого полевого шпата изменяются (см. табл. 9). Акцессорные минералы те же, что и в диоритах (см. табл. 10).

Амфиболово-биотитовые порфировидные гранодиориты и граниты. Гранодиориты слагают переходные зоны между гранитами и диоритами, а граниты — центральные части массивов амфиболово-биотитовых гранитоидов. Среди порфировидных гранитов иногда выделяются участки, приближающиеся по структуре к гранит-порфирам.

Гранодиориты и граниты представляют собой розовато-серые, массивные среднезернистые порфировидные породы. Количественный минеральный состав этих пород подвержен значительным колебаниям (см. табл. 9), характерная же особенность их качественного состава — постоянное присутствие амфибола — прослеживается отчетливо.

Вкрапленники, достигающие 1—1,5 см, представлены калиевым полевым шпатом, количество вкрапленников составляет от 20 до 50%. Размер зерен основной массы, сложенной плагиоклазом, ортоклазом, кварцем, биотитом, амфиболом, а также макроскопически видимым сфеном, колеблется от 0,5 до 3 мм. В том случае, когда зернистость породы уменьшается, количество вкрапленников возрастает, среди них появляются плагиоклаз, амфибол, кварц, а порода приближается по облику к гранит-порфиру.

Акцессорные минералы в амфиболово-биотитовых гранитах и гранодиоритах такие же, как в диоритах, сиенитах и монцонитах, несколько меняются лишь количественные взаимоотношения отдельных минералов (см. рис. 10).

Биотитовые и лейкократовые граниты обладают массивным сложением и равномерно-среднезернистым строением; цвет серый и розовато-серый. Граниты нередко существенно плагиоклазовые, в составе их преобладает плагиоклаз (до 47%), меньшее значение имеют кварц и калиевый полевой шпат, биотит содержится в существенных количествах; амфибол обычно отсутствует. Состав тяжелой фракции биотитовых гранитов несколько отличается от состава тяжелой фракции

Количественные соотношения акцессорных минералов в породах амуджикано-шахтаминского комплекса
(в % к весу тяжелой фракции)

Таблица 10

Породы	Количество анализов	Галенит	Сфалерит	Молибденит	Арсенопирит	Халькопирит	Пирит	Флюорит	Барит	Гематит	Магнетит	Ильменит
<i>Амананский подкомплекс</i>												
Диориты, кварцевые диориты, монзониты и сиениты	12	—	—	Редкие знаки	—	—	0,3	—	—	—	84,2	2,9
Гранодиориты и граниты	8	—	—	То же	—	—	Знаки	—	Знаки	Редкие знаки	85,6	0,2
Гранит-порфиры, аплиты	4	—	—	"	—	—	То же	—	1,8	Знаки	88,7	Знаки
Среднее для подкомплекса . . .	24	—	—	Редкие знаки	—	—	0,2	—	—	Редкие знаки	84,9	1,5
<i>Амуджиканский подкомплекс</i>												
Интрузивно-эффузивные образования (породы первой и второй фаз):												
Мелкозернистые габбро-диориты, кварцевые диоритовые порфиры	9	—	—	То же	—	—	0,6	Редкие знаки	Знаки	—	98,8	0,1
Гранодиорит-порфиры, дациты	4	Очень редкие знаки	—	Знаки	—	—	3,2	1,0	Редкие знаки	Редкие знаки	83,3	5,9
Фельзитовые порфиры, гранит-порфиры	2		—	—	То же	—	—	0,1	0,2	Знаки	0,5	95,7
Среднее для пород первой и второй фаз	15	—	—	Знаки	—	—	1,8	0,6	Знаки	0,1	90,3	3,0
Интрузивные гигантопорфировые образования (породы третьей и четвертой фаз):												
Гранодиориты, граниты	7	—	—	—	—	—	Редкие знаки	—	—	—	88,6	—
Гибридные порфиры	9	—	—	Редкие знаки	—	—	То же	—	—	Редкие знаки	98,2	0,3
Среднее для пород третьей и четвертой фаз	16	—	—	—	—	—	Редкие знаки	—	—	—	90,5	0,1
Среднее для подкомплекса . . .	31	—	—	Редкие знаки	—	—	0,9	0,3	Редкие знаки	Знаки	90,4	1,6
Среднее для комплекса	55	—	—	То же	—	—	0,6	0,1	—	Редкие знаки	87,6	1,6

Породы	Хромит	Рутил	Анализ	Шеелит	Моноцит	Ксено- тим	Апатит	Сфен	Цир- кон	Торит	Гранат	Тур- малин	Ортит
<i>Амананский подкомплекс</i>													
Диориты, кварцевые диориты, мон- зониты и сиениты	—	Редкие знаки	—	Знаки	—	—	2,0	9,8	0,8	—	—	—	Редкие знаки
Гранодиориты и граниты	—	То же	—	То же	—	—	0,4	13,0	0,8	—	—	—	Знаки
Гранит-порфиры, аплиты	—	"	—	"	—	—	4,0	4,4	0,6	—	—	—	0,5
Среднее для подкомплекса	—	Редкие знаки	—	Знаки	—	—	1,2	11,4	0,8	—	—	—	Знаки
<i>Амуджиканский подкомплекс</i>													
Интрузивно-эффузивные образования (породы первой и второй фаз): Мелкозернистые габбро-диориты, кварцевые диоритовые порфириты	—	То же	—	То же	—	—	0,1	0,1	0,3	—	—	—	—
Гранодиорит-порфиры, дациты	—	3,2	—	Редкие знаки	—	—	1,8	1,0	0,6	—	—	—	Редкие знаки
Фельзитовые порфиры, гранит- порфиры	—	—	—	То же	Редкие знаки	—	2,8	0,1	0,4	—	—	—	Знаки
Среднее для пород первой и вто- рой фаз	—	1,4	—	Редкие знаки	—	—	1,6	0,7	0,5	—	—	—	Редкие знаки
Интрузивные гигантопорфировые об- разования (породы третьей и чет- вертой фаз): Гранодиориты, граниты	—	—	—	0,1	—	—	0,6	0,9	0,8	—	—	—	Знаки
Гибридные порфиры	—	—	Редкие знаки	Редкие знаки	—	—	0,6	0,5	0,4	—	—	—	Редкие знаки
Среднее для пород третьей и чет- вертой фаз	—	—	0,1	0,1	—	—	0,6	8,0	0,7	—	—	—	Редкие знаки
Среднее для подкомплекса	—	0,7	—	0,1	—	—	1,1	4,3	0,6	—	—	—	То же
Среднее для комплекса	—	0,4	—	Знаки	—	—	1,2	7,8	0,7	—	—	—	Знаки

амфиболово-биотитовых гранитоидов: убывает количество сфена, магнетита и ильменита, появляется монацит, увеличивается содержание апатита.

Гранит-порфиры и аплиты залегают в виде маломощных даек. Порфировые вкрапленники в них представлены калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем, реже биотитом. Основная масса сложена кварц-полевошпатовым агрегатом и имеет аплитовую структуру. В составе гранит-порфиров и аплитов преобладает калиевый полевой шпат, меньшее значение имеют плагиоклаз, кварц и биотит (см. табл. 9).

Акцессорные минералы в основном те же, что и в гранитах комплекса (см. табл. 10). Ильменит встречается только в виде редких зерен, но постоянно присутствуют заметные количества флюорита и ортита; иногда обнаруживается гранат.

АМУДЖИКАНСКИЙ ПОДКОМПЛЕКС

Среди магматических образований амуджиканского подкомплекса выделяется большое количество петрографических разновидностей, нередко связанных переходными разностями и объединяемых в несколько групп, соответствующих определенным интрузивным фазам:

1) мелкозернистые диориты, микродиориты, габбро-диориты, диоритовые порфиры и кварцевые диоритовые порфириты;

2) гранодиорит-порфиры, дациты, гранит-порфиры, фельзитовые порфиры, гигантопорфировые гранодиориты, граниты, гранит-порфиры и аплиты;

3) гигантопорфировые гибридные порфиры и пироксеновые порфириты.

В соответствии с таким подразделением и построено петрографическое описание наиболее типичных представителей каждой из выделенных групп.

ИНТРУЗИВНО-ЭФФУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Мелкозернистые габбро-диориты, кварцевые диоритовые порфириты

Между габбро-диоритами и кварцевыми диоритовыми порфиритами наблюдается вся гамма постепенных переходов как по составу, так и по структуре (мелкозернистые диориты, микродиориты, порфировидные микродиориты, диоритовые порфириты), вследствие чего эти породы и рассматриваются в пределах одной группы. Для краткости изложения ниже дано описание лишь крайних членов этой группы, в таблицы же включены материалы, характеризующие также и промежуточные разности: диоритовые порфириты и микродиориты.

Габбро-диориты отличаются большой выдержанностью состава и структуры на всей территории Северо-Восточного Забайкалья. Они имеют темно-серый, иногда с зеленоватым оттенком цвет, плотное сложение со слабо заметной порфировидностью. Количество вкрапленников, представленных зональным плагиоклазом (№ 53—33), буровато-зеленой роговой обманкой и биотитом, обычно невелико (1—10%). Средний минеральный состав габбро-диоритов приведен в табл. 11.

Основная масса, структура которой обычно близка к панидиоморфнозернистой, сложена идиоморфными табличками плагиоклаза (размером 0,1—0,5 мм), содержащегося в количестве до 50%, и идиоморфными зернами амфибола, по которым развивается биотит.

В качестве редкой примеси отмечается пироксен ($2V+45^\circ$), активно замещаемый роговой обманкой. Также редко обнаруживаются вкрапленники кварца. Кварц нередко тяготеет к центральным частям даек, что

отмечается в дайках, имеющих относительно большую мощность (около 10 м). Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном, апатитом и цирконом (см. табл. 10).

Кварцевые диоритовые порфиры характеризуются макроскопически заметной порфировой структурой, серо-зеленым цветом и наличием большого количества (до 50—60%, а иногда до 90%) относительно крупных (2—4 мм) вкрапленников.

Вкрапленники сложены зональным (иногда с обратной зональностью) плагиоклазом (№ 31—55), зеленой роговой обманкой, бурым биотитом и кварцем. Основная масса с зернами размером от 0,01 до 0,15 мм состоит из кварца (40—50%), калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза (№ 20), биотита и амфибола. Минеральный состав кварцевых диоритов приведен в табл. 11. Акцессорные минералы те же, что и в других породах группы.

Гранодиорит-порфиры — фельзиты

В состав этой группы входят породы, связанные как наличием переходных разновидностей в различных интрузивных телах, так и постепенными переходами в пределах одного тела.

Помимо гранодиорит-порфиров и фельзитов, являющихся крайними членами этого ряда, в состав его входят меланократовые гранит-порфиры и лейкократовые гранит-порфиры. Наиболее полно этот ряд представлен в Олёкмо-Нерчуганском районе, где все перечисленные разновидности встречаются и отдельно, и вместе, и нередко бывают связаны переходами с породами эффузивного облика, имеющими аналогичный состав.

Гранодиорит-порфиры и меланократовые гранит-порфиры, а также их эффузивные аналоги — дациты — наиболее распространенные породы группы. Это преимущественно массивные породы серого цвета, обладающие обычно отчетливым порфировым строением, которое обусловлено наличием вкрапленников (до 10×20 мм) плагиоклаза и калиевого полевого шпата, а также кварца (до 3×5 мм), погруженных в мелко- и среднезернистый базис (0,03—0,3 мм), сложенный преимущественно калиевым полевым шпатом и кварцем. Соотношение полевых шпатов и кварца в основной массе 6:4. Количество вкрапленников варьирует в широких пределах — от 20 до 90%, в среднем 30—40%. Количественный состав вкрапленников: плагиоклаз (№ 26—30) 60—65%, кварц до 30%, биотит и амфибол до 10%, ортоклаз 1—5%.

Средний минеральный состав гранодиорит-порфиров (см. табл. 11) свидетельствует о повышенном содержании в них калиевого полевого шпата и о некотором отклонении их в сторону сиенитов. Химические анализы гранодиорит-порфиров также указывают на отклонение их состава в сторону сиенитов.

Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, рутилом, апатитом, сфеном, флюоритом и цирконом.

Фельзит-порфиры и лейкократовые гранит-порфиры связаны переходными разностями с гранодиорит-порфирами. Наиболее распространены дайки и штоки этих пород в северной части района, где они находятся в наибольшей по сравнению с другими породами амуджиканского подкомплекса пространственной и возрастной близости с кварцево-молибденитовыми жилами. Фельзит-порфиры представляют собой массивные плотные тонкозернистые породы светло-серого или розоватого цвета и весьма сходны внешне даже в удаленных друг от друга телах. Количество порфировых вкрапленников в общем невелико (до 20%), но возрастает в пределах сравнительно крупных (800×100 м) интрузивных тел. Относительно мелкие (0,2—0,3 м)

вкрапленники обычно представлены идиоморфными зональными кристаллами плагиоклаза (№ 19—10), реже округлыми кристаллами кварца и очень редко ортоклазом, иногда встречаются вкрапленники биотита. Основная масса мелкозернистого строения (0,01—0,03 мм) имеет аплитовую или фельзитовую структуру и сложена примерно равным количеством кварца, ортоклаза и альбита. Количественный минеральный состав этих пород, подсчитанный ориентировочно при большом увеличении, приведен в табл. 11.

Таблица 11

Минеральный состав интрузивно-эффузивных образований амуджиканского подкомплекса (в вес. %)

Минералы	Первая фаза			Вторая фаза		
	Мелкозернистые габбро-диориты	Микродиориты, диоритовые порфириды	Кварцевые диоритовые порфириды	Гранодиорит-порфиры, дациты	Гранит-порфиры	Фельзитовые порфиры
Плагиоклаз	50,9	61,6	47,2	46,6	34,9	35,7
Калиевый полевой шпат	—	—	—	18,9	30,4	32,0
Кварц	1,5	6,5	10,5	14,0	25,9	29,2
Биотит	13,1	18,4	26,9	14,9	6,7	3,1
Амфибол	29,0	9,2	10,6	3,8+пироксен	0,4	—
Акцессорные	5,5	4,3	4,8	1,8	1,7	—

Примечание. Калиевый полевой шпат образует очень редкие порфировые вкрапленники.

Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, гематитом, цирконом, флюоритом, ильменитом, сфеном.

По химическому составу фельзит-порфиры и лейкократовые гранит-порфиры достаточно близки к аляскиту по Р. Дэли.

ИНТРУЗИВНЫЕ ГИГАНТОПОРФИРОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Представлены двумя группами пород, формировавшимися в две (третью и четвертую) фазы амуджиканского подкомплекса и повсеместно характеризующимися порфировым сложением и нередко неравновесным составом вкрапленников и базиса. Признаки гибризма, вообще свойственные всем породам амуджиканского подкомплекса, особенно отчетливо заметны в гигантопорфирических породах, что и позволило М. Б. Бородаевской (1956) выделить среди этих пород «гибридные порфиры». Однако необходимо заметить, что этот термин не вполне отвечает требованиям петрографической номенклатуры, хотя он хорошо отражает генетическую особенность указанных пород.

Гигантопорфирические граниты и гранодиориты

Характерным внешним признаком гигантопорфирических гранитов и гранодиоритов, исключающим всякую возможность спутать их с какими-либо иными гранитоидами Восточного Забайкалья, является наличие в них гигантских (до 15 см) вкрапленников ортоклаза, часто окруженных каймой олигоклаза и сходных по облику и способу образования с овоидами калиевого полевого шпата в рапакиви (Заварицкий, 1937).

Помимо ортоклаза с $2V = (+)61-64^\circ$, в породе присутствуют вкрапленники кварца, представленные бипирамидальными идиоморфными, несколько оплавленными кристаллами (до 1 см в поперечнике), а также более мелкие (до 5 мм) идиоморфные кристаллы плагиоклаза (№ 28—27), роговой обманки и биотита.

Количественный минеральный состав вкрапленников: ортоклаз (60—40%), кварц (5—20%), плагиоклаз (20—30%), амфибол (5%), биотит (5—10%) — довольно постоянен для большинства пород группы, даже отличающихся в целом по составу.

Вопрос о генезисе вкрапленников и особенно вкрапленников ортоклаза, связанный с проблемой генезиса как гигантопорфировидных гранитов, так и гибридных порфиров, детально рассмотрен в работах М. Б. Бородаевской, которая пришла к выводу о том, что в рассматриваемых породах Восточного Забайкалья вкрапленники калиевого полевого шпата образовались в главной своей массе кристаллобластическим путем, развиваясь в ксенолитах основных пород в процессе реакции последних с магмой кислого состава (1956).

Признавая в основном справедливость указанных выводов, необходимо обратить внимание на факты, которые допускают другое толкование и свидетельствуют о возможности иных путей образования по крайней мере части овоидов калиевого полевого шпата. К ним относятся: захват вкрапленниками полевого шпата и кварца основной массы, наличие в них эпитаксических вростков цветных минералов, согласная с направлением контактов массивов ориентировка вкрапленников. Эти данные свидетельствуют не только об одновременном сосуществовании, но, возможно, и о росте вкрапленников в жидкой среде. Наконец, наличие вкрапленников, разрастающихся из гранита в сторону пегматоидных жил и обособлений, свидетельствует о возможности их роста в постмагматическую стадию.

Содержание вкрапленников в породах массивов велико и нередко составляет более 50% от общего объема породы. Крупнозернистый (1—5 мм) кристаллический базис сложен примерно равным количеством плагиоклаза, кварца и ортоклаза, помимо которых присутствуют биотит и роговая обманка, исчезающие в лейкократовых разновидностях гранитов и гранит-порфиров. Наиболее крупнозернистым «базисом» (3—5 мм) обладают гигантопорфировые граниты, менее крупнозернистым — гранодиориты (1—3 мм) и гранит-порфиры (0,5—1 мм). Общий количественный минеральный состав пород этой группы (табл. 12) отличается повышенным содержанием калиевого полевого шпата, а иногда и цветных компонентов. В качестве аксессуарных минералов присутствуют магнетит, сфен, циркон, апатит, шеелит.

Таблица 12

Минеральный состав интрузивных образований амуджиканского подкомплекса (в об. %)

Минералы	Третья фаза			Четвертая фаза		Пироксеновые порфиры
	Гранодиориты	Граниты	Аплиты	Гибридные порфиры с лейкократовым базисом	с меланократовым базисом	
Плагиоклаз	50,4	28,0	28,7	23,5	39,2	56,0
Калиевый полевой шпат	11,0	31,7	36,5	51,4	14,5	—
Кварц	17,8	25,8	30,0	15,2	15,0	2,3
Биотит	12,2	8,8	4,8	3,1	1,5	1,6
Амфибол	7,6	4,7	—	6,5	29,8	24,4
Пироксен	—	—	—	—	—	13,7
Аксессуарные	1,0	1,0	—	0,3	—	2,0

Результаты химического анализа свидетельствуют о том, что как гранодиориты, так и граниты этой группы имеют несколько более основной против нормального состав.

Аплиты являются наиболее поздними породами группы. Они обладают равнозернистым строением, структура их характеризуется примерно равным идиоморфизмом слагающих породу кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза (№ 10—15). В виде спорадической вкрапленности фиксируются биотит и роговая обманка. Минеральный состав этих пород приведен в табл. 12. Акцессорные минералы представлены сфеном, цирконом и апатитом.

Гибридные порфиры — пироксеновые порфириты

Лейкократовые гранит-порфиры, меланократовые гранит-порфиры и собственно гибридные порфиры связаны полной гаммой постепенных переходов. Состав базиса в них меняется от гранитного до лампрофирового. На фоне плотного, часто афанитового базиса (50—80% объема породы) резко выделяются своим розовым цветом крупные (8—12 см) идиоморфные вкрапленники или овоиды калиевого полевого шпата (ортоклаза или анортоклаза; $2V = (+)48-52\%$). Реже встречаются вкрапленники белого или сероватого плагиоклаза № 35—36, призматические кристаллы (до 2 мм) зеленой роговой обманки, чешуйки бурого биотита (2—3 мм) и, что весьма характерно, округлые оплавленные и окруженные каймой зеленого амфибола относительно крупные (5—10 мм) вкрапленники кварца. Зернистый базис порфиров имеет весьма непостоянный состав и структуру, нередко изменяющийся даже в пределах одного тела. Обычно он сложен мелкозернистым (0,1—0,3 мм) агрегатом, состоящим из переменных количеств кислого плагиоклаза и амфибола (обыкновенная роговая обманка); крупность зерна резко убывает в приконтактных «зонах закалки», вплоть до появления бурого стекловатого вещества.

Различия между лейкократовыми и меланократовыми гранит-порфирами и гибридными порфирами сводятся к изменению состава основной массы при относительном постоянстве количества и состава вкрапленников.

Общий минеральный состав гибридных порфиров (см. табл. 12) и особенно аномальные соотношения между кварцем, амфиболом и полевым шпатом подчеркивают неравновесный характер этих пород. Основная масса наиболее меланократовых гибридных порфиров приближается по составу и структуре к пироксеновым порфиритам, что дает нам основание ставить эти породы в общий ряд.

Пироксеновые порфириты представляют собой афанитовые черные с зеленоватым или сероватым оттенком породы, сложенные плагиоклазом, амфиболом, пироксеном, изредка в небольшом количестве в них обнаруживаются кварц и калиевый полевой шпат, а также кальцит в миндалинах. Структура пород полнокристаллически порфировая; основная масса имеет долеритовую структуру. Интерстиции между лейстами плагиоклаза выполнены агрегатом игольчатых кристаллов амфибола, изометрических зерен пироксена и мелких ксеноморфных выделений калиевого полевого шпата. Порфирные вкрапленники (10—15%) представлены агрегатом зерен или монокристаллами пироксена, изредка наблюдаются корродированные вкрапленники кварца. Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, сфеном, апатитом, цирконом. Вторичные минералы — хлорит и карбонат. Подобные породы были описаны М. Б. Бородаевской (1956) под названием энстатитовых порфиритов. Вследствие того что для пироксеновых порфиритов Шилка-Олёкминского района, как показали наши исследования, более характерен моноклинный пироксен, название «энстатитовые порфириты» здесь не применяется.

Общий минеральный состав пироксеновых порфиритов приведен в табл. 12. Химический анализ пироксенового порфирита свидетельствует о том, что состав породы близок к эссекситовому габбро по Р. Дэли.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ ГРАНИТОВ АМУДЖИКАНО-ШАХТАМИНСКОГО КОМПЛЕКСА

Плагиоклаз. В породах амананского подкомплекса обычно количественно преобладает плагиоклаз, лишь в аплитах и гранит-порфирах преобладающим является ортоклаз. Изучение распределения плагиоклаза в породах массивов амфиболово-биотитовых гранитоидов показывает, что в непосредственной близости от контактовых частей массивов количество его несколько меньше (50%), чем в промежуточных частях (60%), и заметно убывает (до 38%) в центре массивов, сложенных гранитами. В противоположность этому в биотитовых гранитах, слагающих самостоятельные массивы, количество плагиоклаза близко к содержанию его в диоритах и достигает 49% (см. табл. 9).

Плагиоклаз слагает таблитчатые кристаллы, обладающие обычно максимальной степенью идиоморфизма по сравнению с другими минералами. Абсолютно преобладающим законом двойникования является как для простых, так и для полисинтетических двойников — альбитовый (более 90%). Для полисинтетических двойников иногда отмечаются альбит-карлсбадский $\frac{\perp [001]}{010}$ закон двойникования, а для простых двойников в порядке встречаемости — карлсбадский [001], манебахский $\perp (001)$, альбит-эстерельский $\frac{\perp 100}{010}$ и бавенский $\perp (021)$. Состав плагиоклаза соответствует андезину (№ 30—43) в диоритах, кварцевых диоритах, монцонитах и сиенитах (табл. 13). Гранодиоритам, гранитам, гранит-порфирам и аплитам свойствен олигоклаз—андезин (№ 23—27), т. е. плагиоклаз несколько повышенной основности по сравнению с плагиоклазом стандартных типов пород, что является следствием повышенного против нормального содержания калия в породах подкомплекса (Коржинский, 1946).

Весьма характерны зональность кристаллов плагиоклаза и наличие реакционных взаимоотношений между зонами. В отдельных кристаллах выделяется до десяти зон, но обычным является такое строение, когда присутствует в той или иной степени резорбированное ядро, окруженное промежуточной зоной, и, наконец, внешняя кайма, часто также имеющая реакционные взаимоотношения с промежуточной зоной. Такое строение плагиоклазов, как было показано Э. П. Изохом и Ю. В. Казницыным (1959), вообще характерно для сложных по составу гипабиссальных магматических серий и является не только следствием эволюции расплава в специфических физико-химических условиях, но и результатом существования трех структурных типов плагиоклаза: альбитового, промежуточного и анортитового.

Реликтовые центральные ядра кристаллов плагиоклаза, сложенные плагиоклазом промежуточного типа, — обычное явление в диоритах, кварцевых диоритах, монцонитах и сиенитах. В остальных породах ряда такие резорбированные ядра встречаются значительно реже и существенную роль играет лишь в плагиоклазах аплитов. В наиболее основных породах подкомплекса, приближающихся по составу к кварцевому габбро, отмечено наличие резорбированных ядер, сложенных плагиоклазом анортитового типа.

Плагиоклаз пород амананского подкомплекса содержит до 8—10% всех аксессуарных минералов пород (циркон, апатит, сфен), в то время как кварц и ортоклаз вместе содержат всего 4% этих минералов.

Характеристика плагиоклаза в породах амананского интрузивного подкомплекса

Породы	Закон двойникования	Центральные зоны (резорбированные ядра)		Промежуточные зоны (преобладающие части кристаллов)		Крайевые зоны	
		% Ап	2V	% Ап	2V	% Ап	2V
		1	2	3	4	5	6
Диориты, кварцевые диориты	$\perp (010)$	43	Не опр.	32	-82°	12	Не опр.
Кварцевые монцитониты и сиениты . . .	$\perp (010)$	42	То же	30	-84°	—	—
Гранодиориты	$\perp [001]$; $\frac{\perp}{010}$	—	—	28	+86°	16	Не опр.
	$\perp (010)$; [001]; $\perp (001)$; $\perp (130)$	—	—	27	+78°	15	Не опр.
Амфиболово-биотитовые граниты	$\perp (010)$; [001]; $\frac{\perp}{010}$; $\perp (001)$; $\perp (021)$	—	—	23	Не опр.	11	То же
Биотитовые граниты	$\perp (010)$	—	—	28	+75°	16	То же
Гранит-порфиры	$\perp (010)$	—	—	25	Не опр.	11	+86°
Аплиты	$\perp (010)$	37	Не опр.	25	Не опр.	11	+86°

Число замеров для диоритов и кварцевых диоритов: 1 — восемнадцать, 3 — тридцать восемь, 4 — четыре, 5 — один; для кварцевых монцитонитов и сиенитов: 1 — один, 3 — четырнадцать, 4 — восемь; для гранодиоритов: 3 — девятнадцать, 4 — три, 5 — три; для амфиболово-биотитовых гранитов: 3 — тридцать четыре, 4 — семь, 5 — двенадцать; для биотитовых гранитов: 3 — десять, 5 — пять; для гранит-порфиров: 3 — двадцать два, 4 — два, 5 — пять; для аплитов: 1 — два, 3 — три, 5 — тринадцать, 6 — один.

В породах амуджиканского подкомплекса роль плагиоклаза весьма велика, что особенно отчетливо проявляется в интрузивно-эффузивных образованиях, где он количественно преобладает даже в наиболее кислых разновидностях. В то же время в интрузивных гигантопорфировых породах его содержание заметно снижается.

Плагиоклаз в породах амуджиканского подкомплекса слагает порфировые вкрапленники, уступающие по размерам вкрапленникам ортоклаза, и идиоморфные таблитчатые кристаллы, а в некоторых породах лейсты в основной массе. Законы двойникования и частота их встречаемости такие же, как и для плагиоклазов из пород амананского подкомплекса (табл. 14).

Зональность кристаллов плагиоклазов также весьма характерна. Резорбированные ядра и центральные зоны обычно сложены плагиоклазом промежуточного типа (от № 35 до № 68) и только в мелкозернистых габбро-диоритах плагиоклазом анортитового типа. Промежуточные зоны (преобладающие части кристаллов) для плагиоклазов большинства пород сложены плагиоклазом альбитового типа (№ 26—33), лишь в наиболее основных породах подкомплекса — плагиоклазом промежуточного типа.

Характерными особенностями плагиоклазов пород аманано-амуджиканского комплекса в целом являются:

- 1) двойникование не только по альбитовому, но также и по ряду осевых и сложных законов;
- 2) зональность плагиоклазов с отчетливыми реакционными взаимоотношениями между отдельными зонами;
- 3) несколько повышенная основность (№ 28—33) плагиоклаза из пород, отвечающих по химическому составу гранитам, по сравнению с плагиоклазами типичных гранитов.

Характеристика плагиоклаза в породах амуджиканского подкомплекса

Породы	Центральные зоны (резорбированные ядра)			Промежуточные зоны (преобладающие части кристаллов)			Краевые зоны		
	Закон двойникования	% Ап	2V	Закон двойникования	% Ап	2V	Закон двойникования	% Ап	2V
		1	2		3	4		5	6
<i>Интрузивно-эффузивные образования</i>									
Породы первой фазы:									
мелкозернистые габбро-диориты	$\perp(010); \frac{\perp[001]}{010}$	92	+88°	$\perp(010)$	55	Не опр.	$\perp(010); \frac{\perp[001]}{010}$	33	Не опр.
микродиориты	$\perp(010)$	—	—	—	—	—	—	—	—
диоритовые порфириты	$\frac{\perp[001]}{010}$	68	±90°	$\perp(010)$	51	Не опр.	$\perp(010)$	37	Не опр.
кварцевые диоритовые порфириты	$\perp(010); \frac{\perp[001]}{010}$	55	±86°	$\perp(010)$	31	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Породы второй фазы:									
гранодиорит-порфиры, дациты	$\perp(010); \frac{\perp[001]}{[001]}$	45	Не опр.	$\perp(010); \frac{\perp[001]}{010}$	28	-84°	$\perp(010); \frac{\perp[001]}{010}$	14	Не опр.
гранит-порфиры	—	—	—	$\perp(010); \frac{\perp[001]}{010}$	28	-87°	—	—	—
фельзитовые порфиры	—	—	—	$\perp(010)$	19	±90°	$\perp(010)$	10	Не опр.

*Интрузивные гигантопорфи-
ровые образования*

Породы третьей фазы:

гранодиориты	—	—	—	$\perp(010)$	32	-78°	$\perp(010)$	21	-80°
граниты	$\perp(010)$	35	Не опр.	$[001]; \frac{\perp[001]}{010};$ $\perp(010)$	26	Не опр.	$\perp(010)$	19	Не опр.
аплиты	—	—	—	$\perp(010)$	12	$\pm 90^\circ$	—	—	—

Породы четвертой фазы:

гибридные порфиры с кис- лым базисом	$\perp(010)$	35	Не опр.	$[001]; \perp(010)$	33	Не опр.	$\perp(010)$	11—22	Не опр.
гибридные порфиры с ос- новным базисом	$[001]; \perp(010)$	36	Не опр.	$[001]; \frac{\perp[001]}{010};$ $\perp(010)$	31	Не опр.	$\perp(010)$	35—40	Не опр.
пироксеновые порфириты	—	—	—	$\perp(010)$	67	Не опр.	—	—	—

Число замеров для мелкозернистых габбро-диоритов: 1—три, 2—три, 4—два, 7—четыре; для микродиоритов и диоритовых порфиритов: 1—пять, 2—пять, 4—один, 7—один; для кварцевых диоритовых порфиритов: 1—пять, 2—пять, 4—один; для гранодиорит-порфиров и дацитов: 1—двадцать шесть, 4—тридцать, 5—пять, 7—десять; для гранит-порфиров: 4—тридцать один, 5—шесть; для фельзитовых порфиров: 4—три, 5—три, 7—пять; для гранодиоритов: 4—два, 5—один, 7—два, 8—два; для гранитов: 1—один, 4—двадцать четыре, 7—шесть; для аплитов: 4—три, 5—три; для гибридных порфиров с кислым базисом: 1—один, 4—шесть, 7—два; для гибридных порфиров с основ-
ным базисом: 1—четыре, 4—тринадцать, 7—четыре; для пироксеновых порфиритов: 4—пять.

Кристаллооптические константы калиевых полевых

Породы	Координаты							
	⊥ (001)			2V	⊥ (100)			2V
	Ng	Nm	Np		Ng	Nm	Np	
1	2	3	4	5	6	7	8	
Диориты, кварцевые диориты	82	10	86	-71°	—	—	—	—
Кварцевые монцониты и сиениты	88	4	86	-72°	87	71	19	-68°
Гранодиориты	86	10	82	-69°	—	—	—	—
То же	—	—	—	—	—	—	—	—
Амфиболово-биотитовые граниты	90	6	84	-70°	73	72	24	-78°
То же	—	—	—	—	—	—	—	—
" "	—	—	—	—	—	—	—	—
Биотитовые граниты	—	—	—	—	—	—	—	—
Гранит-порфиры, аплиты	85	5	86	-72°	88	71	19	-73°
То же	—	—	—	—	—	—	—	—

Число замеров для диоритов и кварцевых диоритов: 2 — один; для гранодиоритов: 13—15 — два; для биотитовых гранитов: 9—11 — пять; для гранит-порфиров и аплитов:

* Координаты осей индикатрисы ⊥ (110).

Кристаллооптические константы калиевых полевых

Породы	Координаты осей							
	⊥ (001)			2V	⊥ (100)			2V
	Ng	Nm	Np		Ng	Nm	Np	
1	2	3	4	5	6	7	8	
Интрузивно-эффузивные образования:								
гранодиорит-порфиры	89	5	85	-70°	88	70	21	-73°
гранит-порфиры								
фельзитовые порфиры	87	7	84	-73°	—	—	—	—
Интрузивные гигантопорфировые образования:								
гранодиориты	—	—	—	—	89	69	20	-50°
граниты	88	6	84	-64°	88	71	19	Не опр.
аплиты	88	6	84	-60°	—	—	—	—

Число замеров для гранодиорит-порфиров: 2 — восемь, 4 — три, 14 — один; для нитов: 2 — шесть, 6 — один, 14 — один; для аплитов: 2 — один, 10 — два.

Перечисленные признаки существенно отличают плагиоклазы пород амуджикано-шахтаминского комплекса от плагиоклазов гнейсов, габброидов и олёкминских гранитов.

Калиевый полевой шпат постоянно присутствует в существенных количествах в большинстве пород аманано-амуджиканского комплекса. В отличие от плагиоклаза количество калиевого полевого шпата в породах подвержено колебаниям в значительно более широких пределах (от 3% в кварцевых диоритовых порфиритах до 51% в лейкократовых гранит-порфирах; см. табл. 9—12). Но даже в наиболее основных разностях пород калиевый полевой шпат не исчезает пол-

Таблица 15

шпатов из гранитоидов амананского подкомплекса

осей индикатрисы												Определение	
$\perp (010)$			2V	$\perp (\bar{1}502)$			2V	$\perp (\bar{1}01)$			2V		
Ng	Nm	Np		Ng	Nm	Np		Ng	Nm	Np			
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20		
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Ортоклаз
3	88	88	He опр.	88	80	10	-77°	86	50	51	-70°	—	То же
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	78	80	17	-54°	—	Анортоклаз
—	—	—	—	—	—	—	—	66	25	88	-58°	—	—
1	89	66	-66°	89	79	12	-70°	90	48	42	-68°	—	Ортоклаз
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	25	66	85	-60°	—	Анортоклаз
—	—	—	—	—	—	—	—	67	82	23	-60°	—	—
17	83	75	-85°	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Микроклин
1	88	89	-70°	90	81	9	-70°	60*	71*	36*	He опр.	—	Ортоклаз
—	—	—	—	—	—	—	—	90	17	71	-60°	—	Анортоклаз

1 — один; для амфиболово-биотитовых гранитов: 2 — два, 5—7 — один, 9—11 — два, 2, 3 — три, 4—7 — один, 9—11 — три, 13—15 — один.

Таблица 16

шпатов из пород амуджиканского подкомплекса

индикатрисы ортоклаза												Координаты осей индикатрисы анортоклаза			
$\perp (\bar{1}502)$			2V	[001]			2V	$\perp (\bar{1}01)$			2V	$\perp (021)$ и $\perp (001)$			2V
Ng	Nm	Np		Ng	Nm	Np		Ng	Nm	Np		Ng	Nm	Np	
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
—	—	—	—	88	22	68	78	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	33	58	86	-50°
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	34	57	88	-45°
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	82	8	87	-50°
—	—	—	—	—	—	—	—	89	41	49	-62°	—	—	—	—
—	—	—	—	89	21	69	-60°	—	—	—	—	—	—	—	—
89	79	11	-56°	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

фельзитовых порфиров: 2 — три; для гранодиоритов: 6 — один, 18 — один; для гра-

ностью. Особенно это характерно для амананского подкомплекса, где такие породы содержат до 9% калиевого полевого шпата (см. табл. 9).

Калиевый полевой шпат образует крупные порфировые вкрапления (или порфиробласты) и мелкие зерна в основной массе, где он обычно ксеноморфен по отношению к плагиоклазу. Порфиробласты калиевого полевого шпата отчетливо развиваются по плагиоклазу, явления замещения плагиоклаза калиевым полевым шпатом наблюдаются также и в основной массе пород.

Калиевый полевой шпат обычно представлен ортоклазом; микроклин встречается только в биотитовых гранитах (табл. 15). Однако

ортоклаз часто имеет небольшой угол оптических осей (50—67°), что сближает его с анортоклазом (табл. 15—17). Более определенно анортоклаз устанавливается в большинстве пород комплекса совместно с ортоклазом, а в ряде пород преобладает над ним (гранит-порфиры и, возможно, гибридные порфиры амуджиканского подкомплекса) (см. табл. 16 и 17).

Таблица 17

Среднее значение величины $2V$ калиевых полевых шпатов пород амуджикано-шахтаминского комплекса

Породы	$2V$	Число замеров	Характер калиевого полевого шпата
<i>Амананский подкомплекс:</i>			
диориты, кварцевые диориты, монциты и сиениты . . .	—66°	11	Ортоклаз
гранодиориты и граниты . . .	—68°	13	Ортоклаз, в одном случае микроклин, в четырех анортоклаз
биотитовые граниты	—76°	5	Микроклин, в одном случае ортоклаз, в двух анортоклаз
гранит-порфиры, аплиты . . .	—69°	9	Ортоклаз, в одном случае — анортоклаз
<i>Амуджиканский подкомплекс:</i>			
гранодиорит-порфиры и гранитпорфиры, фельзиты . . .	—67°	29	Ортоклаз и анортоклаз
амуджиканские гранитоиды .	—60°	13	Ортоклаз
гибридные порфиры	—56°	9	Ортоклаз или анортоклаз

Наличие анортоклаза, а также ортоклаза с небольшими углами оптических осей в составе пород аманано-амуджиканского комплекса является характерной особенностью комплекса. Постоянное присутствие калиевого полевого шпата во всех породах комплекса и наличие существенных количеств его (до 50%) в подавляющем большинстве пород также является характерной чертой комплекса и находит свое отражение в повышенной калиевости пород.

Кварц. Среди пород комплекса отсутствуют бескварцевые разновидности. Даже в породах более основных, чем диориты (кварцевые габбро, габбро-диориты, пироксеновые порфириты), кварц сохраняется до 2,5—3,5% (см. табл. 11 и 12). Максимальное количество (33%) фиксируется в гранит-порфирах и аплитах амананского подкомплекса (см. табл. 9).

Степень идиоморфизма кварца обычно невысока, но в основной массе порфиров и некоторых гранитов он бывает более идиоморфен, чем калиевый полевой шпат и даже плагиоклаз, вследствие чего структура таких пород приближается к гранулитовой. В гибридных порфирах кварц образует хорошо ограненные дипирамидальные, иногда оплавленные вкрапленники. Обычно кварц не несет следов тектонических воздействий, мозаичная структура отсутствует, погасание ровное, газожидкие включения редки. Количество включений аксессуарных минералов в кварце минимальное.

Биотит является обычным минералом пород комплекса. Его количество максимально в кварцевых диоритовых порфиритах (25%) и минимально в меланократовых гибридных порфирах, пироксеновых порфирах и аплитах (1,5—3%) (см. табл. 9, 11 и 12). Встречается био-

тит в породах в виде несовершенных кристаллов, а в порфирах образует вкрапленники. Макроскопически и под микроскопом в шлифах биотит выглядит совершенно однотипным, лишь при иммерсионном исследовании обнаруживаются закономерные изменения его показателей преломления. Для амфиболово-биотитовых гранитов амананского подкомплекса Nm биотита плавно уменьшается от 1,650 до 1,640 при движении от контактовых частей к центру массивов этих гранитоидов, т. е. в кислых породах Nm биотита меньше, чем в более основных (табл. 18, рис. 8). Такая же закономерность наблюдается и в отношении биотита из пород первых двух фаз амуджиканского подкомплекса, Nm которых уменьшается от 1,643 в мелкозернистых габбро-диоритах до 1,630 в гранит-порфирах. Общей закономерностью является умень-

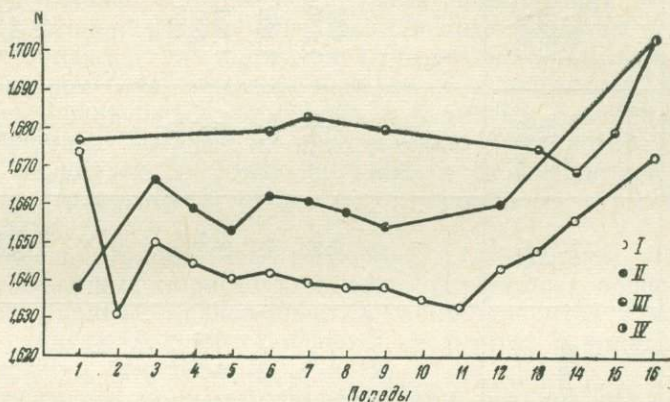


Рис. 8. Сравнение показателей преломления амфибола и биотита изученных пород

Показатели преломления: I — Nm биотита, II — Ng зеленой роговой обманки, III — Ng буровато-зеленой роговой обманки, IV — Ng арфведсонита. Олёкминский комплекс (цифры на графике): 1 — габбро и диориты, 2 — биотитовые граниты; амуджикано-шахтаминский комплекс: 3 — диориты и монзониты, 4 — гранодиориты, 5 — граниты, 6 — мелкозернистое габбро, габбро-диориты, диориты, микродиориты, диоритовые порфиры, 7 — кварцевые диоритовые порфиры, 8 — гранодиорит-порфиры, среднезернистые диориты, 9 — дациты, 10 — гранит-порфиры, мелкозернистые граниты, микрограниты, 11 — фельзитовые порфиры, 12 — гигантопорфировидные граниты и гранодиориты, 13 — лейкократовые гранит-порфиры, 14 — гибридные порфиры, 15 — пироксеновые порфиры; нерчуганский комплекс: 16 — щелочные и субщелочные граниты

шение Nm биотита в более молодых породах — от диоритов амананского подкомплекса ($Nm = 1,650$) до гранит-порфиров и фельзитов амуджиканского подкомплекса ($Nm = 1,634$).

Породы третьей и четвертой фаз амуджиканского подкомплекса содержат биотит со сравнительно высоким показателем преломления ($Nm = 1,643$ — $1,668$), но на фоне общих, несколько больших значений Nm биотита также снижается от более основных пород к более кислым породам. Эта общая для пород комплекса закономерность не может быть объяснена изменением содержания железа в биотите, поскольку известно, что железистость биотита возрастает в кислых разновидностях пород и сопровождается увеличением его показателей преломления (Соболев, 1950; Изох и др., 1957). Вероятно, в данном случае закономерные изменения показателей преломления биотитов связаны с изменением содержания в них титана или одновременно титана и железа. Действительно, по данным спектральных анализов, биотиты пород амуджикано-шахтаминского комплекса содержат в несколько раз больше титана, чем олёкминские и нерчуганские гранитоиды, а внутри комплекса в биотитах основных пород содержится больше титана, чем в биотитах кислых пород.

Кристаллооптические константы цветных минералов пород амуджикано-шахтаминского комплекса

Породы	Пироксен					Амфибол					Биотит
	<i>cNg</i>	<i>2V</i>	<i>Ng</i>	<i>Nm</i>	<i>Np</i>	<i>cNg</i>	<i>2V</i>	<i>Ng</i>	<i>Nm</i>	<i>Np</i>	<i>Nm</i>
<i>Амананский подкомплекс</i>											
Диориты и мондониты	36°	+55°	1,709	1,700	1,688	17°	-75°	1,667	1,647	1,637	1,650
Гранодиориты	—	—	—	—	—	19°	-71°	1,659	1,645	1,636	1,645
Граниты	—	—	—	—	—	20°	-68°	1,654	1,642	1,631	1,641
<i>Амуджиканский подкомплекс</i>											
Интрузивно-эффузивные образования:											
мелкозернистые габбро-диориты	—	—	—	—	—	20°	-72°	1,662	1,653	1,636	1,643
микродиориты, диоритовые порфириты	—	—	—	—	—	15°	-84°	1,680	1,671	1,658	1,632
кварцевые диоритовые порфириты	—	—	—	—	—	19°	-74°	1,662	1,654	1,635	1,635
гранодиорит-порфиры	39°	+54°	—	—	—	18°	-66°	1,651	1,635	1,628	1,637
дациты	36°	+54°	1,708	1,697	1,686	14°	-85°	1,681	1,670	1,662	1,633
гранит-порфиры	—	—	—	—	—	20°	-73°	1,660	1,652	1,639	1,629
фельзитовые порфиры	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,646
Интрузивные гигантопорфировые образования:											
гранодиориты	—	—	—	—	—	17°	-75°	1,661	1,654	1,635	1,646
граниты	—	—	—	—	—	20°	-76°	1,662	1,656	1,637	1,642
гибридные порфиры с кислым базисом	—	—	—	—	—	19°	-74°	1,676	1,668	1,656	1,649
гибридные порфиры с основным базисом	—	—	—	—	—	19°	-76°	1,670	1,660	1,647	1,658
пироксеновые порфириты	41°	+54°	1,710	1,702	1,690	13°	-86°	1,681	1,672	1,659	—

В целом для амуджикано-шахтаминского комплекса Nm биотита в различных породах колеблется от 1,630 до 1,658, что надежно отличает эти породы как от габброидов, где Nm биотита равно 1,675, так и от нерчуганских гранитов, в которых биотит имеет Nm равное 1,674 (см. рис. 8).

Граниты амуджикано-шахтаминского комплекса (амананские и амуджиканские) содержат биотит, показатель преломления которого $Nm=1,640-1,642$, чем они существенно отличаются от олёкминских гранитов, в которых биотит имеет заметно меньшую величину показателя преломления: $Nm=1,630$.

Биотит амуджиканского подкомплекса содержит максимальное количество включений аксессуарных минералов по сравнению с другими пороодообразующими минералами. Такая повышенная концентрация аксессуарных минералов вообще свойственна биотитам гранитоидов.

Таким образом, для биотитов амуджикано-шахтаминского комплекса характерно следующее: а) показатель преломления Nm биотита закономерно уменьшается от основных к кислым разновидностям пород; б) величина показателя преломления Nm биотита в породах комплекса варьирует от 1,630 до 1,658, а для гранитов она равна 1,640—1,642, что позволяет отличать эти породы от образований других комплексов.

Амфибол. Количество амфибола, естественно, максимально в наиболее основных породах комплекса (гибридных порфирах, пироксеновых порфиритах, мелкозернистых габбро-диоритах и др.) и минимально в гранитах. В гранит-порфирах, фельзитах и аплитах амфибол часто отсутствует (см. табл. 9, 11 и 12).

По оптическим данным устанавливается, что амфибол в породах комплекса принадлежит к двум минеральным разновидностям. Первая разновидность — зеленая, плеохроирует от светло-зеленого цвета по Ng до бледного, чуть желтоватого по Np ; $Ng=1,651-1,662$, $Nm=1,635-1,656$, $Np=1,628-1,642$; $cNg=17-20^\circ$, $2V=(-)66-76^\circ$. Вторая разновидность — буровато-зеленая, плеохроирует от буровато-зеленого цвета по Ng до зеленовато-желтого по Np ; $Ng=1,676-1,681$, $Nm=1,668-1,672$, $Np=1,656-1,659$; $cNg=13-15^\circ$; $2V=(-)84-86^\circ$. Обе разновидности, судя по оптическим данным, принадлежат к роговым обманкам, но первая содержит в своем составе значительно меньше железа.

Буровато-зеленая роговая обманка распространена преимущественно в микродиоритах, диоритовых порфиритах, дацитах, гибридных порфирах и пироксеновых порфиритах, т. е. в наиболее основных породах амуджиканского подкомплекса (см. табл. 18, рис. 8), но и в этих породах она, как правило, сосуществует с зеленой роговой обманкой и замещается ею. В других породах комплекса буровато-зеленая роговая обманка встречается иногда в виде реликтов внутри зерен зеленой роговой обманки. Буровато-зеленая роговая обманка разных пород характеризуется неизменностью оптических констант ($Ng=1,690$, $Nm=1,670$, $Np=1,660$; $cNg=15^\circ$; $2V=-85^\circ$), и только в гибридных порфирах наблюдается некоторое уменьшение показателей преломления, $2V$ и увеличение cNg . Зеленая роговая обманка в породах комплекса распространена значительно больше, нежели буровато-зеленая. В гранитоидах амананского подкомплекса отмечается зависимость между составом породы и зеленой роговой обманкой, что отражается в определенном изменении ее оптических свойств. Так же как и для биотитов, в этих гранитоидах фиксируется уменьшение показателей преломления роговой обманки в кислых породах по сравнению с более основными (Nm изменяется от 1,667 до 1,654); параллельно с уменьшением показателей преломления уменьшается $2V$ и возрастает cNg .

В породах амуджиканского подкомплекса такой зависимости для зеленой роговой обманки не наблюдается; ее оптические константы сохраняются на одном уровне в породах разного состава ($Ng=1,660$, $Nm=1,653$, $Np=1,635$; $cNg=20^\circ$; $2V=-73^\circ$) и несколько отклоняются от этих значений только в гранодиорит-порфирах.

Амфибол амуджикано-шахтаминского комплекса содержит большое количество включений акцессорных минералов (всего в 2 раза меньше, чем биотит) и является наравне с биотитом главным концентратом рассеянных элементов.

Таким образом, подавляющее большинство пород амуджикано-шахтаминского комплекса характеризуется постоянным присутствием амфибола либо одной из двух описанных выше разновидностей, либо обеих вместе. Зависимость между составом породы и составом амфибола (уменьшение показателей преломления амфибола в более кислых породах) является менее четкой, чем для биотита, но все же для ряда пород несомненна. Оптические константы амфиболов отличают основные породы аманано-амуджиканского комплекса от габброидов ($Ng=1,638$, $cNg=7-8^\circ$).

Пироксен. Пироксен имеет существенное значение только в пироксеновых порфиритах (до 14%) и дацитах (1—2%), однако в виде реликтовых зерен он присутствует в амфиболе в мелкозернистых габбро-диоритах и микродиоритах, реже в гранодиоритах и гранодиорит-порфирах. В дацитах и пироксеновых порфиритах пироксен наблюдается как в виде порфировых вкрапленников, так и в составе основной массы. Судя по оптическим константам, практически неизменным в разных породах ($Ng=1,708$, $Nm=1,700$, $Np=1,688$; $cNg=38^\circ$; $2V=+54^\circ$), пироксен является диопсидом с небольшим содержанием железа.

В пироксеновых порфиритах Ключевского района М. Б. Бородавской (1955, 1956), кроме моноклинного пироксена, установлен энстатит, однако в аналогичных породах других районов Шилка-Олёкминского междуречья он нами не обнаружен.

По показателям преломления пироксены наиболее основных пород амуджикано-шахтаминского комплекса отличаются от пироксенов габброидов (пироксен габброидов имеет $Ng=1,698$, $Nm=1,673$, $Np=1,668$; $cNg=36^\circ$).

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ПОРОД АМУДЖИКАНО-ШАХТАМИНСКОГО КОМПЛЕКСА

Породы амуджикано-шахтаминского комплекса в целом характеризуются значительно большим выходом тяжелого шлиха, нежели породы олёкминского и нерчуганского комплексов, причем в них отчетливо устанавливается уменьшение выходов тяжелой фракции в кислых породах по сравнению с основными (табл. 19). Эта закономерность характеризует по существу изменение суммарного содержания темноцветных породообразующих минералов и магнетита в различных породах и меньше отражает изменения в содержании других акцессорных минералов.

О распределении некоторых акцессорных минералов в породах комплекса можно судить по содержанию магнитной (магнетит) и тяжелой немагнитной (апатит, циркон, рутил и др.) фракций в тяжелом шлихе. Каких-либо определенных изменений содержания магнитной фракции в зависимости от основности породы не наблюдается, но для тяжелой немагнитной фракции заметно уменьшение ее содержания, а следовательно, и содержания апатита и циркона в кислых породах по сравнению с основными (см. табл. 19). Эта закономерность под-

тверждается результатами подсчета циркона и апатита в шлифах: суммарное абсолютное содержание этих минералов в диоритах амананского подкомплекса составляет 0,31%, а в гранитах 0,17% (табл. 20).

Однако за счет большего содержания сфена в гранитах (0,69%) по сравнению с диоритами (0,20%) суммарные количества сфена, апатита и циркона в гранитах существенно выше, нежели в диоритах.

Таблица 19

Выход тяжелой фракции и соотношение фракций по магнитности в породах амуджикано-шахтаминского комплекса

Породы	Число анализов	Выход тяжелой фракции, %	Содержание фракций, вес. %		
			магнитная	электромагнитная	немагнитная
<i>Амананский подкомплекс</i>					
Диориты, кварцевые диориты, монзониты и сиениты	12	1,07	67,2	31,3	1,5
Гранодиориты и граниты	8	0,76	77,8	21,4	0,8
Гранит-порфиры и аплиты	4	0,17	92,9	6,4	0,7
Среднее для подкомплекса . . .	24	0,92	72,5	26,3	1,2
<i>Амуджиканский подкомплекс</i>					
Интрузивно-эффузивные образования: мелкозернистые габбро-диориты, кварцевые диоритовые порфиры	9	0,76	71,1	27,8	1,1
гранодиорит-порфиры, дациты	4	0,45	86,4	12,5	1,1
Интрузивные гигантопорфировые образования: гранит-порфиры, фельзитовые порфиры	2	0,08	70,7	29,2	0,1
гранодиориты, граниты	7	0,40	52,2	47,0	0,8
гибридные порфиры	9	0,18	40,9	58,6	0,5
Среднее для подкомплекса . . .	31	0,40	64,3	34,9	0,8
Среднее для комплекса	55	0,66	68,4	30,6	1,0

Основными акцессорными минералами пород комплекса являются магнетит (до 99%) и сфен (до 13%), в заметных количествах присутствуют ильменит (до 3%), апатит (до 4%), циркон (до 0,8%), пирит (до 1,8%). Кроме этих минералов, установлены флюорит, барит, гематит, рутил, шеелит, ортит и молибденит.

Большинство перечисленных акцессорных минералов присутствует во всех породах комплекса, и только в количественном отношении имеются некоторые вариации (см. табл. 10).

Средние содержания акцессорных минералов в породах амананского и амуджиканского подкомплексов имеют близкие значения и четко отличаются от средних содержаний в породах олекминского и нерчуганского комплексов. Некоторое различие между породами амуджикано-шахтаминского комплекса в отношении акцессорных минералов заключается в том, что породы амуджиканского подкомплекса содержат в заметных количествах флюорит, рутил и шеелит, а в породах амананского подкомплекса эти минералы наблюдаются лишь в единичных зернах (см. табл. 10, рис. 9).

Таблица 20

Содержание аксессуарных минералов (в об. %) в породообразующих минералах пород амананского подкомплекса (числитель — содержание минерала в диоритах, знаменатель — в гранитах)

Минералы	Апатит	Циркон	Сфен
Кварц	0,006	—	—
	0,001		0,001
Плагиоклаз	0,060	0,002	0,004
	0,028	0,001	0,016
Калиевый полевой шпат	0,013	—	0,005
	0,003		0,020
Амфибол	0,102	0,006	—
	0,017	0,002	
Биотит	0,096	0,005	0,103
	0,107	0,011	0,523
На границе зерен	0,018	0,006	0,090
	0,003	—	0,124
Итого	0,295	0,019	0,202
	0,159	0,014	0,685

Рассмотрим отдельные аксессуарные минералы пород комплекса, имея в виду главным образом их корреляционное значение.

Магнетит и ильменит присутствуют во всех породах комплекса в больших количествах, обычно в тесном сростании с биотитом и амфиболом. Корреляционное значение магнетита и ильменита ограничено, так как они постоянно присутствуют во всех породах района.

Сфен является типоморфным аксессуарным минералом амуджикано-шахтаминского комплекса, так как встречается преимущественно в породах этого комплекса. Находки сфена в породах олёкминского и нерчуганского комплексов чрезвычайно редки. Количество сфена максимально в гранитоидах амананского подкомплекса (до 13% всех аксессуарных минералов) и в амуджиканских гранитах (до 10%).

Абсолютные количества сфена в диоритах амананского подкомплекса достигают 0,20%, а в гранитах 0,69% (см. табл. 20). В гибридных порфирах сфен встречается в несколько меньших количествах, но устанавливается всегда. В некоторых породах комплекса сфен или по крайней мере часть его имеет аутометасоматическое происхождение и образуется позже большинства породообразующих минералов, в том числе калиевого полевого шпата, кварца, биотита, и включает кристаллы апатита и циркона.

В диоритах амананского подкомплекса сфен слагает преимущественно ксеноморфные и прожилковидные выделения, обычно замещающие амфибол, биотит и рудный минерал (ильменит). Отмечаются также оторочки сфена вокруг хлоритизированного биотита и даже вокруг реликтов плагиоклаза, замещаемого калиевым полевым шпатом. Показатель преломления (N_m) сфена из диоритов равен 1,890.

В гранодиоритах, кварцевых монцонитах и сиенитах, где наиболее интенсивно проявились процессы аутометаморфизма, отмечаются как ксеноморфно-прожилковые выделения, так и идиоморфные

клиновидные кристаллы сфена. Ксеноморфный сфен из этих пород характеризуется показателем преломления Nm равным 1,895, а идиоморфные кристаллы сфена имеют $Nm = 1,910$.

В амананских и амуджиканских гранитах, а также в различных порфириновых породах комплекса преобладают клиновидные идиоморфные кристаллы сфена, причем в порфирах сфен не только находится в основной массе, но и образует вкрапленники. Показатель преломления (Nm) сфена из этих пород равен 1,910.

Таким образом, в породах комплекса четко выделяются две генерации сфена, имеющие различные оптические константы. Ксеноморфные кристаллы сфена, вероятно, были образованы при автотематоморфизме содержащих их пород.

Детальное изучение характера распределения сфена по пороодообразующим минералам показывает, что до 70% его образований приурочено к биотиту и амфиболу и до 20% — к границам зерен калиевых минералов (см. табл. 20).

Апатит является по распространенности следующим после сфена аксессуарным минералом амуджикано-шахтаминского комплекса. Судя по результатам подсчета в шлифах, абсолютное содержание апатита в диоритах примерно в 2 раза больше, чем в гранитах амананского подкомплекса (0,3% против 0,16%) (см. табл. 20). В некоторых породах комплекса содержание апатита достигает 4% от веса всех аксессуарных минералов (см. табл. 10).

Мелкие призмы апатита (0,1—0,5 мм по длине при ширине 0,02—0,2 мм) включены во все пороодообразующие минералы, а также в сфен, но подавляющая масса кристаллов апатита (более 70%) ассоциирует с биотитом и амфиболом, а также с магнетитом. Облик кристаллов апатита определяется наличием граней призмы (10 $\bar{1}0$) и пинакоида (0001); грани других простых форм наблюдаются редко.

В случае нахождения кристаллов апатита в биотите наблюдаются явления эпитактического срастания (Панов, 1961). При этом значительная часть кристаллов апатита ориентирована так, что плоскость призмы апатита (1010) совпадает с плоскостью (001) биотита. Наличие закономерных срастаний апатита с биотитом не только объясняет причину пространственной ассоциации этих двух минералов, но указывает также на сингенетичность этих минералов и на возникновение того и другого в период поздней кристаллизации.

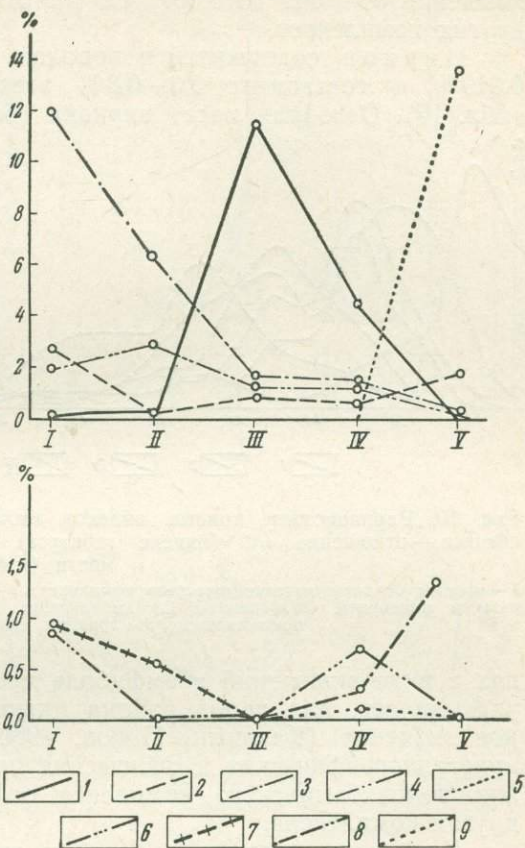


Рис. 9. Содержание аксессуарных минералов 1 — сфен; 2 — циркон; 3 — ильменит; 4 — апатит; 5 — гематит; 6 — рутил; 7 — монацит; 8 — флюорит; 9 — шеелит. I — породы осадочно-метаморфического комплекса, II — олёкминского комплекса, III — амананского подкомплекса, IV — амуджиканского подкомплекса, V — нерчуганского комплекса

Величина показателей преломления апатита N_m из пород комплекса несколько меняется в зависимости от их основности: от 1,642 в диоритах до 1,638 в гранитах. Это, по-видимому, свидетельствует о том, что в гранитах и породах, более богатых летучими, особенно в этапы поздней кристаллизации, присутствует апатит, более богатый фтором по сравнению с апатитом диоритов.

В целом породы комплекса содержат апатит с показателем преломления от 1,641 до 1,637, что практически не отличает их от пород других комплексов.

Циркон содержится в породах комплекса в количестве 0,014—0,019% и составляет 0,3—0,8% всех аксессуарных минералов (см. табл. 10). Основная масса циркона (более 70%) присутствует в поро-

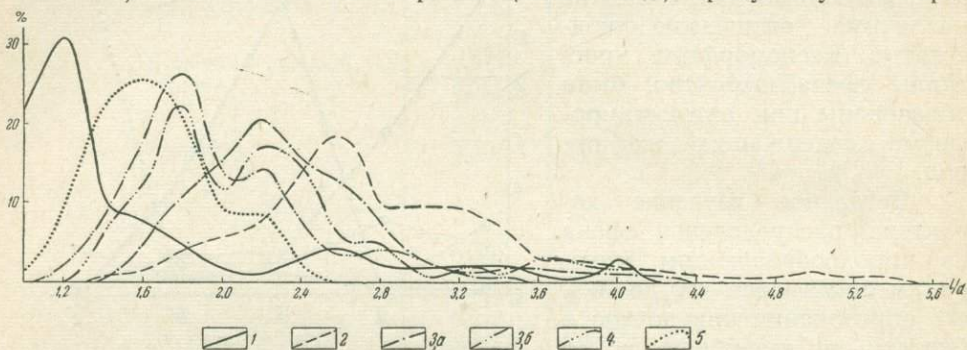


Рис. 10. Вариационные кривые индекса габитуса кристаллов циркона. По оси абсцисс — отношение l/d (индекс габитуса), по оси ординат — частота встречаемости (в %)

1 — породы осадочно-метаморфического комплекса; 2 — граниты олёкминского комплекса; 3 — диориты и монцитониты (а), граниты (б) амананского подкомплекса; 4 — породы амуджиканского подкомплекса; 5 — граниты нерчуганского комплекса

дах в виде включений в амфиболе и биотите (см. табл. 20). Как уже указывалось, для пород района циркон имеет большое корреляционное значение (Казицын, Панов, 1960). По сумме морфологических, кристаллографических и оптических признаков циркон из пород амуджикано-шахтаминского комплекса отличается от цирконов из пород других комплексов.

Кристаллы циркона в породах амуджикано-шахтаминского комплекса прозрачны и имеют коричневато-фиолетовый оттенок. В отличие от кристаллов циркона олёкминских гранитов они более трещиноваты, поэтому создается впечатление, что их окраска гуще. Облик кристаллов столбчатый, габитус призматический; индекс габитуса (отношение длины к ширине) изменяется от 2,2 в диоритах и монцитонитах до 1,8 в гранитах и гранит-порфирах, что хорошо отличает породы амуджикано-шахтаминского комплекса от пород олёкминского (индекс габитуса 2,6) и нерчуганского комплексов (индекс габитуса 1,6) (рис. 10). Кроме того, кристаллы циркона из пород амуджикано-шахтаминского комплекса обладают следующим набором простых форм: α , m , s , π . В отличие от олёкминских гранитов появляется грань π , а форма s сильно развивается, вследствие чего окончания кристаллов становятся более тупыми (рис. 11).

Параметр элементарной ячейки a циркона из диоритов (6,585 kX) и порфиров (6,584 kX) ниже, чем соответствующий параметр циркона олёкминских гранитов (6,596 kX) (табл. 22; рис. 12).

Параметр элементарной ячейки c наиболее высок в цирконе из гранит-порфиров, меньшая его величина свойственна циркону из гранитов и еще меньшая — циркону из диоритов. Циркон из гранитов амананского подкомплекса и олёкминского комплекса имеет одинаковый

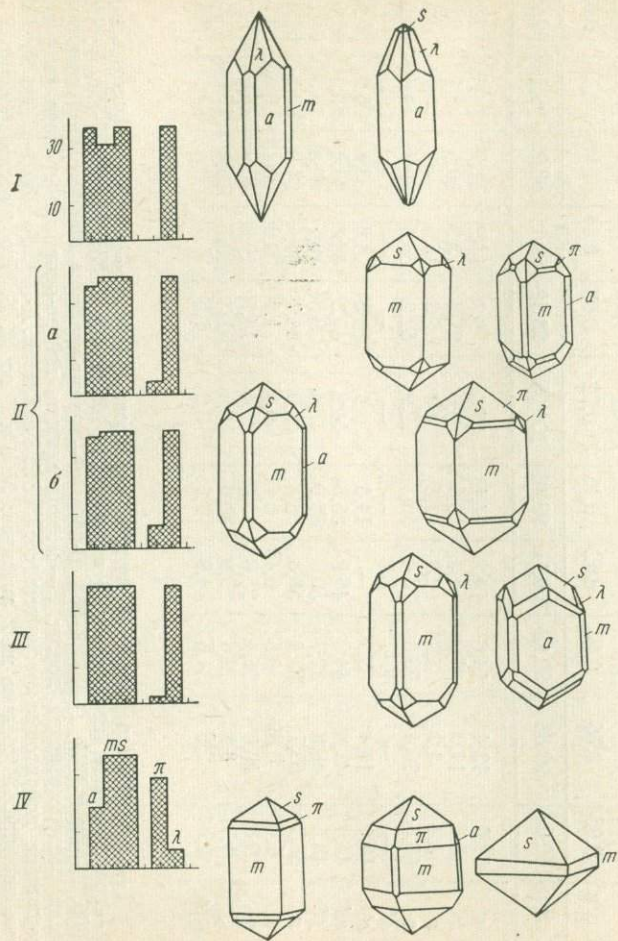


Рис. 11. Морфологические особенности кристаллов циркона

I — граниты олёкминского комплекса; II — диориты (а) и граниты (б) амананского подкомплекса; III — породы амуджиканского подкомплекса; IV — граниты нерчуганского комплекса

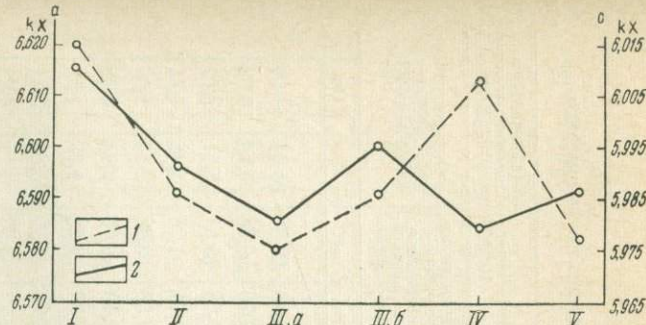


Рис. 12. Параметры элементарной ячейки цирконов по рентгеновским данным

1 — параметр c ; 2 — параметр a . I — породы осадочно-метаморфического комплекса; II — граниты олёкминского комплекса; III — диориты, монцититы (а), граниты (б) амананского подкомплекса; IV — породы амуджиканского подкомплекса; V — граниты нерчуганского комплекса

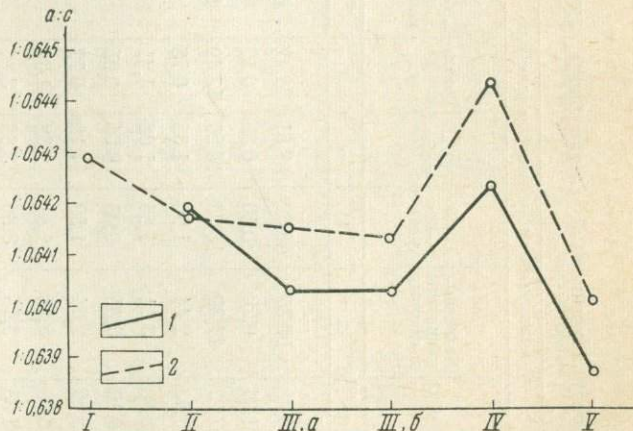


Рис. 13. Отношение $a:c$ элементарной ячейки цирконов
1 — гониометрические данные; 2 — рентгеновские данные. I — породы осадочно-метаморфического комплекса; II — граниты олёкминского комплекса; III — диориты и монцититы (а), граниты (б) амананского подкомплекса; IV — породы амуджиканского подкомплекса; V — граниты нерчуганского комплекса

Средний химический состав пород амуджикано-шахтаминского магматиче

Компо- ненты	Амананский интрузивный подкомплекс						Амуджиканский				
	Диорит	Кварцевые монциты и сиениты	Грано- дио- риты	Гран- иты	Гранит- порфи- ры	Среднее по под- комплексу	Интрузивно-эффузивные				
							Породы группы мелко- зернистого габбро- диорита—кварцевого диоритового порфира (породы первой фазы)			Породы груп- рит-порфира— порфира (поро- зы)	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
SiO ₂	56,48	60,07	66,52	69,51	72,42	63,15	52,75	58,13	60,55	65,04	64,60
TiO ₂	1,04	0,70	0,50	0,35	0,17	0,65	0,92	0,70	0,38	0,53	0,58
Al ₂ O ₃	17,27	17,39	15,78	15,27	13,49	16,43	16,22	17,68	15,51	15,51	17,19
Fe ₂ O ₃	3,43	2,44	1,90	1,32	0,78	2,28	4,09	3,14	1,78	1,46	1,41
FeO	3,80	3,11	1,65	1,08	1,21	2,42	4,75	3,59	3,58	2,54	2,06
MnO	0,10	0,05	0,09	0,05	0,05	0,08	0,16	0,13	0,05	0,04	0,05
MgO	3,89	2,64	1,59	1,19	0,72	2,33	5,92	3,86	2,83	2,38	1,58
CaO	6,00	5,18	2,81	2,38	1,97	4,10	7,43	5,73	4,10	3,00	3,84
Na ₂ O	3,93	3,75	3,86	3,89	3,84	3,85	2,79	3,29	3,32	4,12	4,28
K ₂ O	2,62	3,40	4,30	4,11	4,07	3,61	2,35	2,52	2,82	3,65	3,62
H ₂ O	0,26	0,26	0,17	0,29	0,16	0,25	0,45	—	—	—	0,20
P ₂ O ₅	0,25	0,07	0,29	0,11	0,06	0,18	0,30	0,36	0,14	0,17	0,06
S	—	—	—	—	—	—	0,16	0,02	—	—	—
П. п. п.	0,95	0,76	0,52	0,62	0,46	0,72	0,03	0,64	1,85	0,75	0,53
Сумма	100,02	99,83	99,98	100,11	99,40	100,05	98,22	99,77	96,91	99,19	99,99
<i>a</i>	12,8	13,4	14,6	14,2	14,1	13,8	9,7	11,2	11,9	14,3	14,7
<i>b</i>	15,5	11,0	6,2	4,3	3,6	9,0	21,8	13,8	10,6	8,1	6,5
<i>c</i>	5,4	5,2	3,2	2,9	1,8	4,3	6,3	6,5	4,8	3,2	4,2
<i>s</i>	66,3	70,4	76,0	78,4	80,5	72,9	62,2	68,5	72,7	74,4	74,6
<i>a'</i>	—	—	—	3,1	—	—	—	—	—	—	—
<i>c'</i>	13,0	11,4	3,3	—	14,8	8,4	13,8	4,6	3,4	5,9	7,4
<i>m'</i>	43,5	41,8	44,0	46,9	33,3	44,2	47,3	48,8	47,3	49,6	41,5
<i>f'</i>	43,5	46,8	52,7	50,0	51,9	47,4	39,0	46,7	49,3	44,5	51,1
<i>n</i>	69,7	62,7	57,4	58,3	58,8	62,0	64,7	66,4	64,0	63,3	64,5
<i>t</i>	1,40	0,89	0,53	0,43	0,17	0,85	1,2	0,9	0,49	0,65	0,74
<i>φ</i>	19,3	19,6	26,4	25,0	18,5	21,4	16,7	19,8	14,9	15,2	19,2
<i>Q</i>	1,71	8,8	19,6	25,9	31,0	13,9	1,3	8,1	16,8	17,0	15,6
<i>a: c</i>	2,34	2,6	4,6	4,9	7,8	3,2	1,5	1,7	2,5	4,5	3,5

1 — диориты (среднее из 2 частных анализов: E-1304, П-241а); 2 — кварцевые монциты (среднее из 10 анализов: M-145, пр-25, П-837, П-842, П-567, E-1146, 1866, П-373, E-1312, П-421, K-683, B-240); 5 — гранит-порфиры (среднее из 2 анализов: шайбы распространения пород; 7 — мелкозернистые габбро-диориты (среднее из 4 анализов: гранитовые порфиры (среднее из 8 анализов: A-1085, A-1163, 1-1213а, A-1125, вые порфиры (среднее из 2 анализов: № 6 и 7 по М. Б. Бородаевской, 1956); 10 — меланократовые гранит-порфиры (среднее из 5 анализов: № 10, 11, E-IV, П-23, 14, E-11, A-1090); 13 — фельзит-порфиры (среднее из 4 анализов: № 1, 13, 7, П-2); 14 — том площади распространения пород; 15 — порфировидные гранодиориты (среднее из 5 анализов: № 12, 13, 14, 15, 16 по М. Б. Бородаевской); 17 — гигантопордалки); 18 — лейкократовые гибридные порфиры (среднее из 5 анализов: № 2218 по 1956); 19 — гибридный порфир, амурская дайка (A-602); 20 — меланократовые гибриды 21 — пироксеновый порфирит (среднее из 2 анализов: A-1009, A-1134); 22 — среднее по скому подкомплексу, выведенное с учетом площади распространения пород.

Примечание. Частные анализы и их пересчеты приведены в приложении (см.

ского комплекса (в %) и их числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

интрузивно-эффузивный подкомплекс											
образования			Интрузивные гигантопорфиновые образования								Среднее по подкомплексу
пы гранодиофельзитового второй фазы		Среднее по первой и второй фазам	Породы группы гигантопорфиридов гранита-аплита (породы третьей фазы)			Породы группы гибридных порфиров-пироксенового порфирита (породы четвертой фазы)			Среднее по третьей и четвертой фазам		
12	13		14	15	16	17	18	19		20	21
71,33	75,04	64,98	63,94	67,41	69,53	61,22	58,42	56,97	49,26	65,34	65,16
0,25	0,07	0,48	0,37	0,28	0,52	0,46	0,74	0,53	0,88	0,43	0,45
14,69	13,60	15,83	15,14	15,00	15,48	15,19	14,55	14,40	18,06	15,07	15,45
1,02	0,54	1,66	1,12	1,22	0,68	1,30	1,23	2,05	4,46	1,11	1,39
1,09	0,77	2,38	3,10	2,48	1,59	3,66	4,30	4,96	2,06	2,78	2,58
0,03	0,03	0,06	0,05	0,03	0,04	0,11	0,14	0,06	0,26	0,05	0,06
0,75	0,35	2,17	3,45	1,95	1,14	4,88	6,44	7,14	7,45	2,97	2,57
1,63	1,07	3,48	3,14	2,53	2,87	3,29	4,32	4,86	5,92	3,13	3,31
4,14	3,68	3,84	3,16	3,35	3,79	2,88	3,65	3,97	3,52	3,45	3,65
4,14	4,40	3,52	3,76	3,36	3,19	3,79	3,35	3,16	3,40	3,44	3,48
0,20	0,15	—	—	—	—	—	0,09	—	1,08	—	—
0,01	—	0,11	0,11	0,09	0,32	0,15	—	0,14	0,28	0,16	0,14
0,10	—	—	—	—	0,07	—	—	—	—	—	—
0,46	0,46	0,78	1,33	0,53	0,87	1,69	2,75	1,57	1,38	1,13	0,96
99,84	100,16	99,29	98,67	98,73	100,04	98,62	99,98	99,81	100,01	99,06	99,20
14,9	14,1	13,6	12,4	12,8	12,9	11,9	12,7	13,0	12,9	12,6	13,1
3,5	2,6	7,8	10,2	7,7	4,6	13,2	18,0	20,9	23,2	8,7	8,4
1,9	1,2	3,9	3,8	3,1	3,5	4,0	3,2	2,9	5,9	3,8	3,8
79,7	82,1	74,7	73,6	76,3	78,0	70,9	66,1	63,2	58,0	74,9	74,7
13,5	37,4	—	2,7	13,3	14,7	3,1	—	—	—	—	—
—	—	4,4	—	—	—	—	10,9	13,9	6,1	0,8	3,3
34,6	20,0	47,4	58,1	43,3	41,1	62,3	60,1	56,0	55,9	57,0	52,0
51,9	42,6	48,2	39,2	43,3	42,2	34,7	29,0	30,1	38,0	42,2	44,7
60,1	56,0	62,6	56,4	57,1	64,4	54,0	62,4	05,9	61,1	60,3	61,5
0,34	0,08	0,55	0,47	0,36	0,51	0,60	0,93	0,73	1,30	0,46	0,55
23,1	17,5	18,4	9,5	12,4	11,7	8,3	5,6	7,9	28,1	10,9	14,6
27,7	34,8	18,3	18,6	24,0	27,7	14,0	3,6	2,1	15,7	20,8	19,4
4,3	11,7	3,5	3,3	4,1	3,7	13,0	4,0	4,5	2,2	3,3	3,45

цониты и сиениты (среднее из 6 анализов: П-537, Е-1314, А-595, Е-1415, М-159, 220а); А-578, Е-1307, Т-211, Т-214); 4 — граниты (среднее из 9 анализов: П-542, П-544, Пр-11, Пр-1, А-1247); 6 — среднее по амананскому подкомплексу, выведенное с учетом пловизов: А-1235, А-1236, а также № 10 и 11 по М. Б. Бородаевской, 1956); 8 — кварцсо-М-44а, К-656, а также № 8 и 9. по М. Б. Бородаевской, 1956); 9 — кварцевые диорито-гранодиорит-порфиры (среднее из 5 анализов: № 1—5 по М. Б. Бородаевской, 1956); П-24); 12 — лейкократовые гранит-порфиры (среднее из 7 анализов: № 2, 6, П-5, 15, среднее по первой и второй фазам амуджиканского подкомплекса, выделенное с уче-2 анализов: № 17, 18 по М. Б. Бородаевской, 1956); 16 — порфиридные граниты фиридные граниты (среднее из 3 анализов, по данным В. К. Полетаева и Г. Л. Паданным И. Н. Тихомирова и В. В. Евтушек и № 19, 20, 21, 22 по М. Б. Бородаевской, ные порфиры (среднее из 5 анализов: № 22, 24, 25, 26, 27 по М. Б. Бородаевской, 1956); третьей и четвертой фазам амуджиканского подкомплекса; 23 — среднее по амуджикан-

табл. V).

параметр c , равный $5,986 \text{ kX}$. Отношение параметров элементарной ячейки цирконов $a:c$ по гониометрическим и рентгеновским данным оказывается почти равным в диоритах и гранитах амананского подкомплекса, но значительно меньше в олёкминских гранитах и больше — в нерчуганских (см. табл. 22, рис. 13). Показатели преломления циркона (Nm) из пород амуджикано-шахтаминского комплекса близки

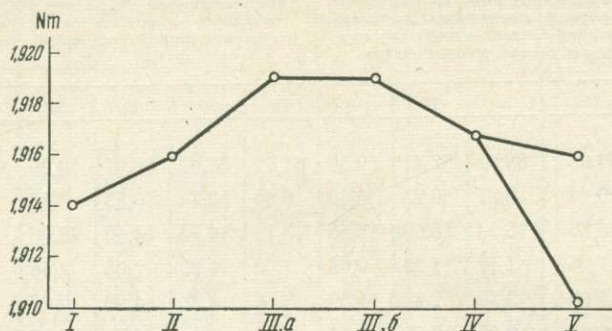


Рис. 14. Показатели преломления (Nm) цирконов I — породы осадочно-метаморфического комплекса; II — граниты олёкминского комплекса; III — диориты и монзониты (а), граниты (б) амананского подкомплекса; IV — породы амуджиканского подкомплекса; V — граниты нерчуганского комплекса

между собой (1,919 в гранитах и диоритах и 1,917 в порфирах) и максимальны для цирконов всех пород района (см. табл. 22, рис. 14).

Микрофотограммы спектров люминесценции* показывают, что в цирконе из пород амананского и амуджиканского подкомплексов (гранитов и гранодиорит-порфирах) они имеют сходный характер

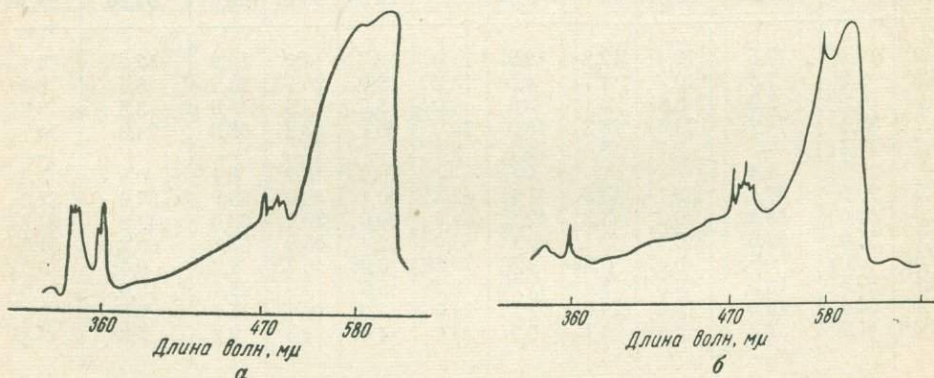


Рис. 15. Микрофотограммы спектров люминесценции цирконов а — амфиболово-биотитовый гранит (амананский подкомплекс); б — амфиболово-биотитовый гранодиорит (амуджиканский подкомплекс)

(рис. 15), но резко отличаются от спектров люминесценции циркона из олёкминского комплекса.

Шеелит и рутил в малых количествах присутствуют во всех породах комплекса (см. табл. 10). Более значительные количества шеелита (до 0,1% от веса всех аксессуарных минералов) отмечены в гранитах и гранодиоритах амуджиканского массива, а повышенные содержания рутила — в гранодиорит-порфирах и дацитах (до 3,2%).

* Спектры люминесценции цирконов из пород изученного района исследовались З. М. Свердловым (ВСЕГЕИ).

Кристаллографическая и кристаллооптическая характеристика цирконов из пород района

Породы	Параметры элементарной ячейки циркона		$a : c$ рентгеновское	$a : c$ гониометрическое (среднее)		Показатели преломления циркона, $N_m \pm 0,001$
	akX	ckX		$a : c$	число замеров	
Осадочно-метаморфический комплекс (гнейсы)	6,616	6,015	0,6429	—	—	1,914
Олёкминский комплекс (граниты)	6,596	5,986	0,6417	0,6419	4	1,916
Аманано-амуджиканский комплекс						
Амананский подкомплекс:						
диориты, монзониты	6,585	5,975	0,6415	0,6403	3	1,919
граниты, гранодиориты	6,600	5,986	0,6413	0,6403	3	1,919
Амуджиканский подкомплекс (гранодиорит-порфиры)	6,584	6,008	0,6444	0,6423	13	1,917
Нерчуганский комплекс (граниты)	6,592	5,977	0,6400	0,6387	7	{ 1,916 1,910

В породах других комплексов шеелит вообще не встречается, а рутил присутствует только в гнейсах.

Монацит — типоморфный аксессуарный минерал протерозойских гнейсов и пород олёкминского комплекса. В породах амуджикано-шахтаминского комплекса встречается исключительно редко, лишь в биотитовых гранитах монацит встречен в количестве 9,6% от веса всех аксессуарных минералов (см. табл. 1). В связи с этим необходимо указать также на относительно большие количества монацита в ортоклазовых метасоматитах, развивающихся по амананским гранитам.

Встреченные в тяжелых фракциях пород амуджикано-шахтаминского комплекса пирит и гематит, вероятно, являются продуктами более поздних гидротермальных процессов. Этим же, по-видимому, объясняется появление барита (до 1,3% от веса всех аксессуарных минералов) и флюорита (до 1,0%). Наличие молибденита в породах комплекса не всегда можно объяснить подобным образом, так как чешуйки молибденита были неоднократно встречены в совершенно неизменных дайках аплитов и некоторых гранит-порфиров за пределами рудных участков.

ГЛАВА VII

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ АМУДЖИКАНО-ШАХТАМИНСКОГО КОМПЛЕКСА

Породы этого комплекса образуют характерное сообщество, четко отличающееся по своим химическим особенностям от других пород района. Представление о химическом составе различных образований комплекса дают результаты 87 полных силикатных анализов, приведенные в табл. 21. На основании этих анализов построены вариационные кривые фигуративных точек для пород амананского и амуджиканского подкомплексов.

Главнейшими петрохимическими особенностями пород комплекса являются умеренно кислый состав и повышенная щелочность. О последнем свидетельствует большее по сравнению со стандартными типами пород значение отношения $a:c$. Вследствие этого для подавляющего большинства образований комплекса фиксируется пониженное значение характеристики Q по сравнению с соответствующими типами пород по Р. Дэли (1936) ряда щелочноземельного гранита — диорита, что свидетельствует об умеренной насыщенности пород кремнеземом и относительно малой роли свободного кремнезема.

По значениям отношения $a:c$ породы комплекса принадлежат к группе умеренно богатых и лишь иногда к группе бедных щелочами. В последнем случае они являются наиболее щелочными разновидностями этой группы.

АМАНАНСКИЙ ПОДКОМПЛЕКС

В породах амананского подкомплекса наиболее рельефно проявлены основные петрохимические особенности комплекса — умеренно кислый состав и повышенная щелочность. Вариационная кривая фигуративных точек составов пород подкомплекса располагается посередине между вариационными кривыми гранитоидного ряда (нормальные граниты — диориты) и ряда щелочных пород (щелочный гранит — монзонит) (рис. 16). Разность величин Q пород гранитоидного ряда и соответствующих пород комплекса всегда имеет положительный знак (от 2,6 до 8,3). Средний состав пород подкомплекса приближается к составу гранодиорита по Р. Дэли, но, судя по характеристике Q (13,9) и величине отношения $a:c$ (3,2), соответствует породе, принадлежащей, в отличие от гранодиорита, к классу слабо пересыщенных кремнеземом ($15 > Q > 6$) и группе богатых щелочами пород ($a:c > 3$).

Положение проекций векторов на плоскость asb показывает, что породы подкомплекса относятся к нормальному ряду. Вариационная кривая на той же плоскости смещается от фигуративной точки 1 до точки 3 вправо — в направлении увеличения щелочности, а в своей верхней части (точки 3—5) в сторону понижения щелочности.

Таким образом, более основные породы подкомплекса характеризуются большими отклонениями от нормального ряда в сторону щелочности, чем более кислые. Плавный характер вариационной кривой на плоскости *csb* свидетельствует о постепенном уменьшении роли полевошпатової извести в породах комплекса при движении от основных к кислым, за исключением гранит-порфиров, где отмечается резкое уменьшение характеристики *c*.

Уменьшение наклона векторов в проекции на ту же плоскость, как и уменьшение характеристики *n*, указывает, что на фоне общего

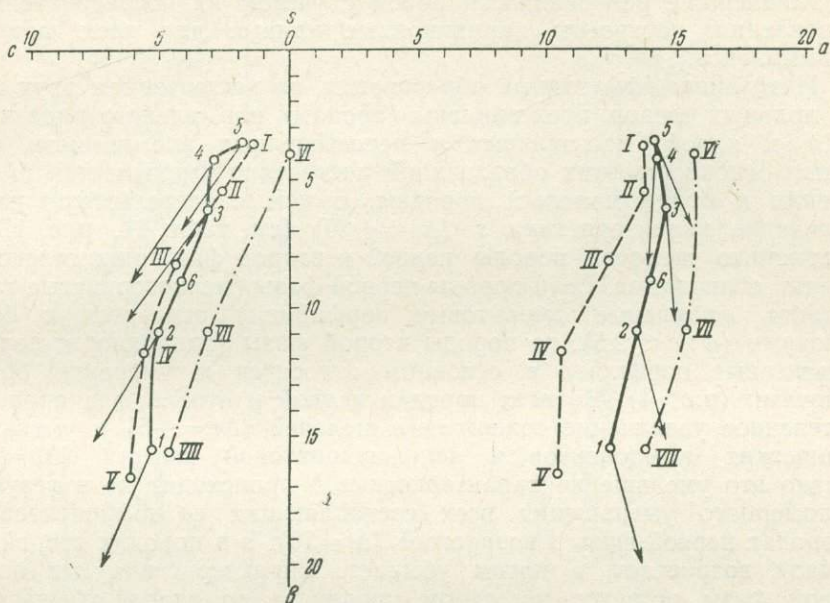


Рис. 16. Петрохимическая диаграмма пород амананского подкомплекса

I — диориты (среднее из 2 анализов); 2 — кварцевые монцитоны и сиениты (среднее из 6 анализов); 3 — гранодиориты (среднее из 10 анализов); 4 — граниты (среднее из 9 анализов); 5 — гранит-порфиры (среднее из 2 анализов); 6 — среднее по подкомплексу. Средние типы пород по Р. Дэли — А. Н. Заварицкому: I — риолиты, II — щелочноземельные граниты, III — гранодиориты, IV — кварцевые диориты, V — диориты (без кварцевых диоритов), VI — щелочные граниты, VII — щелочноземельные сиениты, VIII — монцитоны

преобладания молекулярных количеств натрия происходит увеличение роли калия, но весовые содержания K_2O в гранодиоритах, гранитах и гранит-порфирах преобладают над Na_2O .

Отношение $f:m$ в наиболее основных породах подкомплекса равно единице, но увеличивается к более кислым породам, т. е. закисное железо начинает заметно преобладать над магнием.

Роль трехвалентного железа (характеристика φ) повышается от диоритов к гранодиоритам и уменьшается в гранитах и гранит-порфирах (см. табл. 21). По сравнению с породами гранитоидного ряда в наиболее основных породах подкомплекса повышены характеристики φ и t . В кислых породах амананского подкомплекса характеристика t соответствует обычным цифрам для гранитов по Р. Дэли. Обращает на себя внимание тот факт, что при относительно небольшой величине характеристики t и небольшом содержании TiO_2 (0,35%) в гранитах комплекса отмечается большое количество сфена — до 0,86 вес. % (см. табл. 10). Однако простой расчет показывает, что именно такое количество TiO_2 (0,35%) содержится в указанном количестве (0,86%) сфена. Вследствие этого при формировании гранитов весь титан расходуется на образование сфена, а темноцветные минералы оказываются

свободными от примеси титана. Отсутствие заметной примеси титана в составе цветных минералов гранитов и наличие таковой в минералах диоритов объясняет, по-видимому, аномальное поведение показателей преломления биотитов и отчасти амфиболов в ряду от основных пород к более кислым (см. табл. 18, рис. 16).

АМУДЖИКАНСКИЙ ПОДКОМПЛЕКС

На основании 56 полных силикатных анализов, характеризующих все главнейшие разновидности пород с учетом их последовательности становления, построены вариационные кривые для всех фаз этого подкомплекса.

Интрузивно-эффузивные образования, за исключением двух наиболее молодых членов, представлены породами нормального ряда и относятся к классу насыщенных и пересыщенных кремнеземом пород. Общая основность этих образований постепенно уменьшается от более древних к более молодым породам, о чем свидетельствует плавное увеличение характеристики s ($\Delta s = +20$) (см. табл. 21, рис. 17). По содержанию щелочей породы первой и второй фаз подкомплекса уже заметно отличаются. Если породы первой фазы (мелкозернистые габродиориты, кварцевые диоритовые порфириды) относятся к бедным щелочами ($a:c \leq 2,5$), то породы второй фазы (гранодиорит-порфиры, фельзитовые порфиры) в основном относятся к умеренно богатым щелочами ($a:c > 4$). Во всех породах первой и второй фаз происходит постепенное увеличение содержания щелочей ($\Delta a = +5$) и уменьшение фемических компонентов и неполевошпатовой извести ($\Delta b = -19$). Однако это уменьшение характеристики b происходит не в результате равномерного уменьшения всех составляющих ее компонентов. Так, в породах первой фазы f возрастает ($\Delta f = 10$), а в породах второй фазы сначала возрастает, а потом убывает. Характеристика c в породах первой фазы остается на одном уровне, а во второй убывает. Она резко убывает до полного исчезновения уже в гранит-порфирах, что согласуется с минералогическими наблюдениями об исчезновении роговой обманки в этих породах.

Вариационная кривая пород первой фазы (точки 7—9) совпадает в основном с вариационной кривой гранитоидных пород по Р. Дэли (1936), незначительно отклоняясь к кривой щелочной гранит — монцитит (см. рис. 17). В противоположность этому вариационная кривая пород второй фазы (точки 10—13) сильно отклоняется от кривой гранитоидных пород по Р. Дэли вправо — в сторону повышения щелочности, что вызывает увеличение отношения $a:c$ и убывание характеристики Q в породах этой фазы по сравнению с гранитоидными породами по Р. Дэли. В наиболее поздних представителях этого ряда щелочность несколько убывает.

Плавный характер вариационной кривой, определяющий изменение значений a и b , не сохраняется для проекций кривых на плоскость csb (см. рис. 17), что свидетельствует о неравномерном изменении содержания полевошпатовой извести в породах. Так, величина c в породе первой фазы остается примерно на одном уровне, а в породах второй фазы происходит резкое ее увеличение от гранодиорит-порфиров к гранит-порфирам и плавное уменьшение по направлению к фельзитам. При прогрессивном развитии пород этой фазы на фоне общего увеличения щелочей происходит относительное обогащение пород калием, о чем свидетельствуют данные химических анализов и постепенное убывание характеристики n (см. табл. 21).

Средний состав пород первой и второй фаз близок к среднему составу пород амананского подкомплекса и гранодиориту по Р. Дэли, но соответствует породе, которая в отличие от гранодиорита характе-

ризуется меньшей величиной Q и бóльшей величиной отношения $a:c$.

Таким образом, интрузивно-эффузивные образования подкомплекса характеризуются теми же основными особенностями, что и аманано-амуджиканский комплекс в целом: умеренно кислым составом и повышенной щелочностью пород. Наиболее рельефно эти особенности выступают для пород группы гранодиорит-порфира — фельзита.

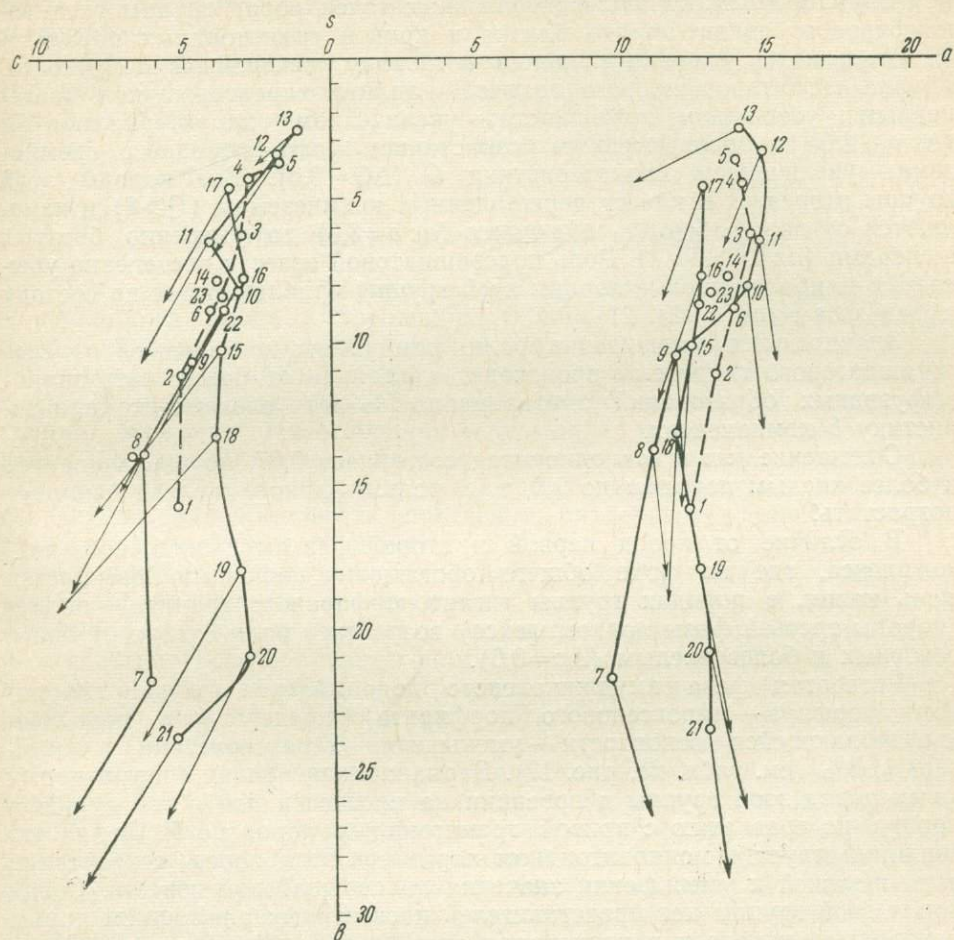


Рис. 17. Петрохимическая диаграмма пород амуджиканского подкомплекса

1—5 — породы амананского подкомплекса; 6 — среднее по амананскому подкомплексу. Амуджиканский подкомплекс. Породы первой фазы: 7 — мелкозернистые габбро-диориты (среднее из 4 анализов), 8 — кварцсодержащие диоритовые порфириты (среднее из 8 анализов), 9 — кварцевые диоритовые порфириты (среднее из 2 анализов); породы второй фазы: 10 — гранодиорит-порфиры (среднее из 5 анализов); 11 — меланократовые гранит-порфиры (среднее из 5 анализов), 12 — лейкократовые гранит-порфиры (среднее из 7 анализов), 13 — фельзит-порфиры (среднее из 4 анализов); 14 — среднее по первой и второй фазам; породы третьей фазы: 15 — порфириновые гранодиориты (среднее из 2 анализов), 16 — порфириновые граниты (среднее из 5 анализов), 17 — гигантопорфириновые граниты (среднее из трех анализов); породы четвертой фазы: 18 — лейкократовые гибридные порфиры (среднее из 5 анализов), 19 — гибридный порфир (амурская дайка, 1 анализ), 20 — меланократовые гибридные порфиры (среднее из 5 анализов), 21 — пироксеновый порфирит (2 анализа); 22 — среднее по третьей и четвертой фазам амуджиканского подкомплекса; 23 — среднее по амуджиканскому подкомплексу

Интрузивные гигантопорфириновые породы по петрохимическим особенностям отчетливо подразделяются на две группы, соответствующие третьей и четвертой фазам амуджиканского подкомплекса: 1) гигантопорфириновые граниты, гранодиориты, гранит-порфиры и аплиты; 2) гибридные порфиры и пироксеновые порфириты. Возрастная последовательность формирования пород первой группы — от основных к кислым, а второй — от кислых к основным.

Вариационная кривая фигуративных точек этих двух групп на диаграмме А. Н. Заварицкого в проекции на плоскость csb пересекается с линией интрузивно-эффузивных образований в области составов, отвечающих гранодиориту по Р. Дэли, и в области расположения фигуративных точек средних составов пород амананского и амуджиканского подкомплексов (см. рис. 17).

Вариационная кривая фигуративных точек пород группы гигантопорфиорового гранит-аплита близка к кривой гранитоидных пород по Р. Дэли и не имеет отклонения в сторону повышенной щелочности. Группа гигантопорфиорового гранита — аплита характеризуется постепенным убыванием основности — увеличением характеристики s ($\Delta s = +4,0$) и одновременным возрастанием роли свободного кремнезема — увеличением характеристики Q ($\Delta Q = 9,0$). Все породы этой группы относятся к классу пересыщенных кремнеземом ($Q > 8$) и изменяются от пород бедных щелочами ($a:c = 3,3$) до умеренно богатых щелочами ($a:c = 3,7-4$). Роль полевошпатовой извести постепенно убывает, и наиболее кислые породы этой группы приближаются по составу к фельзитам (см. табл. 21).

Значительное уменьшение роли фемических компонентов и полевошпатового глинозема происходит в отличие от пород интрузивно-эффузивных образований одновременно во всех слагающих характеристику b компонентах.

Отношение $f:m$ в гранодиоритах составляет 0,67, но увеличивается к более кислым породам до 1,0, т. е. роль закисного железа начинает возрастать.

В отличие от пород первой и второй фаз амуджиканского подкомплекса, где на фоне общего обогащения щелочами повышается роль калия, в породах группы гигантопорфиорового гранита — аплита (породы третьей фазы подкомплекса) возрастает роль натрия от более основных к более кислым ($\Delta n = 8,0$).

Четвертая фаза амуджиканского подкомплекса (группа гибридного порфира — пироксенового порфирита) представлена породами увеличивающейся основности — уменьшение характеристики s достигает 11,3% (см. табл. 21, рис. 17). Вариационная кривая фигуративных точек пород этой группы в проекции на плоскости asb и csb смещена вправо по сравнению с кривой гранитоидных пород по Р. Дэли, что свидетельствует о монцитонитоидном характере этих пород, возрастании роли щелочей и уменьшении значения полевошпатовой извести. Среди пород этой группы нет представителей насыщенных алюминием пород, и породы в начале и в конце ряда относительно бедны щелочами, но в середине его умеренно богаты ими. Резкое увеличение фемических компонентов и извести (b) происходит в этом ряду также дифференцированно и главным образом, как и в интрузивно-эффузивных образованиях, за счет полевошпатовой извести, в то время как f для большей части ряда остается примерно на одном уровне, а m даже уменьшается. Как и в группе гигантопорфиорового гранит-аплита, от ранних к поздним членам происходит увеличение в составе щелочей роли натрия ($\Delta n = +23,0$), настолько заметное, что оно обнаруживается и по наклону проекции векторов на плоскости csb .

Средний состав гигантопорфиоровых интрузивных пород близок к среднему составу пород интрузивно-эффузивных образований и пород амананского подкомплекса. Однако несмотря на близость средних составов пород обеих серий, отвечающих составу гранодиорита, между ними есть и существенные различия.

В то время как более кислые разновидности второй фазы отклоняются в сторону щелочности в отличие от более основных, в третьей и четвертой фазах наблюдается обратная картина: более основные породы приобретают монцитонитоидный характер, а более кислые обла-

дают нормальным для гранитоидов содержанием щелочей (см. рис. 17). В возрастном отношении это выглядит следующим образом: независимо от состава более молодые породы фаз оказываются и более щелочными (за исключением крайне кислых и крайне основных пород фельзитов и пироксеновых порфиритов). Повышение щелочности происходит дифференцированно для пород всех четырех фаз: для первой и второй фазы оно сопровождается возрастанием роли калия, для третьей и четвертой — роли натрия.

Указанные различия в составе пород, возможно, отражаются на характере металлогенической специализации подкомплекса. Как будет показано ниже, серия интрузивно-эффузивных образований специализирована на молибден, а серия гигантопорфировых гибридных пород — на золото.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОМПЛЕКСА

Для суждения о характере распределения элементов-примесей в породах, а также в породообразующих и аксессуарных минералах амуджикано-шахтаминского комплекса мы располагаем данными около 150 спектральных анализов пород и минералов, а также более чем 600 химических определений кларковых количеств молибдена, вольфрама, свинца, бериллия. На основании этих данных можно не только составить общее представление об ассоциациях малых элементов, свойственных тем или иным породам и минералам комплекса, но и наметить главнейшие закономерности поведения различных элементов в ходе развития магматического цикла.

С помощью спектрального анализа удастся получить общие, но сугубо приближенные представления о распределении и содержании элементов-примесей в породах и минералах комплекса. Согласно данным спектрального анализа, в породах комплекса содержатся кобальт, никель, ванадий, молибден, стронций, медь, свинец, галлий, итрий, бериллий, скандий, олово (табл. 23). Содержание этих элементов находится в пределах обычных норм для гранитоидов и не позволяет четко выявить различия между породами разных фаз. Это является, очевидно, не только следствием общности геохимических особенностей пород комплекса, но и результатом низкой точности полуколичественного спектрального метода. Действительно, спектральным анализом не обнаруживается, например, примесь вольфрама, хотя его количество, как показывают результаты химического анализа, в несколько раз превышает количество молибдена и подвержено значительным вариациям в породах разных фаз. Точно так же спектральный анализ фиксирует относительно постоянный уровень содержания молибдена, в то время как с помощью химического анализа удастся установить, что примесь этого элемента в породах комплекса испытывает значительные колебания.

Тем не менее данные спектрального анализа, подчеркивая геохимическую общность пород комплекса, позволяют наметить различия, обусловленные составом продуктов разных фаз. Основные породы амнанского и амуджиканского подкомплексов (диориты, монцониты, диоритовые порфириты) обладают повышенным содержанием никеля, кобальта, ванадия и циркония, в то время как примесь молибдена в них заметно меньше, чем в кислых породах. В гранитах, гранитпорфирах, аплитах и фельзитах различных фаз комплекса примесь никеля, кобальта, иттрия и меди заметно ниже, чем в основных породах, а примесь олова наиболее отчетливо фиксируется в средних породах.

Особый интерес представляет распределение в породах различных фаз комплекса таких элементов, как молибден и вольфрам, а также

Содержание элементов-примесей в породах амуджикано-шахтаминского комплекса по данным спектральных анализов (в вес. %)

Элементы	Амананский подкомплекс				Амуджиканский подкомплекс							Среднее по подкомплексу	Среднее по комплексу
	Диориты, монзониты, сиениты	Гранодиориты, граниты	Граниты, аплиты	Среднее по подкомплексу	Интрузивно-эффузивные образования				Интрузивные гигантопорфировые образования				
					Мелкозернистые диориты, диоритовые порфириты	Гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры	Фельзитовые порфиры	Среднее для первой и второй фаз	Граниты, гранодиориты	Гибридные порфиры	Среднее для третьей и четвертой фаз		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
Co	0,001	—	0,0001	0,0005	0,002	0,0005	—	0,001	0,0005	0,001	0,0005	0,001	0,0005
Ni	0,003	0,001	0,0005	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
V	0,004	0,005	0,001	0,005	0,02	0,006	0,001	0,008	0,004	0,008	0,005	0,006	0,005
Mo	0,001	0,0005	0,0005	0,001	—	0,0005	0,001	0,0005	—	—	—	0,0005	0,0005
Zr	0,033	0,25	0,004	0,029	0,02	0,015	0,001	0,015	0,015	0,013	0,015	0,016	0,022
Nb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cu	0,005	0,009	0,001	0,007	0,003	0,006	0,002	0,005	0,003	0,003	0,003	0,004	0,006
Pb	0,001	0,004	0,002	0,003	—	0,002	—	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Ga	0,005	0,005	0,002	0,005	0,002	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005
Y	0,001	0,002	—	0,002	0,002	0,0005	—	0,001	0,0005	0,0005	0,0005	0,001	0,001
Be	0,0005	0,0005	0,0005	0,0005	0,001	—	0,002	0,0005	0,0005	0,0007	0,0005	0,0005	0,0005
Sc	—	—	0,0001	—	0,004	—	—	0,001	—	—	—	0,0005	0,0003
Sn	—	0,0005	—	0,0003	—	0,004	—	0,002	—	—	—	0,001	0,0007

Число анализов: 5 — четыре, 6 — двенадцать, 7 — три, 8 — девятнадцать, 9 — три, 10 — восемь, 11 — одиннадцать, 12 — тридцать.

бериллий и свинец, содержание которых определялось методом химического анализа. Как известно, кларк молибдена и вольфрама для кислых пород равен соответственно $1,6 \cdot 10^{-4}$ и $2,4 \cdot 10^{-4}$, а для основных $2,3 \cdot 10^{-5}$ и $8,5 \cdot 10^{-5}$ (Виноградов и др., 1958; Санделл и Голдич, 1952). В породах же амуджикано-шахтаминского комплекса содержание молибдена не опускается ниже $5 \cdot 10^{-4}$, вольфрама $22 \cdot 10^{-4}$. Распределение этих элементов в породах амуджикано-шахтаминского комплекса неравномерно. Содержание молибдена закономерно повышается от ранних фаз амананского подкомплекса к поздним, достигая максимума в гранит-порфирах и аплитах ($7,7 \text{ г/т}$) третьей фазы. В породах амуджиканского подкомплекса наблюдается уменьшение, причем в фельзитах — наиболее кислых породах комплекса и наиболее тесно ассоциирующих с кварцево-молибденитовыми жилами — содержание молибдена соизмеримо с таковым в диоритах; содержание в породах подкомплекса молибдена минимально, хотя еще в 3 раза выше кларкового. Распределение вольфрама подчиняется иной закономерности: его содержание также возрастает от диоритов к аплитам амананского подкомплекса, а в породах амуджиканского не снижается, а напротив, возрастает, достигая максимума в гранодиорит-порфирах и гранит-порфирах ($47,5 \text{ г/т}$). В целом для комплекса средние величины содержания молибдена и вольфрама ($6,6$ и $44,3 \text{ г/т}$) в 5—10 раз превышают кларковые значения для сходных по составу пород. Такое резко повышенное содержание молибдена и вольфрама указывает на общую зараженность этими элементами пород всех фаз, лишней раз косвенно подтверждает их комагматичность и является, как будет показано ниже, одним из признаков металлогенической специализации амуджикано-шахтаминского комплекса.

Результаты спектрального анализа мономинеральных фракций порообразующих и аксессуарных минералов дают более определенную картину распределения элементов-примесей, чем анализы валовых проб. При этом устанавливается, что по разнообразию и содержанию элементов-примесей цветные и аксессуарные минералы резко отличаются от лейкократовой части пород.

Результаты химического определения содержания в минералах молибдена, вольфрама, бериллия и свинца дают возможность выявить еще более тонкие геохимические закономерности, позволяющие не только наметить корреляционные признаки гранитоидов, но и приблизиться к пониманию механизма рассеяния и концентрации рудных элементов в ходе кристаллизации магматических масс. В этой связи особый интерес представляет характер распределения в минералах молибдена и вольфрама.

Не рассматривая специально вопрос о формах нахождения молибдена и вольфрама в порообразующих и аксессуарных минералах, отметим лишь, что в салических порообразующих минералах (за исключением плагиоклаза) эти элементы, по-видимому не являются изоморфной примесью (Таусон, 1953). В биотите, роговой обманке и сфене вследствие близости ионных радиусов молибдена и вольфрама ($0,68$ и $0,67 \text{ кХ}$) к ионным радиусам железа, магния и титана ($0,79$; $0,75$ и $0,65 \text{ кХ}$) вероятно вхождение их в кристаллическую решетку.

Кварц отличается минимальными по разнообразию и количественному содержанию примесями малых элементов. В его составе с помощью спектрального анализа установлены титан (до $0,005\%$), цирконий, свинец, олово (до $0,002\%$) и медь (до $0,001\%$). Содержание молибдена и вольфрама в кварце гранитоидов амуджикано-шахтаминского комплекса, согласно данным химического анализа, обычно более низкое, чем в породах. Однако вследствие того что анализировавшиеся пробы кварца не были свободны от плагиоклаза, для однозначного

суждения о содержании в нем элементов-примесей данных еще недостаточно.

Полевые шпаты пород амуджикано-шахтаминского комплекса содержат в сравнительно небольших количествах следующие элементы-примеси: барий (до 0,25%), стронций (до 0,1%), лантан (до 0,025%), титан (0,015%), медь и цирконий (до 0,006%), галлий (до 0,004%), свинец (до 0,002%), молибден, иттрий и бериллий (до 0,001%) (табл. 24). Содержание в полевых шпатах таких элементов, как титан, молибден, цирконий, медь и свинец, заметно ниже, чем в соответствующих породах, а примесь кобальта и никеля вообще отсутствует. Зато полевым шпатам свойственна заметная примесь бария и стронция, которые изоморфно замещают кальций. Молибден и вольфрам в полевых шпатах, согласно данным химических определений, находятся в количествах более низких, чем в породах. Особенно это относится к ортоклазу, в котором в ряде случаев примесь вольфрама в 2 раза меньше, чем в соответствующей породе. В целом для различных фаз характерно лишь незначительное увеличение содержания молибдена в ортоклазе диоритов и сиенитов.

Таблица 24

Среднее содержание элементов-примесей в полевых шпатах из гранитоидов амуджикано-шахтаминского комплекса по данным спектрального анализа (в вес. %)

Элементы	Амананский подкомплекс	Амуджиканский подкомплекс	Среднее по комплексу	Элементы	Амананский подкомплекс	Амуджиканский подкомплекс	Среднее по комплексу
	1	2	3		1	2	3
Ti	0,015	0,017	0,016	Y	—	0,0003	0,0001
Mo	0,001	0,0007	0,0008	La	—	0,025	0,013
Zr	0,003	0,006	0,005	Sr	0,095	0,075	0,085
Cu	0,002	0,006	0,004	Ba	0,1	0,26	0,18
Pb	0,002	0,001	0,002	Be	0,001	0,001	0,001
Ga	0,004	0,004	0,004				

Число анализов: 1 — десять, 2 — четырнадцать, 3 — двадцать четыре.

Биотит из пород амуджикано-шахтаминского комплекса содержит постоянную примесь титана (до 1,5%), бария (до 0,08%), циркония (до 0,05%), хрома (0,04%), лития и цинка (до 0,025%), ванадия (до 0,02%), никеля (до 0,008%), кобальта (до 0,005%), галлия (0,003%), меди (0,002%), скандия (0,001%), молибдена, свинца, серебра, бериллия (меньше 0,001%) (табл. 25).

Среди породообразующих минералов гранитоидов не только рассматриваемого, но и других комплексов, как было показано выше, биотит отличается максимальным количеством элементов-примесей. Это является не только следствием его «особой геохимической роли как минерала-концентратора» (Беус, 1963), структура которого особенно благоприятна для «улавливания» малых элементов, но и результатом того обилия включений в нем аксессуарных минералов, на которое мы обращали внимание при минералогической характеристике биотита. Поэтому геохимическое исследование биотита необходимо проводить, применяя строго однообразную методику его выделения, так как биотит различных фракций крупности даже из одной и той же породы может обнаружить существенные колебания содержания элементов-примесей.

Содержание молибдена и вольфрама в биотитах комплекса в 1,5—2 раза превышает таковое в соответствующих породах. В пределах амананского подкомплекса уровень концентрации молибдена сохра-

Содержание элементов-примесей в биотитах
из пород амуджикано-шахтаминского комплекса
по данным спектрального анализа (в вес. %)

Элементы	Амананский подкомплекс	Амуджиканский подкомплекс			Среднее для комплекса
		Породы пер- вой и второй фаз	Породы треть- ей и четвертой фаз	Среднее для подком- плекса	
Ni	0,008	0,002	0,001	0,002	0,005
Co	0,005	0,002	0,001	0,001	0,003
Ti	1,6	1,0	0,8	0,9	1,3
V	0,025	0,01	0,01	0,01	0,02
Cr	0,01	0,003	0,04	0,02	0,02
Mo	0,0004	0,0004	—	0,0002	0,0003
Zr	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01
Nb	0,0001	—	—	—	0,0001
Cu	0,002	0,002	0,0003	0,001	0,002
Pb	0,0002	0,0001	—	0,0001	0,0002
Ag	0,0001	0,0001	—	0,0001	0,0001
Zn	0,025	—	—	—	0,013
Sr	0,003	0,002	0,001	0,001	0,002
Ba	0,08	0,08	0,02	0,05	0,06
Li	0,017	0,01	—	0,005	0,014
Sc	0,001	0,001	—	0,0004	0,0005
Be	0,0005	0,0002	0,0003	0,0003	0,0004

Число анализов: 1 — двенадцать, 2 — девять, 3 — три, 4 — двенадцать, 5 — двадцать четыре.

няется примерно постоянным, в то время как для вольфрама замечается тенденция увеличения содержания от диоритов к аплитам. Биотиты амуджиканского подкомплекса нередко обладают более высокими содержаниями молибдена и вольфрама, однако данные для них еще неполны.

Амфибол богат примесями, но содержание их несколько ниже, чем в биотите. Амфибол гранитоидов амуджикано-шахтаминского комплекса содержит титан, цинк, литий (от 0,1 до 1,0%), хром, стронций, цирконий, ванадий, скандий (от 0,008 до 0,1%), никель, кобальт, медь, олово, германий, галлий, бериллий (от 0,0001 до 0,008%) (табл. 26). Колебания содержаний указанных элементов в амфиболах невелики и определяются, возможно, основностью соответствующих пород. Например, содержание титана, скандия и свинца в амфиболе амананских диоритов меньше, чем в амфиболе амуджиканских гранитов, а содержание олова и германия несколько повышается. Амфиболы амуджикано-шахтаминского комплекса содержат существенную примесь молибдена и вольфрама, соизмеримую с таковой в биотитах, однако неповсеместное распределение амфибола и сложность его отделения от биотита препятствуют получению систематических данных.

Таким образом, породообразующие минералы амуджикано-шахтаминского комплекса содержат разнообразные элементы-примеси, часть из которых (Ni, Co, Ti) свойственна породам соответствующей основности, другие (Ba, Sr) отражают геохимические и кристаллохимические особенности отдельных минералов в полево шпате, третьи (Mo, W) характеризуют металлогеническую специализацию интрузий. Уровень содержания элементов-примесей в кварце и полевых шпатах обычно несколько ниже, а содержание примесей (особенно тяжелых элементов) в биотите и амфиболе в несколько раз выше, чем в породах.

Содержание элементов-примесей в амфиболах
из пород амуджикано-шахтаминского комплекса
по данным спектрального анализа (в вес. %)

Элементы	Амананский подкомплекс	Амуджиканский подкомплекс		Среднее по комплексу
		Среднее по подкомплексу	Граниты Амуд- жиканского массива	
	1	2	3	4
Ni	0,002	0,002	0,007	0,002
Co	0,001	0,0015	0,002	0,001
Ti	1,5	0,6	0,3	1,0
V	0,04	0,01	0,03	0,03
Cr	0,02	0,02	0,1	0,02
Mo	—	0,0001	—	0,0001
Zr	0,02	0,02	0,03	0,02
Nb	—	—	—	—
Cu	0,001	0,002	0,001	0,002
Pb	0,0003	0,0001	—	0,0002
Ag	—	—	—	—
Zn	0,17	0,09	0,1	0,13
Sn	0,001	0,0001	0,001	0,0001
Ge	0,0003	0,0003	0,001	0,0003
Ga	0,001	0,001	0,001	0,001
Y	0,002	0,003	0,003	0,002
Sr	0,01	0,01	0,01	0,01
Li	—	—	—	—
Sc	0,008	0,007	0,001	0,008
Be	0,001	0,0006	0,001	0,001

Число анализов: 1 — три, 2 — семь, 3 — один, 4 — среднее по комплексу.

Лейкократовые минералы являются главными «минералами-носителями» элементов-примесей, а цветные минералы — «минералами-концентраторами». Последнее еще в большей мере относится к рассматриваемым ниже аксессуарным минералам.

Сфен пород амуджикано-шахтаминского комплекса содержит постоянную примесь ванадия, хрома, молибдена, стронция, ниобия, меди, свинца, серебра, висмута, олова, германия, галлия, иттрия, лантана, скандия, фосфора, циркония (табл. 27), но, что особенно важно, он в большей степени, чем другие минералы, концентрирует молибден и вольфрам. Содержание элементов-примесей в сфене разных пород обычно в 10 раз, а для молибдена и вольфрама в 20 раз превышает соответствующий уровень для пород в целом, а такие элементы, как хром, ниобий, серебро, германий, лантан, скандий, фосфор, не обнаруженные спектральным анализом в породах, находятся в сфене в заметных количествах. Наряду с этим свинец и медь содержатся в сфене в таком же количестве, как и в соответствующих породах.

Особая геохимическая роль сфена в отношении концентрации молибдена отмечалась еще С. Нокколдсом (1952), указавшим на способность сфена принимать изоморфную примесь молибдена в количестве до 0,03%. Является ли эта цифра пределом изоморфной емкости, судить трудно, однако сфен амуджикано-шахтаминского комплекса обычно содержит молибден в количестве несколько меньшем, чем приведенная выше цифра. В то же время содержание вольфрама обычно в 1,5—2 раза превышает содержание молибдена. При этом следует обратить внимание на одну важную особенность, которая будет подробнее рассмотрена при описании причин металлогенической специализации: в сфене амуджикано-шахтаминского комплекса относительное

Содержание элементов-примесей в сфенах
из пород амуджикано-шахтаминского комплекса
по данным спектрального анализа

Элементы	Амананский подкомплекс	Амуджиканский подкомплекс			Среднее для комплекса
		среднее по первой и вто- рой фазам	среднее по третьей и чет- вертой фазам	среднее для подкомплекса	
		1	2	3	
V	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06
Cr	0,002	0,002	0,03	0,013	0,008
Mo	0,002	0,001	0,002	0,0015	0,002
Zr	0,07	0,15	0,03	0,09	0,08
Nb	0,05	0,06	0,09	0,07	0,07
Cu	0,001	0,0015	0,005	0,003	0,002
Pb	0,001	0,001	0,005	0,003	0,002
Ag	0,0001	—	0,005	0,003	0,001
Bi	0,0002	—	0,002	0,001	0,001
Sn	0,007	0,004	0,009	0,006	0,007
Ge	0,001	0,0003	0,002	0,001	0,001
Ga	0,0004	—	0,0005	0,0003	0,0003
Y	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05
La	0,12	0,18	0,05	0,12	0,12
Sr	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Sc	0,0002	0,0005	—	0,0003	0,0002
P	0,3	0,4	0,2	0,3	0,3

Число анализов: 1 — четырнадцать, 2 — шесть, 3 — два, 4 — восемь, 5 — двадцать два.

количество молибдена составляет 40—50% от общей суммы содержания молибдена и вольфрама, в то время как эта величина в породе составляет лишь 10—20%. Изменение относительного содержания этих элементов в минералах ранней и поздней кристаллизации и сохранение его в сфене из разных пород является характерной чертой амуджикано-шахтаминского комплекса.

Магнетит, согласно данным спектрального анализа и единичным химическим определениям, содержит примесь никеля, кобальта, титана, ванадия, хрома, циркония, меди и цинка, а также молибдена и вольфрама (табл. 28). При этом примесь хрома, титана и цинка максимальна по сравнению с другими минералами и достигает десятых долей процента. В то же время в магнетите отсутствует примесь свинца, галлия, иттрия, характерных для пород в целом, и большого числа элементов, свойственных сфену. В магнетите разных пород комплекса распределение перечисленных элементов непостоянно; так, в амуджиканских гранитах наблюдается повышенное по сравнению с магнетитами амананских диоритов количество никеля, ванадия, хрома и циркония. Количество молибдена и вольфрама в магнетите в 1,5—2 раза, а иногда в 5—6 раз превышает содержание их в породах; среди акцессорных минералов магнетит является наиболее важным после сфена концентратом этих элементов.

Циркон амуджикано-шахтаминского комплекса несоизмеримо менее богат элементами-примесями, чем сфен и магнетит. В нем спектральным анализом установлены лишь молибден, вольфрам, медь, иттрий и скандий (табл. 29). Количество этих элементов составляет тысячные доли процента, за исключением иттрия, достигающего 0,01%.

Апатит амуджикано-шахтаминского комплекса в геохимическом отношении слабо изучен из-за трудности выделения мономинеральных фракций при тех ничтожных его содержаниях, которые характерны для пород комплекса. Имеется лишь один спектральный анализ апатита из гранит-порфиров амуджиканского подкомплекса (табл. 30) и

Содержание элементов-примесей в магнетитах
из пород амуджикано-шахтаминского комплекса
по данным спектрального анализа
(в вес. %)

Элементы	Амананский подкомплекс	Амуджиканский подкомплекс		Среднее по комплексу
		Среднее по подкомплексу	Граниты Амуд- жиканского массива	
	1	2	3	4
Ni	0,001	0,001	0,002	0,001
Co	0,0003	0,0003	—	0,0003
Ti	0,09	0,01	0,02	0,05
V	0,055	0,055	0,07	0,055
Cr	0,04	0,10	0,2	0,07
Mo	0,001	0,001	0,001	0,001
Zr	0,04	0,04	0,1	0,04
Cu	0,002	0,001	0,001	0,002
Pb	—	—	—	—
Zn	0,090	0,07	—	0,08

Число анализов: 1 — шесть, 2 — три, 3 — один, 4 — восемнадцать.

Таблица 29

Содержание элементов-примесей в цирконе
из пород амуджикано-шахтаминского комплекса
по данным спектрального анализа
(в вес. %)

Элементы	Амананский подкомплекс	Амуджикан- ский подком- плекс	Среднее по комплексу
	1	2	3
Mo	0,0005	0,001	0,001
W	—	0,005	0,003
Cu	—	0,0005	0,0003
Y	0,006	0,01	0,008
Sc	0,0005	0,0005	0,0005

Число анализов: 1 и 2 — два, 3 — четыре.

Таблица 30

Содержание элементов-примесей
в апатите из пород амуджиканского
подкомплекса по данным спектраль-
ного анализа
(1 анализ)

Элементы	Содержание, вес. %
Pb	0,001
Ag	0,001
Y ₁	0,03
Sr	0,07

несколько определений содержания молибдена и вольфрама. Согласно этим данным, в апатите находится лишь примесь свинца, серебра, иттрия, стронция, а также молибдена и вольфрама, что позволяет заключить о небольшом его значении как минерала-концентратора элементов-примесей.

Таким образом, распределение элементов-примесей различно в разных породах комплекса и в разных пороодообразующих и аксессуарных минералах.

Эти различия для пород комплекса сводятся к небольшим вариациям содержания элементов-примесей в зависимости от их основности. Весьма резко выступает особая геохимическая роль цветных и аксессуарных минералов как концентраторов примеси рассеянных элементов. Из числа аксессуариев выделяется сфен, минерал, несущий наибольшее количество элементов-примесей, особенно молибдена и вольфрама.

ТИПОМОРФНЫЕ ПРИЗНАКИ АМУДЖИКАНО-ШАХТАМИНСКОГО КОМПЛЕКСА

Геолого-петрологические признаки:

1) комплекс характеризуется полным проявлением всех фаций магматических пород;

2) для комплекса в целом характерны приповерхностные условия формирования, которые определяют интенсивное развитие в его составе гипабиссальной фации в амананском подкомплексе и экструживно-эффузивной — в амуджиканском;

3) размещение магматических образований и форма массивов комплекса контролируется разломами глубокого заложения двух главных направлений: СВ 30—35° и СЗ 300—305°;

4) породам комплекса свойственны умеренно кислый состав и повышенная щелочность;

5) средний химический состав пород комплекса, подсчитанный с учетом площади их распространения, близок к составу гранодиорита по Р. Дэли;

6) последовательность становления пород комплекса происходит обычно в направлении увеличения щелочности;

7) массивам комплекса свойственно зональное строение, периферические их части сложены более основными породами, а центральные — более кислыми.

Минералого-геохимические признаки:

Минералы гранитоидов комплекса характеризуются следующими особенностями:

1) плагиоклаз sdвойникован не только по простым, но и по ряду сложных и осевых законов;

2) зерна плагиоклаза обладают зональностью с четко выраженными реакционными взаимоотношениями между отдельными зонами;

3) калиевый полевой шпат постоянно присутствует во всех породах, в том числе и в наиболее основных; он представлен ортоклазом и анортоклазом с небольшими углами оптических осей;

4) кварц не содержит газовой-жидких включений;

5) повсеместно установлено наличие двух разновидностей роговой обманки: зеленой и буровато-зеленой; по оптическим свойствам эти амфиболы хорошо отличаются от амфиболов из пород других комплексов;

6) пироксен представлен диопсидом и по оптическим константам отличается от пироксенов из других пород района;

7) характерен бóльший выход тяжелой фракции, нежели в породах других комплексов;

8) типоморфным аксессуарным минералом является сфен, который часто присутствует в породах в виде двух генераций;

9) циркон по сумме морфологических, кристаллографических и оптических признаков четко отличается от цирконов пород других комплексов;

10) постоянно присутствуют примеси кобальта, никеля, олова, скандия, свойственные исключительно этому комплексу;

11) в максимальных количествах содержатся металлогенные элементы: вольфрам, свинец, молибден.

Перечисленные типоморфные признаки наряду с непосредственными геологическими наблюдениями над взаимоотношением пород, а также данные их абсолютного возраста в подавляющем большинстве случаев дают возможность однозначно выделить образования амуджикано-шахтаминского комплекса среди других пород района.

НЕРЧУГАНСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

На территории Северо-Восточного Забайкалья магматические образования завершающего этапа развития мезозойского магматизма, обладающие характерными особенностями форм проявления, состава, геохимии и металлогенической специализации, объединены нами в самостоятельный комплекс — нерчуганский.

Впервые под таким названием в 1947 г. О. А. Мешковой был выделен в Олёкмо-Нерчуганском районе комплекс щелочных и субщелочных гранитоидов предположительно верхнекиммерийского возраста. Исследователи Западного Забайкалья аналогичные породы относят к куналейскому комплексу (Щеглов, 1960) и считают их одними из наиболее молодых образований.

Для нерчуганского магматического комплекса характерно формирование в две фазы. В первую интрузивную фазу происходило внедрение лейкократовых, субщелочных и щелочных (с арфведсонитом и эгирином) гранитов, слагающих массивы площадью до 300 км². В пределах этих массивов прослеживаются постепенные переходы от равномерно-крупнозернистых разновидностей в центральных частях до порфировых в эндоконтактах и от щелочных к субщелочным и лейкократовым гранитам.

Вторая фаза развития нерчуганского комплекса носила экструживно-эффузивный характер, вследствие чего формировавшиеся при этом породы обладают большой пестротой состава, структур и условий локализации. К продуктам экструживно-эффузивной фазы мы относим с известной долей условности резко гипабиссальные и субвулканические мелкие тела и штоки порфировидных мелкозернистых субщелочных гранитов, гранит-порфиров, кварцевых порфиров, в том числе сферолитовых порфиров, дающих иногда переходы к покровам эффузивов. Следует отметить, что эффузивы аналогичного состава и строения нередко находятся в составе вулканогенно-осадочных толщ верхнеюрского — нижнемелового возраста.

Размещение магматических образований комплекса контролируется протяженными разломами северо-восточного направления, часто общими с разломами, ограничивающими распространение вулканогенно-осадочных отложений межгорных впадин. Реже в качестве контролирующих структур выступают разрывные нарушения северо-западного направления. Тектонические структуры северо-восточного направления часто имеют характер региональных зон рассланцевания и смятия. Наиболее крупными из них являются Олёкмо-Тунгирская и Нерчугано-Итакинская зоны смятия. В южной части района намечается еще Могочинская зона смятия.

Олёкмо-Тунгирская зона смятия, проходящая в северной части района (см. рис. 1), контролирует размещение Талочинского массива

(площадь выхода до 300 км²), а оперяющие ее разломы (СЗ 290°) определяют положение нескольких мелких массивов, штоков и даек. Субвулканические и покровные образования для Олёкмо-Тунгирской зоны не характерны.

Нерчугано-Итакинская зона и оперяющие ее разломы контролируют распределение мелких массивов и субвулканических штоков в бассейне р. Северная Берёя, в верховьях р. Нерчуган, в верховьях рек Джалир и Итака. Любопытной особенностью гранитоидов Нерчугано-Итакинской зоны является наличие вокруг массивов и в апикальных частях их экзоконтактов обширных ореолов ортоклазовых метасоматитов. Эффузивные образования и продукты поствулканической деятельности достаточно многочисленны.

В пределах Могочинской зоны смятия массивы гранитов нерчуганского комплекса неизвестны, а отдельные штоки, относимые к нему предположительно (Олонгрыйский и др.), имеют площадь выхода, измеряющуюся единицами квадратных километров. Поля ортоклазовых метасоматитов для этой зоны не характерны, зато широко распространены кислые и субщелочные эффузивы, часть которых, возможно, относится к второй фазе становления комплекса, а также сопровождающие их поствулканические проявления.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД КОМПЛЕКСА

Несмотря на большое разнообразие петрографических разновидностей, входящих в состав комплекса, в них можно выделить несколько основных типов пород. Для интрузивной стадии это лейкократовые, субщелочные граниты, арфведсонитовые граниты, эгириновые граниты и граносиениты, а для экструзивно-эффузивной — кварцевые порфиры и риолиты.

ФАЗА ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД И ОРТОКЛАЗОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

Лейкократовые субщелочные граниты, арфведсонитовые и эгириновые граниты и граносиениты

Это обычно крупнозернистые (1,5—5 мм) породы светло-серого или серовато-розового цвета, обладающие равномернозернистым строением, массивной текстурой и гранулитовой структурой, обусловленной наличием изометричных зерен дымчатого кварца. В контактовых частях массивов повсеместно распространены мелкозернистые или порфировидные разновидности.

В состав гранитов и граносиенитов входят (табл. 31) ортоклазпертит (55—75%) и кварц (20—40%), в резко подчиненном количестве — плагиоклаз (0—2%), биотит (0,5%), а в более щелочных разновидностях — арфведсонит и эгирин (0,1%). Из акцессорных минералов присутствуют магнетит, гематит, циркон, флюорит, ильменит (табл. 32).

Характерной чертой этих пород, отличающей их от пород других комплексов, является микропегматитовое строение отдельных участков породы и повсеместное распространение пертитовых вростков в калиевом полевоом шпате.

Щелочной полевоый шпат, представленный обычно ортоклазпертитом (табл. 33), образует крупные (5—7 мм) призматические зерна, иногда сдвойникованные по альбитовому закону. Пертитовые вростки альбит-олигоклаза (№ 5—10), имеющие ленточный характер, обычно составляют 40—55% объема зерен. Иногда альбит-олигоклаз (№ 13) образует каемки вокруг ортоклаза и очень редко, главным образом в мелкозернистых гранитах или гранит-порфирах, он слагает самостоятельные зерна.

Кварц образует довольно крупные (3—5 мм) зерна, обладающие ровным, реже слабоволнистым погасанием. Часто наблюдаются закономерные сростания кварца и ортоклаза, обуславливающие возникновение графических структур. При большом увеличении в кварце удается видеть многочисленные газово-жидкие включения, что отличает его от кварца из пород других комплексов.

Биотит обычно содержится в небольшом количестве (до 1%) и лишь некоторые разновидности (например граниты центральных частей относительно крупных массивов) содержат его до 5%. Биотит обладает резким плеохроизмом в бурых тонах, относится к высокожелезистым разновидностям и содержит значительно меньше титана, чем биотит аманано-амуджиканского комплекса. По оптическим константам ($Nm=1,674$) биотит приближается к сидерофиллиту и обладает максимальным показателем преломления по сравнению с биотитами из пород других комплексов.

Амфибол. Встречен в породах в виде двух разновидностей — арфведсонита и феррогастингсита. Арфведсонит ($Ng=1,707$, $Np=1,701$, $r>v$; $cNg=0$; плеохроизм от индигово-синего по Np до синевато-зеленого по Ng) встречается в разновидностях пород повышенной щелочности, часто является единственным цветным минералом (арфведсонитовые граниты) и установлен также в эгириновых гранитах. Феррогастингсит ($Nm=1,705$; $cNg=22^\circ$), обладающий плеохроизмом в зеленых тонах, характерен для менее щелочных представителей этой группы пород. Часто наблюдается в тесной ассоциации с замещающим его биотитом. Эти амфиболы присущи исключительно породам нерчуганского комплекса и резко отличаются по оптическим константам от обыкновенных роговых обманок других пород района.

Пироксен. Представлен эгирином и встречается в наиболее щелочных, приближающихся по составу к сиенитам породах этой группы. Образует призматические кристаллы, плеохроирует от буровато-зеленого по Ng до травяно-зеленого цвета по Np и имеет следующие кристаллооптические константы: $Ng=1,778$, $Np=1,737$, $r>v$. Эгирин встречается исключительно в породах нерчуганского комплекса.

Ортоклазовые метасоматиты

Постмагматические образования первой фазы представлены ортоклазовыми метасоматитами, окаймляющими массивы гранитов и связанными постепенными переходами с вмещающими породами.

Вследствие того что ортоклазовые метасоматиты развиваются по породам различного состава, их внешний облик, текстура и структура весьма разнообразны. Наиболее распространены светлые, розоватые, крупнозернистые породы, иногда слабобнейсовидные за счет ориентировки вытянутых зерен кварца. Структура пород обычно гранобластовая, реже гранулитовая, иногда пегматоидная. Состав их, исключая переходные разновидности к неизмененным породам, относительно прост, но непостоянен вследствие зависимости от состава исходных пород, которые варьируют от диоритов до гранитов. Метасоматиты сложены ортоклаз-пертитом, иногда микроклин-пертитом (55—95%), кварцем (2—35%) и биотитом (0,5%) (см. табл. 31). Аксессуарные минералы: гематит, магнетит, пирит, циркон, флюорит, ильменит (см. табл. 32); в сравнительно слабо переработанных разновидностях, развивающихся по олёкминским гранитам, существенную роль играют монацит и апатит, а в развивающихся по породам аманано-амуджиканского комплекса — сфен.

Ортоклаз-пертит (по-видимому, пертит замещения) содержит обычно до 20%, а иногда до 40% вростков плагиоклаза (альбита № 0—4 в метасоматитах по гранитам и олигоклаз-альбита № 10—12

Минеральный состав пород нерчуганского комплекса (в об. %)

Минералы	Лейкократовые и субщелочные граниты		Арфведсонитовые граниты		Эгириновые граносениты		Ортоклазовые метасоматиты (по диоритам)		Кварцевые порфиры
	порода	ортоклаз-пертит	порода	ортоклаз-пертит	порода	ортоклаз-пертит	порода	ортоклаз-пертит	
Кварц . . .	23,0	—	36,3	—	1,6	—	4,2	—	20,0
Ортоклаз .	74,0	45	46,0	55	68,7	40	88,9	58,8	50,7
Плагиоклаз .	0,3	55	15,3	45	28,1	60	2,7	41,2	28,5
Биотит . .	2,0	—	1,0	—	—	—	—	—	—
Серицит . .	—	—	—	—	—	—	—	—	0,8
Амфибол .	—	—	1,4	—	—	—	—	—	—
Пироксен .	—	—	—	—	1,6	—	—	—	—
Рудные . .	0,7	—	—	—	—	—	4,2	—	—
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

в метасоматитах по диоритам) (см. табл. 33). Кварц макроскопически нередко имеет голубоватый цвет и удлиненную форму зерен. Под микроскопом в нем обнаруживается большое количество газовой-жидких включений и нередко устанавливается ксеноморфизм его зерен по отношению к калиевому полевоому шпату. В качестве примера приведен химический состав ортоклазового метасоматита, образовавшегося по диоритам амананского подкомплекса (табл. 34). Минеральный состав этого метасоматита: ортоклаз-пертит (94%), кварц (3%), биотит (2%), акцессорные — главным образом циркон и магнетит (1%).

Сопоставление химического состава метасоматитов с составом первичных пород приводит к выводу о существенном выносе феррических компонентов и известии и об обогащении результативной породы щелочами.

Указанные особенности метасоматических преобразований, преимущественное размещение ортоклазовых метасоматитов вблизи или даже на контакте субщелочных гранитов с вмещающими породами, в которых по направлению к гранитам степень калишпатизации возрастает, близость состава и особенностей структуры тех и других — все это указывает на возникновение их в условиях метасоматического процесса ранней щелочной стадии.

ПОРОДЫ ЭКСТРУЗИВНО-ЭФФУЗИВНОЙ ФАЗЫ

Кварцевые порфиры

Это наиболее распространенные породы группы. Макроскопически представляют собой плотные, иногда сливные темно-серые, буровато-зеленые до черных породы. Степень раскristализации и размер зерен варьируют. Текстура пород массивная, в излившихся породах флюидальная, иногда перлитовая. Структура пород порфировая и сферолитовая, а структура базиса микрогранитовая и микрофельзитовая. Иногда структура основной массы приобретает характер микропиклитовой или микросферолитовой.

В породах группы соотношение количеств вкрапленников и основной массы варьирует в широких пределах, нередко вкрапленники составляют до 60% объема породы. Размер вкрапленников 1—2 мм.

В сферолитовых порфирах вкрапленники отсутствуют; порода сложена крупными псевдосферолитами (3—4 мм), состоящими из кварца

Количественные соотношения акцессорных минералов в породах нерчуганского комплекса
(в % к весу тяжелой фракции)

Породы	Количество анализов	Галенит	Сфалерит	Молибденит	Арсенопирит	Халькопирит	Пирит	Флюорит	Барит	Гематит	Магнетит	Ильменит	Хромит
Субщелочные граниты	6	—	Редкие знаки	Редкие знаки	Очень редкие знаки	—	Знаки	1,3	—	13,4	83,4	0,2	—
Лейкократовые граниты	1	—	—	—	—	—	То же	Знаки	—	17,4	11,2	—	—
Полевошпатовые метасоматиты	2	Редкие знаки	—	Знаки	—	—	10,0	0,8	—	44,3	42,0	0,3	—
Кварцевые порфиры	2	То же	Редкие знаки	Редкие знаки	—	—	0,3	1,4	—	5,2	93,0	—	—

Породы	Количество анализов	Рутил	Анализ	Шее-лит	Моноцит	Ксено-тим	Апатит	Сфен	Цир-кон	Торит	Гранат	Турмалин	Ортит
Субщелочные граниты	6	—	Очень редкие знаки	—	Очень редкие знаки	—	Редкие знаки	Редкие знаки	1,7	Очень редкие знаки	Редкие знаки	Знаки	Знаки
Лейкократовые граниты	1	—	—	—	—	—	Знаки	—	71,4	—	—	—	—
Полевошпатовые метасоматиты	2	Редкие знаки	—	—	—	—	Редкие знаки	Редкие знаки	2,6	Очень редкие знаки	—	—	—
Кварцевые порфиры	2	То же	—	—	Редкие знаки	—	Очень редкие знаки	То же	0,1	—	Редкие знаки	Знаки	Редкие знаки

Кристаллооптические константы калиевого полевого шпата
и плагиоклаза пород нерчуганского комплекса

Породы	Калиевый полевой шпат					Плагиоклаз			
	Число замеров	Координаты индикатрисы относительно $\perp (001)$			$2V$	Число замеров	Преобладающий закон двойникования	Номер плагио-клаза	$2V$
		Ng	Nm	Np					
Лейкократовые граниты	5	88	6	84	-72°	3	$\perp (010)$ $\perp (001)$	10	$+83^\circ$
Арфведсонитовые граниты	3	88	3	87	-73°	2	$\perp (010)$ [010]	2—5	$+81^\circ$
Эгириновые гра-носнениты	1	82	15	78	-74°	2	$\perp (001)$	7	Не опр.
Кварцевые порфи-ры	1	86	4	88	-75°	3	$\perp (010)$ [001]	6	То же

Таблица 34

Химический состав (в вес. %) и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому пород нерчуганского комплекса

Оксиды	Лейкократовый гранит М-60	Арфведсонитовый гранит Ш-55	Субщелочной гранит К-884	Кварцевый порфир М-134	Ортоклазовый метасоматит (по диориту) К-731	Аргиллизит (по гранит-порфиру) СК-1-53/2
SiO ₂	78,00	76,00	73,30	74,60	65,70	74,64
TiO ₂	0,10	0,08	0,22	0,08	0,32	0,48
Al ₂ O ₃	12,13	13,11	12,64	14,59	18,35	15,32
Fe ₂ O ₃	0,44	0,92	2,59	1,15	2,36	0,60
FeO	1,48	Следы	0,55	0,54	0,36	1,17
MnO	0,03	0,04	0,11	0,08	0,09	Следы
MgO	0,20	0,20	0,14	0,43	0,25	0,76
CaO	0,40	0,46	0,38	1,00	0,50	0,54
Na ₂ O	3,44	4,05	4,09	3,64	5,23	0,37
K ₂ O	4,02	4,33	4,50	4,62	6,39	0,37
H ₂ O	0,22	0,35	0,18	Нет	0,22	0,61
P ₂ O ₅	—	0,09	0,09	0,18	0,05	—
П. п. п.	0,12	0,70	0,50	0,22	0,46	5,60
Сумма	100,58	100,34	99,29	101,13	100,28	100,09
<i>a</i>	12,5	14,6	15,1	13,9		
<i>c</i>	0,4	0,5	0,5	1,2		
<i>b</i>	4,0	2,2	3,4	4,4		
<i>s</i>	83,1	82,7	81,0	80,5		
<i>a'</i>	47,5	48,5	13,5	51,5		
<i>m'</i>	8,2	15,1	7,7	16,2		
<i>f'</i>	44,3	36,4	78,8	32,3		
<i>c'</i>	—	—	—	—		
<i>n</i>	56,7	58,6	58,0	54,3		
<i>t</i>	0,1	0,1	0,2	0,1		
φ	9,7	36,4	61,6	20,6		
<i>Q</i>	40,8	35,7	31,3	32,0		
<i>a : c</i>	31,2	29,2	30,2	11,5		

и калиевого полевого шпата, промежутки между которыми заполнены кварц-полевошпатовым агрегатом микросферолитовой структуры. Количество крупных сферолитов иногда достигает 60—70% и в этом случае основная масса выполняет лишь промежутки между соприкасающимися относительно крупными сферолитами.

Состав вкрапленников в породах группы непостоянен. В кварцевых порфирах около 60% их сложены кварцем, около 20—25% плагиоклазом (альбит-олигоклазом), до 15% калиевым полевым шпатом (ортоклазом) и до 1% биотитом. Нередко количество вкрапленников кварца резко убывает, появляется щелочной амфибол и порода приближается по составу к граносиенит-порфирам. Минеральный состав кварцевых порфиров приведен в табл. 31. Среди аксессуарных минералов главную роль играет магнетит, существенное значение имеют гематит, флюорит, пирит и циркон.

Калиевый полевой шпат представлен ортоклазом (см. табл. 33) и образует как идиоморфные кристаллы (во вкрапленниках), так и выделения неправильной формы или псевдосферолиты. Повсеместно он содержит обильные микропертитовые вроски «волоконистого» строения, иногда (во вкрапленниках) сдвойникован, главным образом по альбитовому закону (см. табл. 33).

Плагиоклаз характеризуется таблитчатой формой зерен. Иногда мелкие зерна плагиоклаза являются центрами сферолитовых образований. Состав плагиоклаза (см. табл. 33) отвечает альбит-олигоклазу (во вкрапленниках) и альбиту (в основной массе). Плагиоклаз обычно сдвойникован по альбитовому закону (см. табл. 33), но в пертитовых вросках двойники нередко отсутствуют. Помимо первичного плагиоклаза, в некоторых породах присутствует постмагматический альбит (№ 0—4), вследствие чего некоторые риолитовые порфиры принимают облик альбитофинов.

Кварц в породах рассматриваемой группы встречается либо в виде изометрических, идиоморфных, часто оплавленных вкрапленников, либо в виде тонких сростаний с ортоклазом в сферолитах. Нередко, особенно в плохо раскристаллизованных разновидностях кварцевых порфиров и в покровах риолитов, порфиновые вкрапленники кварца содержат включения криптокристаллической основной массы. Обычно кварц характеризуется монокристаллическим строением и ровным погасанием. Лишь в лавобрекчиях наблюдается мозаичное строение и волнистое погасание.

Биотит в породах группы встречается редко и только в качестве вкрапленников. По характеру абсорбции выделяется две разновидности биотита: бурый, образующий интенсивно плеохроирующие удлиненные таблички, и светло-зеленый, в виде слабо плеохроирующих сферолитовых скоплений.

Аргиллизированные породы

Постмагматические образования второй фазы представлены аргиллизированными породами — «аргиллизитами», которые слагают многочисленные и иногда значительные по протяженности линзовидные тела. Аргиллизиты развиваются по любым породам комплекса, в том числе и по породам экструзивно-эффузивной стадии. Вследствие различия в составе исходных пород и стадийности метасоматического процесса состав аргиллизитов варьирует в широких пределах.

При аргиллизации пород гранитного состава (Казицын, Александров, 1959) в строении аргиллизитов выделяются зоны: 1) слабой карбонитизации, 2) гидрослюдизации и монтмориллонитизации, 3) преобладающей каолинизации, 4) каолинизации и окремнения, 5) сплошного окремнения. Аргиллизиты обладают обычно реликтовой структурой,

тонкозернистым сложением и достаточно сложным минеральным составом, с трудом поддающимся расшифровке. Это обстоятельство явилось причиной того, что некоторые геологи, изучавшие аргиллизиты, не могли установить некоторых важных закономерностей их строения, последовательности, механизма формирования и особенностей миграции вещества (Розенцвит, 1960; Волостных и др., 1960).

В случае аргиллизации диоритов (Казичын, 1960) состав аргиллизитов несколько иной. От неизменных к измененным породам происходит выделение следующих зон: 1) биотитизации, 2) серицитизации и монтмориллонитизации, 3) каолинизации и карбонатизации.

Приближенный состав максимально аргиллизированных гранитов — каолинита 40%, кварца 60%, а максимально аргиллизированных диоритов — каолинита 45%, анкерита 35% и кварца 20%.

В том и другом случаях при аргиллизации выносятся щелочи (в первую очередь натрий) и феррические компоненты. Кремнезем и известь в одних случаях выносятся, а в других — привносятся (аргиллизация по диоритам). Алюминий относительно инертен. Привносится главным образом гидроксильная группа и иногда углекислота.

В качестве новообразований в центральных зонах аргиллизитов появляются сульфиды, флюорит и другие минералы, дающие иногда заслуживающие внимания концентрации.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ПОРОД КОМПЛЕКСА

Выход тяжелой фракции достигает 0,21% в породах интрузивной фазы и 0,04% в породах второй фазы (табл. 35).

Таблица 35

Выход тяжелой фракции и соотношение фракций по магнитности в породах нерчуганского комплекса

Породы	Выход тяжелой фракции, % вес,	Содержание фракций, вес. %		
		магнитная	электромагнитная	немагнитная
Лейкократовые субщелочные граниты	0,21	73,6	24,6	1,8
Арфведсонитовые граниты	0,05	3,1	96,5	0,4
Калишпатовые метасоматиты	0,20	41,7	55,0	3,3
Кварцевые порфиры	0,04	87,9	10,6	1,5

Во всех породах комплекса присутствуют одни и те же минералы, меняются лишь их количественные соотношения. Среди аксессуаров преобладают магнетит (до 93%) и гематит (до 4,4%), существенное значение имеют циркон (до 26, иногда до 71%), пирит (до 10%), флюорит (до 1,4%) и ильменит (0,2—0,3%), в виде редких зерен наблюдаются галенит, сфалерит, молибденит, рутил, монацит, апатит, сфен, торит, гранат и турмалин (см. табл. 32).

Типоморфными акцессорными минералами пород комплекса являются гематит, флюорит и циркон (см. рис. 9). Присутствие первых двух минералов является отличительной чертой пород комплекса, очень редко в незначительных концентрациях они наблюдаются в других породах района. Флюорит представлен в породе мелкими бледно-фиолетовыми кристаллами и наблюдается иногда в миаролитовых пустотах.

Для пород комплекса также характерно присутствие акцессорного турмалина. Однако незначительное содержание и неравномерное распределение не позволяет использовать его в качестве надежного корреляционного минерала.

Циркон в породах комплекса содержится в наибольшем количестве по сравнению с другими магматическими породами района (см. табл. 32) и обладает такими морфологическими и конституционными особенностями, которые легко позволяют отличать его от циркона других пород. Кристаллы циркона пород нерчуганского комплекса имеют буроватый цвет, короткостолбчатый облик, бипирамидальный или короткопризматический габитус (индекс габитуса l/d равен 1,6) (см. рис. 10). Набор простых форм циркона характеризуется практическим отсутствием формы α и λ , а также интенсивным развитием формы s (см. рис. 11). Преобладающий изометрический облик, минимальный индекс габитуса и характерный набор простых форм хорошо отличают цирконы нерчуганского комплекса от цирконов других пород района.

Нередко циркон нерчуганского комплекса малаконизирован, в этом случае в шлифах удается видеть плеохроичные дворики вокруг его

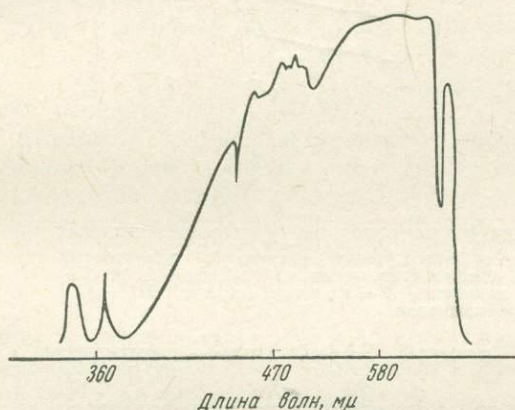


Рис. 18. Микрофотограмма спектра люминесценции цирконов из лейкократовых гранитов нерчуганского комплекса

кристаллов в биотите или сеть радиальных трещинок в щелочном полево-м шпате. Кристаллы такого циркона трещиноваты и под бинокуляром бурые и непрозрачные. Показатель преломления циркона 1,916, а для малаконизированных разностей 1,910 (см. табл. 22). Отношение $a:c$ по гониометрическим и рентгеновским данным соответственно 0,6387 и 0,6400 и является минимальным по сравнению с цирконом из других пород района. Параметры решетки $a=6,592 \text{ kX}$, $b=5,977 \text{ kX}$ меньше, чем соответствующие параметры у олёкминских и амананских гранитов. Кривые спектра люминесценции цирконов пород нерчуганского комплекса также четко отличаются от соответствующих кривых для цирконов других комплексов (рис. 18).

Таким образом, по морфологии кристаллов, оптическим константам, параметрам элементарной ячейки и содержанию урана цирконы пород нерчуганского комплекса надежно отличаются от цирконов других пород района.

Рутил, пирит, галенит, иногда молибденит и сфалерит распространены в породах комплекса незначительно и присутствуют главным образом в породах, подвергающихся воздействию постмагматических процессов.

ПЕТРОХИМИЯ КОМПЛЕКСА

Результаты пересчета немногочисленных химических анализов (см. табл. 34) пород нерчуганского комплекса свидетельствуют об их принадлежности к ряду богатых щелочами пород. По величине числовой характеристики Q изученные породы относятся к классу 1 «сильно пересыщенных кремнеземом», а также к группе 3 класса 2 «пересыщенных кремнеземом и богатых щелочами» пород. Причем в пределах этих групп, отвечающих стандартным петрографическим типам по А. Н. За-

варицкому, изученные породы комплекса отличаются повышенной щелочностью.

Небольшое число полученных нами химических анализов и отсутствие достоверных литературных данных не позволяют проследить характер изменения состава пород в ходе развития комплекса. Большинство фигуративных точек составов пород нерчуганского комплекса ложатся в промежуток между щелочными гранитом и аляскидом по Р. Дэли (рис. 19). Вместе с тем породы второй фазы комплекса как будто образуют несколько обособленный ряд, в который, возможно,

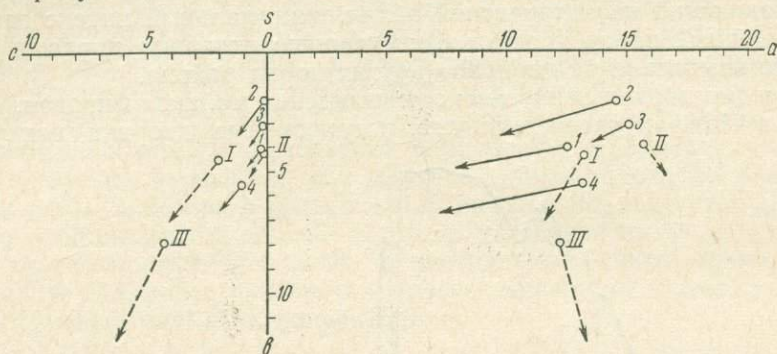


Рис. 19. Петрохимическая диаграмма пород нерчуганского комплекса
 1 — лейкократовый гранит; 2 — арфведсонитовый гранит; 3 — субщелочной гранит; 4 — кварцевый порфир; средние типы пород по Р. Дэли — А. Н. Заварицкому: I — гранит всех периодов, II — щелочной гранит, III — градиорит

входят также и своеобразные породы Забайкалья — грорудиты (Ар-сеньев, Нечаева, 1951).

В целом магматические породы комплекса характеризуются достаточно постоянным составом и отличаются от других наиболее кислых пород района существенно большим количеством щелочей и значительно меньшей ролью полевошпатовой извести.

ГЕОХИМИЯ КОМПЛЕКСА

Породы нерчуганского комплекса обладают, по данным спектрального анализа, характерным набором элементов-примесей (табл. 36), позволяющим отличать их от других пород района. Так, породы нерчуганского комплекса характеризуются наибольшим по сравнению с другими породами содержанием циркония (до 0,08%), иттрия (до 0,01%) и высоким содержанием ниобия и меди. Примесь никеля, кобальта и олова, характерная для амуджикано-шахтаминского комплекса, в породах нерчуганского комплекса не установлена. Повышенное содержание циркония и иттрия в породах комплекса объясняется широким распространением в них акцессорного циркона, богатого ураном и редкими землями.

Таблица 36

Содержание элементов-примесей (в вес. %) в породах нерчуганского комплекса по данным спектрального анализа (8 анализов)

Элементы	Субщелочные и щелочные граниты, кварцевые порфиры	Элементы	Субщелочные и щелочные граниты, кварцевые порфиры
V	0,0002	Pb	0,001
Mo	0,0002	Ca	0,005
Zr	0,07	Y	0,008
Nb	0,005	Be	0,0005
Cu	0,005		

Биотит характеризуется высоким содержанием ниобия (до 0,01%) — элемента, обычного для нерчуганских гранитов и постоянно обнаруживающегося в качестве заметной примеси. Помимо ниобия, в биотите установлены медь, лантан и олово в количествах, превышающих кларковые величины (0,001—0,003%). В то же время ряд элементов-примесей (хром, свинец, серебро, молибден, скандий, кобальт и никель), характерных для биотита пород амуджикано-шахтаминского комплекса, отсутствуют в биотите пород нерчуганского комплекса.

Амфиболы нерчуганского комплекса отличаются повышенным содержанием меди, галлия, германия, молибдена (0,001—0,007%), олова (0,01%), цинка (до 0,7%), а такие элементы, как олово, цинк и литий, обнаружены только в амфиболах этого комплекса. Эти признаки наряду с отсутствием примеси никеля, свинца и кобальта надежно отличают геохимически амфиболы комплекса от амфиболов других пород района.

Сфен пород нерчуганского комплекса сравнительно беден элементами-примесями, в нем отмечены только аномальные количества ванадия и стронция (до 0,07%), а также незначительная примесь иттрия, олова и свинца (0,002—0,007%).

Помимо полуколичественного спектроскопического определения, характер распределения некоторых элементов-примесей (молибден, вольфрам, бериллий) исследовался с помощью химического анализа. Содержание молибдена и вольфрама в породах и минералах комплекса в общем выше, чем в олёмкинских гранитах, но значительно ниже, чем в породах аманано-амуджиканского комплекса. Максимальные количества молибдена и вольфрама фиксируются в амфиболе и сфене (соответственно 12,5 и 45 г/т). Бериллий в породах нерчуганского комплекса содержится в наибольших количествах по сравнению с другими более древними породами.

ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА

Несмотря на отсутствие прямых соотношений интрузивных пород нерчуганского комплекса с осадочными отложениями, его возраст устанавливается достаточно точно по косвенным признакам. Интрузивными и экструзивными образованиями комплекса повсеместно прорываются породы амуджикано-шахтаминского комплекса (J_2 — J_3). Так, отчетливые интрузивные взаимоотношения гранитов нерчуганского комплекса с гранодиоритами и гранитами амананского подкомплекса установлены в бассейнах рек Талочи (Талочинский массив) и Налгочи, где они прорывают породы первой и второй фаз амананского подкомплекса. Связь нерчуганских гранитов с гранодиорит-порфирами амуджиканского подкомплекса отмечается в междуречье Агламингды и Богдичи, непосредственные же интрузивные взаимоотношения их с гигантопорфировыми породами этого подкомплекса не установлены. Ортоклазовые метасоматиты, возникающие на контактах интрузивов нерчуганского комплекса, также развиваются по юрским гранитоидам амананского подкомплекса.

Образования второй (экструзивно-эффузивной) фазы можно параллелизовать с прослоями эффузивов, залегающих среди осадочных пород позднемезозойских депрессий. Соотношения этих отложений с щелочными гранитами нерчуганского комплекса не выяснены: граниты нигде не прорывают отложения депрессий, а их галька нигде однозначно не установлена в составе конгломератов осадочных толщ. Прослой кислых эффузивов и их туфов установлены преимущественно в нижних горизонтах осадочных толщ депрессий, но известны случаи (бассейн Белого Урюма), когда кислые и субщелочные эффузивы перекрывают осадочные отложения. Эти песчано-сланцевые отложения

нередко затрагиваются постмагматическими процессами гипогенной аргиллизации, связанной с эффузивами.

Абсолютный возраст нерчуганских гранитов и калишпатовых метасоматитов составляет 136—81 млн. лет (табл. 37).

Таблица 37

**Результаты определения абсолютного возраста нерчуганских гранитов
(ВСЕГЕИ, лаборатория Н. И. Полевой)**

№ пробы	Порода и место взятия пробы	Возраст, млн. лет	Автор, год сбора
10486	Граносиенит; верховья р. Нерчуган	87—81	О. В. Шакин, 1958
3/58	То же	98	То же
1050	" "	106	" "
5/58	" "	136	" "

Исходя из приведенных цифр, интервал формирования нерчуганского комплекса определяется нами как послеверхнеюрский (нижнемеловой). Однако следует учитывать, что определения производились по валовым пробам и не исключена возможность некоторого «омоложения».

ТИПОМОРФНЫЕ ПРИЗНАКИ НЕРЧУГАНСКОГО КОМПЛЕКСА

Магматические образования нерчуганского комплекса могут быть надежно выделены среди других разновозрастных гранитоидов Шилка-Олёкминского района благодаря наличию следующих типоморфных корреляционных признаков.

1. Продукты интрузивной фазы формирования комплекса представлены массивами трещинного типа, сложенными субщелочными и щелочными гранитоидами и нередко окруженными ореолами ортоклазовых метасоматитов.

2. Породы комплекса характеризуются относительным постоянством состава и отличаются от других наиболее кислых пород района существенно большим количеством щелочей и значительно меньшим содержанием щелочных земель.

3. Наиболее распространенными породами комплекса являются лейкократовые и субщелочные граниты, имеющие состав, близкий к кварц-полевошпатовой эвтектике (74% щелочного полевого шпата и 26% кварца), при полном или почти полном отсутствии известковистого плагиоклаза.

4. Гранитоиды обладают обычно гранулитовой структурой, а кварцевые порфиры и граносиенит-порфиры нередко имеют сферолитовое строение.

5. Тектоническими структурами, контролирующими размещение образований комплекса, являются разломы и зоны смятия северо-восточного простирания.

6. Щелочной полевоый шпат представлен ортоклаз-пертитом, в котором количество ленточных пертитовых вростков альбита составляет до 50% объема кристаллов.

7. Кварц обычно содержит многочисленные газовой-жидкие включения и обладает ровным погасанием.

8. Биотит характеризуется наивысшими показателями по сравнению с биотитами других гранитоидов района.

9. Породы первой фазы комплекса обычно содержат щелочные цветные минералы (арфведсонит, эгирин).

10. Важным корреляционным признаком является характерный набор аксессуарных минералов (гематит, флюорит, циркон, турмалин).

11. Циркон в породах комплекса встречается в повышенном по сравнению с другими породами количестве и обладает многими особенностями, отличающими его от циркона других пород.

12. Из элементов-примесей в повышенном количестве в породах комплекса содержатся цирконий и др. Примеси, свойственные породам других комплексов, в породах нерчуганского комплекса не установлены.

13. Минералы комплекса обладают следующими геохимическими особенностями:

а) биотит содержит повышенное количество ниобия и заметную примесь меди, олова и др.

б) в амфиболе отмечаются повышенные количества меди, галлия, германия, молибдена, циркония. Примеси серебра, индия и лития установлены только в амфиболах нерчуганского комплекса;

в) сфен относительно беден элементами-примесями и содержит в существенном количестве лишь ванадий и стронций.

14. Содержание молибдена и вольфрама в породах комплекса больше, чем в палеозойских гранитах, но меньше, чем в породах молибденоносного амуджикано-шахтаминского комплекса.

15. В породах комплекса содержание бериллия больше по сравнению с другими породами района.

ГЛАВА IX

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ОЛЁКМИНСКОГО, АМУДЖИКАНО- ШАХТАМИНСКОГО И НЕРЧУГАНСКОГО КОМПЛЕКСОВ

Результаты детальных геолого-петрологических и минералого-геохимических исследований гранитоидов Северо-Восточного Забайкалья, изложенные в предыдущих главах, позволяют приблизиться к установлению некоторых закономерностей развития тектоно-магматических циклов в областях завершённой складчатости. Эти закономерности петрохимически и геохимически проявляются в наличии ряда признаков, свойственных или всем магматическим породам района, или характерных только для одного или нескольких комплексов.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЯ

В связи с тем что изученный район в течение нескольких геологических эпох представляет собой переходную область между зонами складчатости и платформой, распространенным здесь гранитоидам свойственны некоторые общие особенности.

Среди домезозойских пород района известны предположительно раннегерцинские габбро-амфиболиты и позднегерцинские граниты олёмминского комплекса. Эти две группы пород хотя и не образуют непрерывного ряда, что не позволяет на данном этапе исследования относить их к единому комплексу, но характеризуют общую направленность развития магматизма в палеозойское время, состоящую в нормальной последовательности формирования пород от основных к кислым. Прямая направленность развития магматического процесса отчетливо прослеживается также в становлении амананского подкомплекса и в ранние фазы амуджиканского подкомплекса, в то время как для поздних фаз характерно увеличение основности последовательных внедрений. Следует заметить что эволюция химизма комагматических образований в сторону уменьшения основности вообще характерна для большинства пород главных интрузивных фаз многих других районов (Коптев-Дворников и др., 1958; Афанасьев, 1960 и др.), вследствие чего эта закономерность является, по-видимому, региональной особенностью не только Забайкалья.

Более четкой региональной петрохимической особенностью магматических пород Шилка-Олёмминского района является их повышенная щелочность. Действительно, если сравнить петрохимические параметры гранитоидов олёмминского, амуджикано-шахтаминского и нерчуганского комплексов с соответствующими показателями пород нормального ряда габбро — аплит по Р. Дэли (см. рис. 2, 16, 17, 19), легко

можно заметить, что фигуративные точки пород района в проекции на плоскость asb смещены вправо. Величины этого смещения Δa составляет для габбро и для олёкминских гранитов 0,7, для пород амананского подкомплекса от 2,5 (ранние фазы) до 0,5 (поздние фазы), для амуджиканского подкомплекса от 0 (ранние фазы) до 3 (поздние фазы), для нерчуганского до 2,5. Гранитоиды амуджикано-шахтаминского комплекса четко отличаются по щелочности (среднее отношение $a:c=3,3$) как от гранитов олёкминского комплекса ($a:c=5,2$), так и от пород нерчуганского ($a:c=30$). В целом для комплекса щелочность остается примерно на одном уровне ($a:c=3-4$), однако значение отношения $a:c$ в пределах каждой из фаз повышается от ранних к поздним членам (см. табл. 21). Исключение составляют лишь породы фаз гигантопорфировых пород и гибридных порфиров, становление которых происходило от кислых к основным и в которых щелочность находится примерно на одном уровне как у гигантопорфировых гранитов ($a:c=3,7$), так и у пород ряда гибридных порфиров ($a:c=3,3$).

Повышенная щелочность свойственна всем гранитоидам района, однако проявляется она различно в каждом из подкомплексов. В то время как олёкминские граниты ($n=61,3$) по сравнению с послекембрийским гранитом по Р. Дэли ($n=55,8$) отличаются повышенным содержанием натрия, породы амуджикано-шахтаминского комплекса характеризуются повышенным содержанием калия. Нерчуганские субщелочные граниты также отличаются относительно большой ролью натрия в составе щелочей ($n=58,6$).

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОМПЛЕКСОВ

Помимо общих региональных особенностей гранитоидов, каждый из магматических комплексов, особенно наиболее детально изученный нами амуджикано-шахтаминский, имеет свои отличительные черты и закономерности изменения петрохимических параметров. Так, гранитоиды амуджикано-шахтаминского комплекса заметно отличаются от пород олёкминского ($Q=27$) и нерчуганского ($Q=42$) комплексов пониженным значением характеристики Q ($Q_{\text{сред.}}=16,7$), в чем проявляется, в частности, их общий умеренно кислый состав. В то же время колебание значений этого параметра внутри комплекса достигает 35,3 (ΔQ), так как роль свободного кремнезема возрастает от ранних фаз к поздним, за исключением последней фазы, где наблюдается обратная закономерность.

Умеренно кислый характер гранитоидов амуджикано-шахтаминского комплекса отражается и направленностью изменения характеристики b , величина которой закономерно убывает в пределах каждой фазы от ранних к поздним членам. Исключение представляет лишь последняя фаза амуджиканского подкомплекса. Вместе с направленным изменением величины характеристики b по мере развития комплекса замечается увеличение диапазона колебаний ее абсолютных величин. Эти факты свидетельствуют о прогрессивно возрастающей степени магматической дифференциации производных протолитического очага и о наличии двух главных стадий в его развитии.

Первая стадия — прогрессивная, ей соответствуют ряды пород последовательно убывающей основности; вторая — регрессивная, характеризующаяся формированием гибридных пород возрастающей основности. В целом для амуджикано-шахтаминского комплекса величина характеристики b заметно выше по сравнению с гранитоидами олёкминского и особенно нерчуганского комплексов. Вместе с тем усредненный состав гранитов амуджикано-шахтаминского комплекса соответствует породам нормального ряда, в то время как палеозойские и особенно послеверхнеюрские граниты пересыщены глиноземом.

Представляет интерес соотношение закисного железа и магнезии в рассматриваемых породах. Если в гранитоидах олёкминского и нерчуганского комплексов отношение $f : m$ составляет 1,5—2, то в породах амуджикано-шахтаминского комплекса это отношение в среднем меньше единицы (0,9), хотя обычно оно возрастает в ходе развития каждой из фаз амананского и амуджиканского подкомплексов. Подчиненное значение двухвалентного железа по сравнению с магнием является характерной чертой пород амуджикано-шахтаминского комплекса. Еще более ярко выраженной их особенностью является аномально высокое содержание титана, особенно по сравнению с гранитоидами олёкминского и нерчуганского комплексов. Так, характеристика t пород амуджикано-шахтаминского комплекса в среднем в 2 раза выше, чем для олёкминских гранитов, и в 6 раз выше, чем для нерчуганских гранитов. Повышенная зараженность титаном магм амуджикано-шахтаминского подкомплекса вместе с повышенной их калиево-стью и, как следствие, большой ролью неполевшпатовой извести, обусловили фиксацию титана преимущественно в форме сфена — акцессорного минерала, весьма обычного для абсолютного большинства пород комплекса.

Таким образом, петрохимические особенности пород амуджикано-шахтаминского комплекса наряду с геологоструктурными наблюдениями позволяют надежно отличать их как от более древних, так и от более молодых магматических образований Северо-Восточного Забайкалья.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В ГРАНИТОИДАХ

Наряду с закономерностями изменения петрохимических параметров, общими для всех гранитоидов региона или характеризующими отдельные комплексы и группы пород, имеют место и геохимические особенности, обусловленные неравномерным распределением в породах элементов-примесей. Как было показано в предыдущих главах, в гранитоидах Северо-Восточного Забайкалья с помощью спектрального, химического, люминесцентного и других методов анализа установлены примеси Mn, Ti, Ni, Co, V, Cr, Mo, W, Zr, Nb, Cu, Pb, Ag, Sn, Ge, Ga, Y, Sr, Li, Sc, Be, Zn, U (табл. 38—42, рис. 20). В распределении этих элементов, в целом весьма неравномерном для различных комплексов, устанавливается ряд закономерностей.

Первая закономерность — это повышенное содержание во всех гранитоидах района таких элементов, как молибден и вольфрам (см. табл. 39). Даже для палеозойских и послевеерхнеюрских гранитоидов, наиболее далеко отстоящих по времени от молибденового оруденения, содержание этих элементов в 2—3 раза превышает обычные нормы для соответствующих типов пород. В какой-то степени это может быть связано с общей несколько повышенной щелочностью гранитоидов района, так как известно (Санделл и Голдич, 1952), что при увеличении содержания Na_2O от 2,5 до 3,5% в горных породах намечается двукратное увеличение содержания молибдена (рис. 21).

Второй закономерностью является увеличение содержания некоторых элементов от более древних пород к более молодым. Особенно четко это увеличение прослеживается для бериллия, урана, свинца, циркония и иттрия.

Бериллий, согласно данным спектрального анализа (см. табл. 38), присутствует во всех гранитоидах района в количестве $n \cdot 10^{-4}\%$. Более точные колориметрические определения (см. табл. 40, рис. 20) показывают, что в кислых породах бериллий присутствует в большем количестве и намечается тенденция увеличения его содержания от древних габбро и гранитов к породам амуджикано-шахтаминского и

нерчуганского комплексов. Среди пород амуджикано-шахтаминского комплекса наибольшую примесь бериллия несут лейкократовые «вылактинские» граниты, иногда содержащие зоны аутометасоматических преобразований ранней щелочной стадии с амазонитовым полевым шпатом. Распределение бериллия в породообразующих минералах

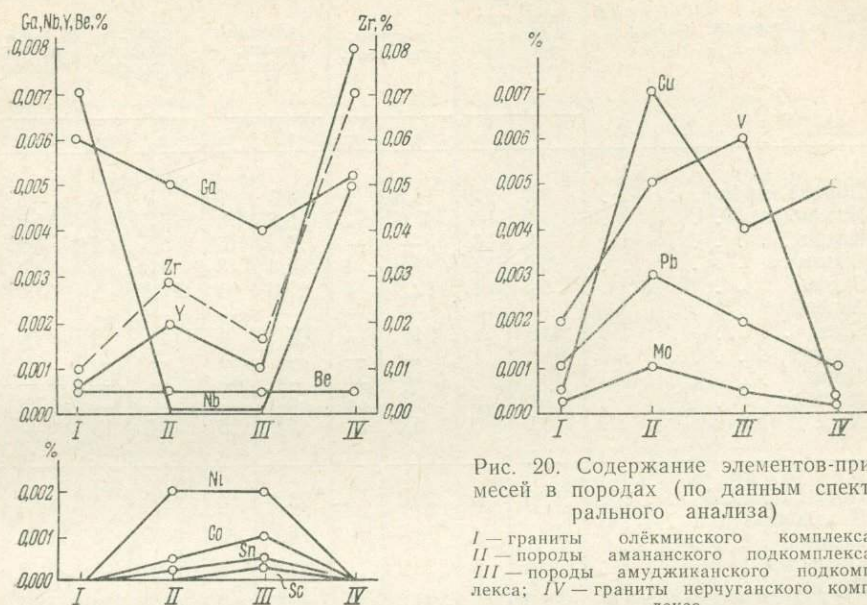


Рис. 20. Содержание элементов-примесей в породах (по данным спектрального анализа)

I — граниты олёкминского комплекса; II — породы амананского подкомплекса; III — породы амуджиканского подкомплекса; IV — граниты нерчуганского комплекса

(кварце, плагиоклазе и калиевом полевом шпате) сходно с распределением его в породах соответствующих комплексов. Однако имеющийся в нашем распоряжении материал далеко недостаточен для окончательного суждения.

Характер распределения свинца, согласно данным химического анализа, отличается заметным увеличением его содержания в породах

Таблица 38

Содержание элементов-примесей в породах магматических комплексов по данным спектрального анализа (в вес. %)

Элементы	Олёкминский комплекс (биотитовые граниты)	Амуджикано-шахтаминский комплекс		Нерчуганский комплекс (субщелочные граниты)
		амананский подкомплекс	амуджиканский подкомплекс	
	1	2	3	4
Co	—	0,0005	0,001	—
Ni	—	0,002	0,002	—
V	0,002	0,005	0,006	0,0002
Mo	0,0003	0,001	0,0005	0,0002
Zr	0,01	0,03	0,016	0,07
Nb	0,007	—	—	0,005
Cu	0,0005	0,007	0,004	0,005
Pb	0,001	0,003	0,002	0,001
Ga	0,006	0,005	0,004	0,005
Y	0,0005	0,002	0,001	0,008
Be	0,0005	0,0005	0,0005	0,0005
Sc	—	—	0,0005	—
Sn	—	0,0003	0,001	—

Число анализов: 1 — семь, 2 и 3 — тридцать, 4 — восемь.

Содержание молибдена и вольфрама в гранитоидах и сла

Минералы		Амуджикано-									
		Олёкминский комплекс (граниты)		Амананский подкомплекс							
				диориты, монзониты		гранодиориты, граниты		гранит-порфиры, аплиты		Среднее по подкомплексу	
<i>k</i>	<i>n</i>	<i>k</i>	<i>n</i>	<i>k</i>	<i>n</i>	<i>k</i>	<i>n</i>	<i>k</i>	<i>n</i>		
Молибден	Порода (набл.)	3,7	13	6,3	5	6,7	7	7,7	4	6,5	16
	Плагиоклаз	4,0	6	5,0	7	5,3	6	5,5	2	5,2	15
	Кварц	4,0	6	—	—	5,3	6	5,5	2	5,2	15
	Ортоклаз	3,0	11	4,5	4	4,3	8	4,3	3	4,4	15
	Биотит	6,0	1	12,0	4	10,0	1	17,0	2	11,0	7
	Амфибол	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Сфен	33	4	84	5	105	4	111	2	95,0	11
	Апатит	10	1	—	—	—	—	—	—	—	—
	Циркон	10	1	—	—	—	—	—	—	—	—
	Магнетит	5	3	7,3	6	—	—	—	—	7,3	6
Порода (вычисл.)	3,8	40	6,4	31	6,2	26	5,5	13	—	70	
Вольфрам	Порода (набл.)	11,9	6	22,2	4	25,4	4	29,0	3	23,8	11
	Плагиоклаз	12,7	4	24,0	12	26,2	5	32,5	3	25,1	20
	Кварц	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Ортоклаз	9,5	5	20,2	11	21,1	8	20,0	1	20,7	20
	Биотит	24,0	1	29,3	3	47,5	2	61,0	2	38,7	7
	Амфибол	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Сфен	—	—	93,0	2	137,0	3	—	—	115,0	5
	Апатит	24,0	1	—	—	—	—	—	—	—	—
	Магнетит	—	—	20,0	1	—	—	—	—	20,0	1
Порода (вычисл.)	12,1	17	24,6	33	27,0	22	21,5	9	—	64	

Примечание. *k* — содержание молибдена и вольфрама (в г/т), *n* — число

амуджикано-шахтаминского комплекса по сравнению с гранитоидами олёкминского комплекса (см. табл. 41, рис. 22).

В отношении циркония мы располагаем лишь данными спектрального анализа, которые указывают, что его количество (см. табл. 38) возрастает почти на целый порядок при переходе от олёкминских гранитов к гранитам нерчуганского комплекса.

Наряду с элементами-примесями, содержание которых закономерно изменяется с изменением тех или иных петрохимических характеристик пород различных комплексов, имеются элементы-примеси, характерные только для одного комплекса или содержащиеся в повышенном количестве в породах какого-либо комплекса, или, наконец, такие, в распределении которых закономерности не установлены. Вследствие этого элементы-примеси гранитоидов целесообразно подразделить на несколько групп, руководствуясь в первую очередь целями корреляции и выяснения металлогенической специализации интрузий конкретного региона.

К корреляционным элементам-примесям комплекса, составляющим первую группу, мы относим элементы, характерные исключительно для данного комплекса и практически не встречающиеся в других породах, или же такие, градиент содержания которых превосходит два порядка. В породах амуджикано-шахтаминского комплекса это никель, кобальт, олово, скандий, присутствующие исключительно в породах этого комплекса (рис. 23).

Таблица 39

гающих их минералах Шилка-Олёкминского района (в г/т)

шахтаминский комплекс												Нерчуганский комплекс			
Амуджиканский подкомплекс															
Интрузивно-эффузивные образования								Интрузивные гигантопорфировые образования	Среднее по подкомплексу		Субшелочные граниты	Кварцевые порфиры			
диоритовые порфиры		гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры		фельзиты		Среднее									
k	n	k	n	k	n	k	n	k	n	k	n	k	n	k	n
6,9	9	6,7	21	6,7	4	6,7	34	5,0	4	6,6	50	4,5	13	4,1	3
5,8	3	6,0	13	6,2	2	6,0	18	4,0	1	5,7	33	5,0	2	5,0	2
—	—		5,1	7	4,8	2	5,0	9	5,0	1	4,7	23	3,7	4	3,0
12,4	7	19,5	12	—	—	17,1	19	22,5	2	14,4	26	—	—	—	—
		—	—	14,5	8	132	2	141	10	87,0	1	119	21	45	1
10	1	—	—	—	—	10	1	—	—	10	1	—	—	—	—
—	—	20	1	—	—	20	1	—	—	20	1	—	—	—	—
25,3	1	42,7	2	—	—	34	3	—	—	20,7	9	—	—	—	—
7,5	21	6,7	64	6,7	10	—	95	5,6	9	—	164	4,5	22	3,6	6
46,6	10	47,5	19	48,0	7	47,6	36	46,5	4	44,5	47	13,8	18	15,5	6
19,8	2	23,9	18	28,2	2	24,0	22	52,7	2	24,6	42	19,8	3	7,6	1
—	—	18,2	10	20,0	1	18,8	11	27,6	2	19,6	31	11,1	2	—	—
63,9	8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	21,5	8	—	—	35,6	16	112,5	2	35,4	23	—	—	—	—
—	—	206,0	1	—	—	206,0	1	79,0	1	161,0	6	—	—	—	—
40,0	1	—	—	—	—	40,0	1	—	—	40,0	1	—	—	—	—
111,0	1	—	—	—	—	111,0	1	—	—	65,5	2	—	—	—	—
34,9	22	22,7	56	25,3	10	—	88	49,3	11	—	152	13,9	23	—	9

определений.

Таблица 40

Содержание бериллия в породах и минералах по данным химического анализа (в $n \cdot 10^{-4}\%$)

Породы	Содержание в породе	Число определений	Плагиоклаз	Число определений	Кварц	Число определений	Ортоклаз и микроклин	Число определений
Габбро	1,8	1	1,8	1	—	—	—	—
Олёкминский гранит	≤3,6	1	≤3,6	3	≤3,6	1	≤3,6	2
<i>Амананский подкомплекс</i>								
Диорит	1,9	1	≤3,6	1	≤3,6	1	2,8	1
Амфиболово-биотитовый гранит . .	1,8	1	Не опр.	—	1,8	1	≤3,6	1
Биотитовый гранит	8,8	3	То же	—	Не опр.	—	≤3,6	1
<i>Амуджиканский подкомплекс</i>								
Диоритовый порфирит	1,8	1	1,8	1	—	—	—	—
Гранодиорит-порфир	7,0	4	6,6	4	6,3	5	8,9	4
Гранит-порфир . .	2,7	2	≤3,6	1	≤3,6	1	Не опр.	—
Гигантопорфировый гранит	Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	—	7,2	1
<i>Нерчуганский комплекс. Гранит . .</i>	11,9	2	—	—	То же	—	≤3,6	1

Вторую группу составляют металлогенные элементы-примеси, выступающие в качестве главных рудообразующих компонентов месторождений и рудопроявлений, генетически связанных с комплексом. Содержание таких элементов обычно в несколько раз больше в породах металлогенически специализированных интрузий, чем во вмещающих породах. Для амуджикано-шахтаминского комплекса металлогенными являются молибден, вольфрам, медь, свинец, цинк, золото.

К третьей группе элементов-примесей — «петрогенным» мы относим все прочие, свойственные обычным комплексам гранитоидов, эле-

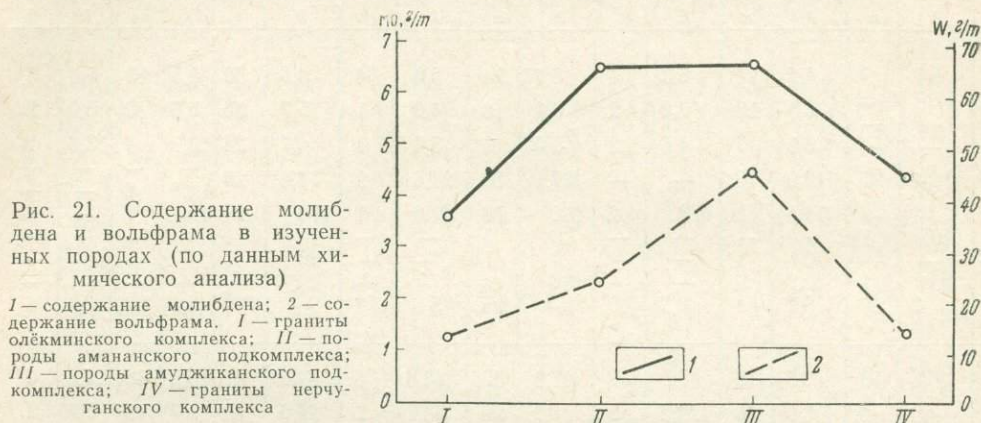


Рис. 21. Содержание молибдена и вольфрама в изученных породах (по данным химического анализа)

1 — содержание молибдена; 2 — содержание вольфрама. I — граниты олёкминского комплекса; II — породы амананского подкомплекса; III — породы амуджиканского подкомплекса; IV — граниты нерчуганского комплекса

менты-примеси, в поведении которых в различных породах региона не устанавливается строгих закономерностей. В данном случае этими элементами являются галлий, ниобий.

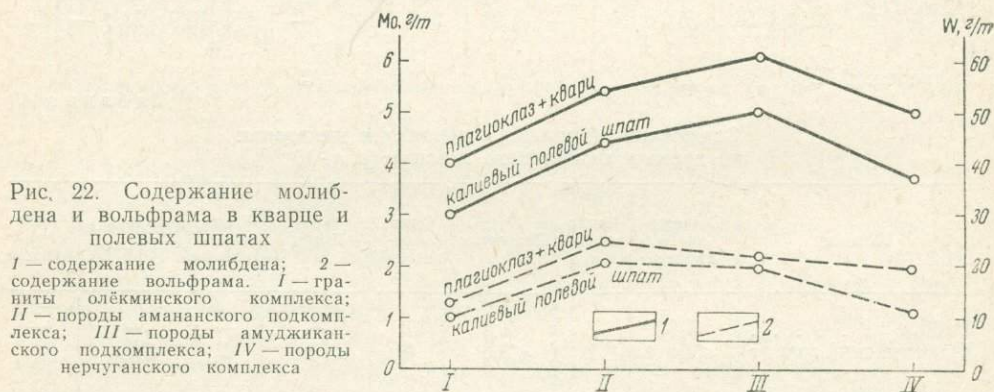


Рис. 22. Содержание молибдена и вольфрама в кварце и полевых шпатах

1 — содержание молибдена; 2 — содержание вольфрама. I — граниты олёкминского комплекса; II — породы амананского подкомплекса; III — породы амуджиканского подкомплекса; IV — породы нерчуганского комплекса

Наиболее изучен вопрос о распределении в породах района таких важных металлогенных элементов, как молибден и вольфрам. Содержание молибдена и вольфрама в породах амананского и амуджиканского подкомплексов почти в 2 раза выше, чем в породах олёкминского, и в 1,5 раза по сравнению с породами нерчуганского комплекса (рис. 24). Так, содержание молибдена и вольфрама достигает в породах комплекса соответственно 7,7 и $47,5 \cdot 10^{-4}\%$ против 3,7 и $11,9 \cdot 10^{-4}\%$ в олёкминских гранитах и 4,5 и $15,5 \cdot 10^{-4}\%$ в нерчуганских (см. табл. 39).

Несмотря на разную способность концентрировать молибден и вольфрам, все минералы пород амуджикано-шахтаминского комплекса содержат эти элементы в существенно больших количествах, чем аналогичные минералы пород нерчуганского и олёкминского комплексов (см. рис. 24). Причины избирательной концентрации молибдена

и вольфрама породами и минералами амуджикано-шахтаминского комплекса, вероятно, следует искать в его металлогенической специализации, на чем подробнее остановимся в соответствующем разделе.

Содержание меди в породах амуджикано-шахтаминского комплекса заметно выше, чем в олёмкинских гранитах, но соизмеримо с содержанием в нерчуганских гранитах (см. рис. 23).

Представляет интерес распределение свинца в породах района. Согласно данным А. В. Рабиновича (1958), содержание свинца достигает 32 г/т и практически одинаково в породах амуджиканского и ама-

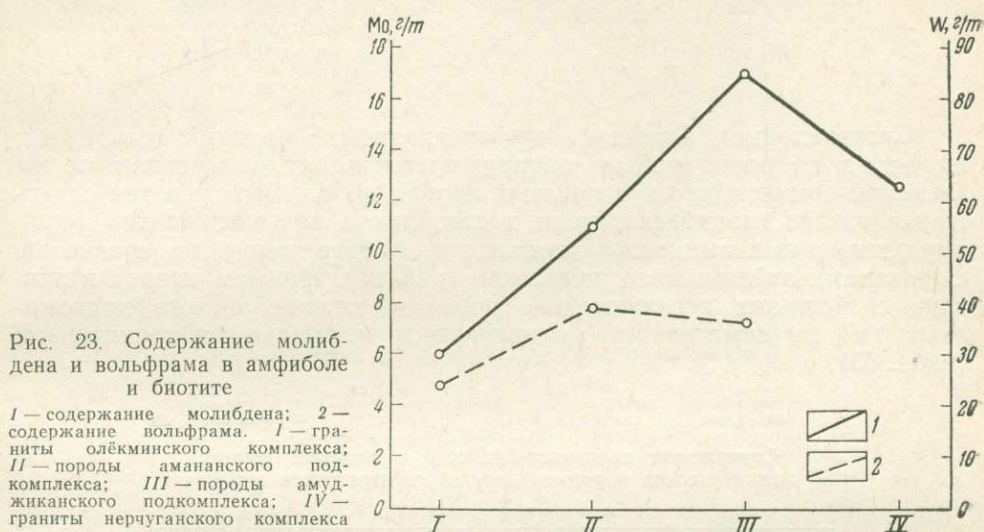


Рис. 23. Содержание молибдена и вольфрама в амфиболе и биотите

1 — содержание молибдена; 2 — содержание вольфрама. I — граниты олёмкинского комплекса; II — породы амананского подкомплекса; III — породы амуджиканского подкомплекса; IV — граниты нерчуганского комплекса

нанского подкомплексов (см. табл. 41), в олёмкинских гранитах оно несколько меньше (24 г/т). Для олёмкинского и амуджикано-шахтаминского комплексов содержание свинца хорошо коррелируется с содержанием урана.

Таблица 41

Содержание свинца в породах по данным химического анализа (в $n \cdot 10^{-4}\%$)

	Содержание	Число определений
Олёмкинский комплекс (граниты)	24	8
Амуджинско-шахтаминский комплекс:		
амананский подкомплекс	30	12
амуджиканский подкомплекс	32	7

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ И АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛАХ

Помимо закономерностей изменения содержания элементов-примесей в породах гранитоидов Шилка-Олёмкинского района, важное значение имеет их распределение в породообразующих и акцессорных минералах.

Кварц гранитоидов Шилка-Олёмкинского района наиболее свободен от элементов-примесей. В нем установлена лишь примесь титана, циркония, свинца, олова и меди, причем последние три элемента в кварце из палеозойских гранитов отсутствуют (табл. 42).

Таблица 42

Содержание элементов-примесей (в вес. %) в кварце магматических пород по данным спектрального анализа (3 анализа)

Элементы	Олёкминский комплекс (граниты)	Амуджикано-шахтаминский комплекс
Ti	0,001	0,005
Zr	0,003	0,002
Cu	—	0,001
Pb	—	0,002
Sn	—	0,002

Спектральные анализы мономинеральных фракций полевых шпатов из пород района обнаруживают в них в основном те же элементы-примеси, что и в валовых пробах пород. Вместе с тем содержание титана, молибдена, меди и стронция в полевых шпатах пород амуджикано-шахтаминского комплекса заметно выше по сравнению с гранитами олёкминского комплекса (рис. 25). Примесь иттрия и лантана свойственна исключительно породам амуджиканского подкомплекса и не отмечена в амананских и олёкминских гранитоидах (табл. 43).

Таблица 43

Содержание элементов-примесей в полевых шпатах магматических пород по данным спектрального анализа (в вес. %)

Элементы	Олёкминский комплекс	Амуджикано-шахтаминский комплекс	
		амананский подкомплекс	амуджиканский подкомплекс
	1	2	3
Ti	0,004	0,015	0,017
Mo	0,0004	0,001	0,0007
Zr	0,009	0,003	0,006
Cu	0,0006	0,002	0,006
Pb	0,001	0,002	0,001
Ga	0,003	0,004	0,004
Y	—	—	0,0003
La	—	—	0,025
Sr	0,045	0,095	0,075
Ba	0,26	0,1	0,26
Be	0,001	0,001	0,001

Число анализов: 1 — девять, 2 — десять, 3 — четырнадцать.

Биотит гранитоидов, по данным спектрального анализа, отличается большим разнообразием и высоким содержанием примесей. В нем обнаружены титан, барий, цирконий, хром, литий, цинк, ванадий, никель, кобальт, галлий, медь, скандий, молибден, свинец, серебро, бериллий, олово, лантан, ниобий (табл. 44, рис. 26). Примесь хрома, свинца, серебра свойственна исключительно биотитам амуджикано-шахтаминского комплекса. Цинк присутствует только в биотитах амананских гранитоидов. Примесь молибдена, кобальта, никеля, ванадия, титана находится в биотитах пород амананского подкомплекса в максимальных количествах. В породах амуджиканского подкомп-

лека эти элементы фиксируются в существенно меньших количествах, но все же содержание их более высокое, нежели в биотитах олёкминских и нерчуганских гранитов (см. табл. 44, рис. 26). Медь присутствует в биотитах пород амуджикано-шахтаминского комплекса в коли-

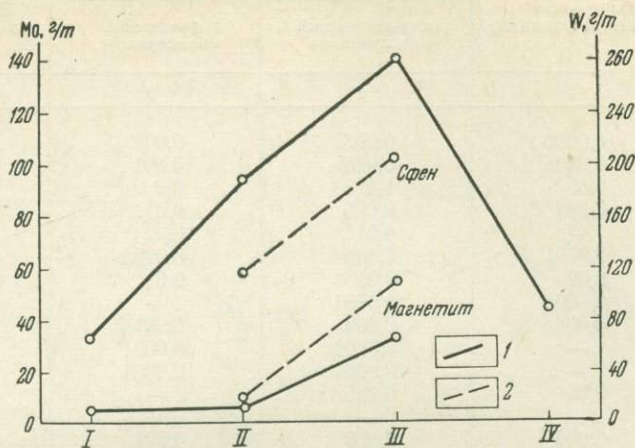


Рис. 24. Содержание молибдена и вольфрама в сфене и магнетите (по данным химического анализа)

1 — содержание молибдена; 2 — содержание вольфрама. I — граниты олёкминского комплекса; II — породы амананского подкомплекса; III — породы амуджиканского подкомплекса; IV — граниты нерчуганского комплекса

чествах, соизмеримых с таковыми биотитов из пород нерчуганского комплекса, и в бóльших количествах, чем в биотитах олёкминских гранитов. Скандий и литий фиксируются в меньших количествах, чем

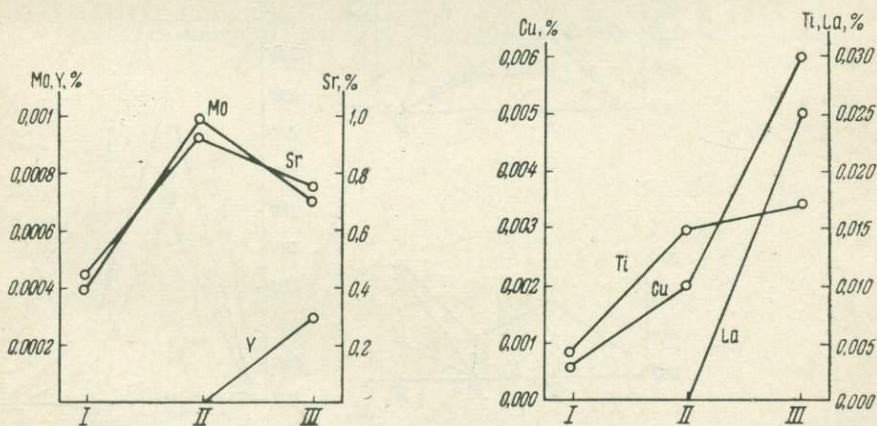


Рис. 25. Содержание элементов-примесей в полевых шпатах (по данным спектрального анализа)

I — граниты олёкминского комплекса; II — породы амананского подкомплекса; III — породы амуджиканского подкомплекса

в биотитах олёкминских гранитов. Эти элементы совершенно отсутствуют в биотите из пород нерчуганского комплекса. Лантан, олово и ниобий отсутствуют в биотитах пород амуджикано-шахтаминского комплекса, но являются характерными примесями биотитов нерчуганских гранитов.

Содержание элементов-примесей в биотитах магматических пород по данным спектрального анализа (в вес. %)

Элементы	Амуджикано-шахтаминский комплекс			Нерчуганский комплекс (граниты)
	Олёкминский комплекс (граниты)	амуджиканский подкомплекс	амананский подкомплекс	
	1			
Ni	0,0005	0,008	0,002	0,0002
Co	0,0005	0,005	0,001	—
Ti	0,8	1,6	0,9	0,6
V	0,004	0,025	0,01	0,006
Cr	—	0,01	0,02	—
Mo	0,0001	0,0004	0,0002	—
Zr	0,02	0,01	0,01	0,03
Nb	0,0005	0,0001	—	0,01
Cu	0,0005	0,002	0,001	0,003
Pb	—	0,0002	0,0001	—
Ag	—	0,0001	0,0001	—
Zn	0,03	0,025	—	—
Sn	—	—	—	0,001
Ga	0,004	0,003	0,001	0,002
La	—	—	—	0,003
Ba	0,065	0,08	0,05	0,02
Li	0,027	0,017	0,005	—
Sc	0,002	0,001	0,0004	2
Be	0,0002	0,0005	0,0003	0,0003

Число анализов: 1 — девять, 2 и 3 — двенадцать, 4 — шесть.

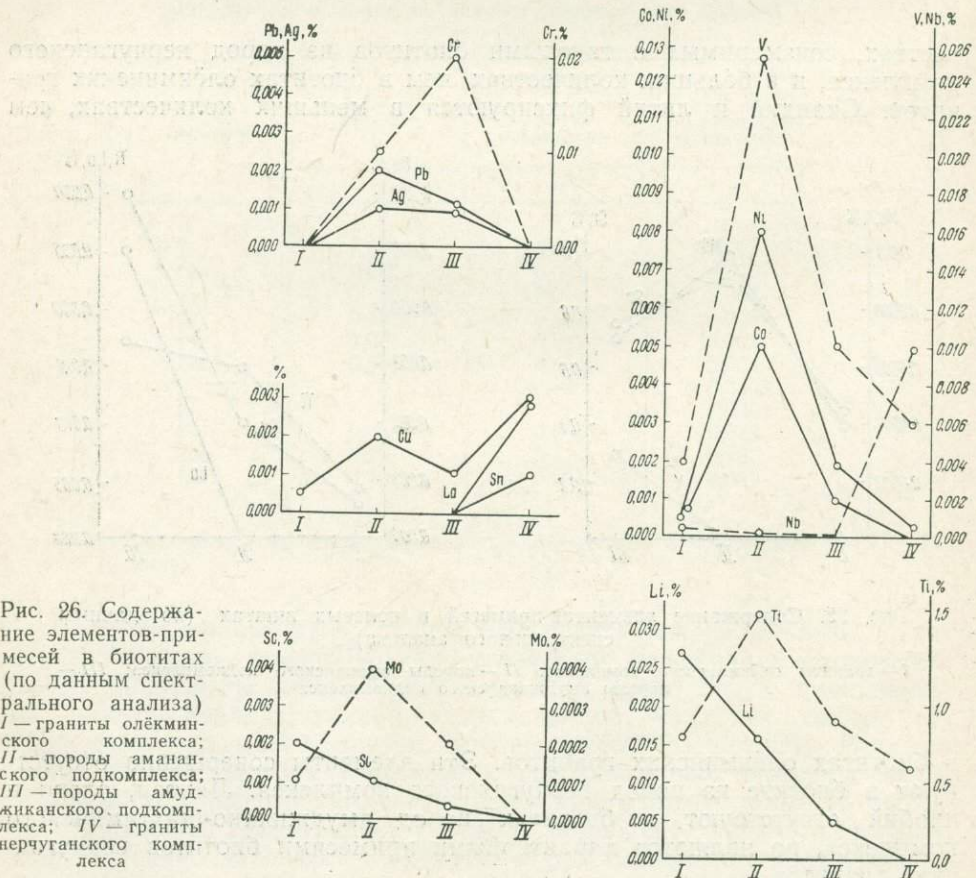


Рис. 26. Содержание элементов-примесей в биотитах (по данным спектрального анализа) I — граниты олёкминского комплекса; II — породы амананского подкомплекса; III — породы амуджиканского подкомплекса; IV — граниты нерчуганского комплекса

В амфиболах из пород гранитоидов района обнаруживается постоянная примесь титана, цинка, хрома, ванадия, стронция, скандия, циркония, никеля, вольфрама, молибдена, германия (табл. 45, рис. 27).

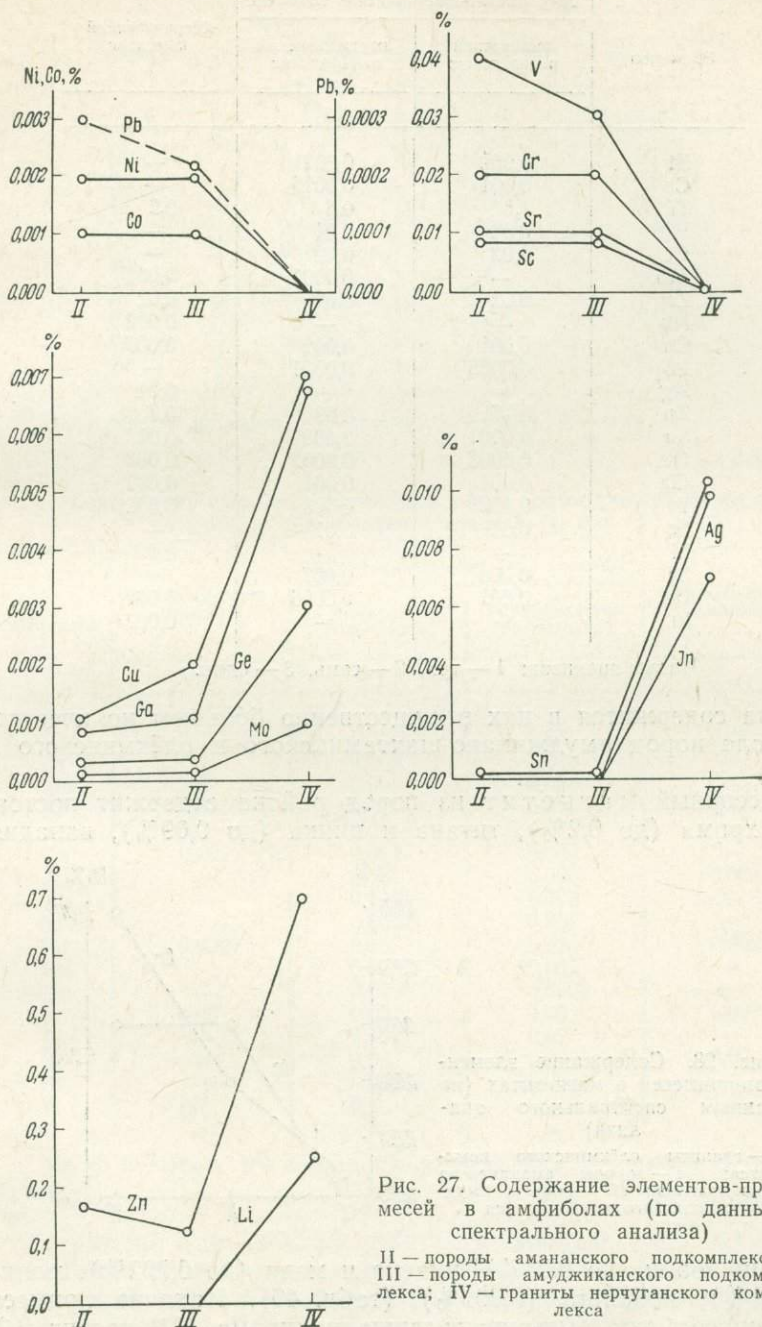


Рис. 27. Содержание элементов-примесей в амфиболах (по данным спектрального анализа)

II — породы амананского подкомплекса, III — породы амуджиканского подкомплекса; IV — граниты нерчуганского комплекса

Примеси свинца, никеля, кобальта, ванадия, хрома, стронция, скандия свойственны только амфиболам пород амуджикано-шахтаминского комплекса и не встречаются в амфиболах нерчуганских гранитов. Примесь олова, серебра и лития встречается исключительно в амфиболах нерчуганских гранитов, а примесь меди, галлия, германия,

Содержание элементов-примесей в амфиболах
магматических пород по данным спектрального анализа
(в вес. %)

Элементы	Амуджикано-шахтаминский комплекс		Нерчуганский комплекс
	амананский подкомплекс	амуджиканский подкомплекс	
	1	2	
Ni	0,002	0,002	—
Co	0,001	0,0015	—
Ti	1,5	0,6	0,2
V	0,04	0,01	—
Cr	0,02	0,02	—
Mo	—	0,0001	0,001
Zr	0,02	0,02	0,02
Nb	—	—	0,002
Cu	0,001	0,002	0,007
Pb	0,0003	0,0001	—
Ag	—	—	0,01
Zn	0,17	0,09	0,7
Sn	0,0001	0,0001	0,01
Ge	0,0003	0,0003	0,003
Ga	0,001	0,001	0,007
Y	0,002	0,003	0,002
Sr	0,01	0,01	—
Li	—	—	0,02
Sc	0,008	0,007	—
Be	0,001	0,0006	0,002
In	—	—	0,007

Число анализов: 1 — три, 2 — семь, 3 — один.

молибдена содержится в них в существенно большем количестве, чем в амфиболе пород амуджикано-шахтаминского и олёмминского комплексов.

Акцессорный магнетит из пород района содержит постоянную примесь хрома (до 0,2%), титана и цинка (до 0,09%), ванадия (до

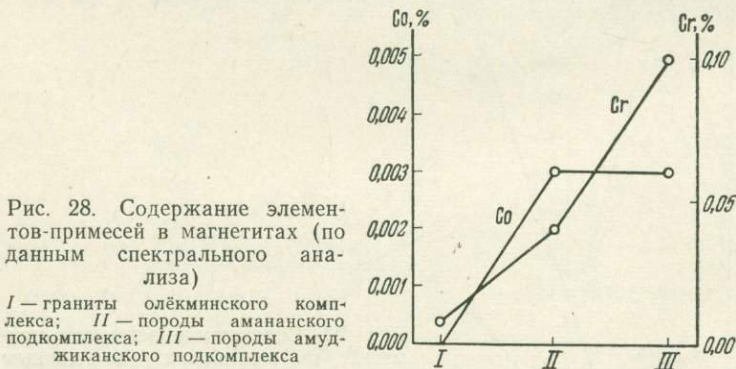


Рис. 28. Содержание элементов-примесей в магнетитах (по данным спектрального анализа)

I — граниты олёмминского комплекса; II — породы амананского подкомплекса; III — породы амуджиканского подкомплекса

0,07%), циркония (до 0,04%), никеля и меди (до 0,002%), молибдена (до 0,001%), кобальта (0,001%) (табл. 46). Наличие примеси кобальта, существенно большие содержания хрома (0,2 против 0,007%) и отсутствие примеси свинца отличают магнетит пород амуджикано-шахтаминского комплекса от магнетита олёмминских гранитов (рис. 28).

В сфене концентрируются многочисленные элементы-примеси: фосфор (до 0,4%), лантан (0,18%), цирконий (до 0,15%), ниобий (до 0,09%), ванадий и иттрий (до 0,06%), стронций (0,04%), хром (0,3%), олово (до 0,009%), медь, свинец, серебро (до 0,005%), молибден,

Таблица 46

Содержание элементов-примесей
в магнетитах магматических пород
по данным спектрального анализа (в вес. %)

Элементы	Олёкминский комплекс (граниты)	Амуджикано-шахтаминский комплекс	
		амананский подкомплекс	амуджиканский подкомплекс
	1	2	3
Ni	0,001	0,001	0,001
Co	—	0,0003	0,0003
Ti	0,11	0,09	0,01
V	0,045	0,055	0,055
Cr	0,007	0,04	0,1
Mo	0,001	0,001	0,001
Zr	0,03	0,04	0,04
Cu	0,001	0,002	0,001
Pb	0,0002	—	—
Zn	0,07	0,09	0,07

Число анализов: 1 — девять, 2 — шесть, 3 — три.

Таблица 47

Содержание элементов-примесей в сфене магматических пород
по данным спектрального анализа (в вес. %)

Элементы	Олёкминский комплекс	Амуджикано-шахтаминский комплекс		Нерчуганский комплекс
		амананский подкомплекс	амуджиканский подкомплекс	
	1	2	3	4
V	0,02	0,06	0,05	0,07
Cr	—	0,002	0,013	—
Mo	—	0,002	0,011	—
Zr	0,07	0,07	0,09	0,02
Nb	0,01	0,05	0,07	—
Cu	0,002	0,001	0,003	—
Pb	—	0,001	0,003	0,002
Ag	—	0,0001	0,003	—
Bi	—	0,0002	0,001	—
Sn	0,002	0,007	0,006	0,002
Ge	—	0,001	0,001	—
Ga	—	0,0004	0,0003	—
Y	0,002	0,05	0,05	0,007
La	—	0,12	0,12	—
Sr	—	0,04	0,04	0,07
Sc	—	0,0002	0,0003	—
P	0,7	0,3	0,3	1,3

Число анализов: 1 — четыре, 2 — четырнадцать, 3 — восемь, 4 — один.

висмут, германий (до 0,002%), галлий и скандий (0,001%) (табл. 47; рис. 29). Такие примеси, как хром, серебро, висмут, германий, галлий, лантан, скандий, свойственны преимущественно сфену пород амуджикано-шахтаминского комплекса, а вольфрам, молибден, ниобий, иттрий и олово присутствуют в существенно больших количествах, нежели в других породах района. Свинец, ванадий и стронций концентрируются в большей степени в сфене мезозойских пород. Примесь меди образует соизмеримые концентрации в сфене пород амуджикано-шахтаминского комплекса и в олёкминских гранитах, но отсутствует в нерчуганских гранитах.

Акцессорный апатит концентрирует стронций, иттрий, серебро и свинец (табл. 48). Примеси свинца и серебра свойственны лишь апатитам амуджикано-шахтаминского комплекса; иттрий и стронций содержатся в апатитах комплекса в меньших количествах, чем в апатитах олёкминских гранитоидов, а лантан обнаружен только в этих гранитоидах.

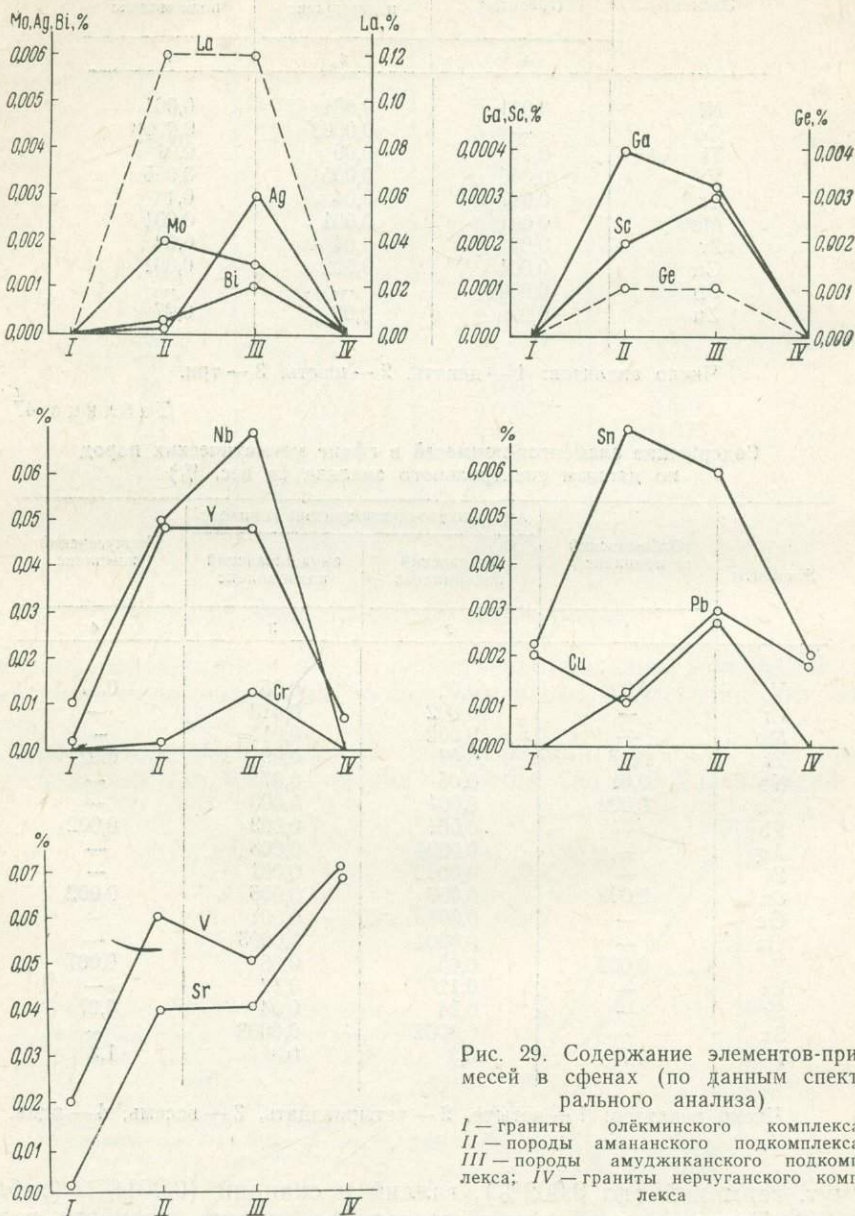


Рис. 29. Содержание элементов-примесей в сфенах (по данным спектрального анализа)

I — граниты олёкминского комплекса;
 II — породы амананского подкомплекса;
 III — породы амуджиканского подкомплекса;
 IV — граниты нерчуганского комплекса

Циркон, являющийся характерным «сквозным» акцессорным минералом гранитоидов, концентрирует вместе с тем значительные количества примесей. С помощью спектрального, люминесцентного и химического анализов в нем установлены примеси молибдена, вольфрама, меди, иттрия, скандия и др. (табл. 49, рис. 30). Циркон пород амуджикано-шахтаминского комплекса отличается от циркона олёкминских и нерчуганских гранитов постоянным содержанием примеси молибдена

Таблица 48

Содержание элементов-примесей (в вес. %) в апатите по данным спектрального анализа (1 анализ)

Элементы	Олёкминский комплекс (граниты)	Амуджикано-шахтаминский комплекс
Pb	—	0,001
Ag	—	0,001
Y	0,2	0,03
La	0,1	—
Sr	0,1	0,07

Таблица 49

Содержание элементов-примесей в цирконе по данным спектрального анализа (в вес. %)

Элементы	Осадочно-метаморфический комплекс	Олёкминский комплекс (граниты)	Амуджикано-шахтаминский комплекс			Нерчуганский комплекс
			амананский подкомплекс	амуджиканский подкомплекс	Среднее по комплексу	
	1	2	3	4	5	6
Mo	—	—	0,0005	0,001	0,001	—
W	—	—	—	0,005	0,003	—
Cu	—	—	—	0,0005	0,0003	—
Y	0,001	0,003	0,006	0,01	0,008	0,02
Sr	0,001	0,001	0,0005	0,0005	0,0005	—

Число анализов: 1 и 2 — один, 3 и 4 — два, 5 — четыре, 6 — один.

(до 0,001 %); цирконы пород амуджиканского подкомплекса, кроме примеси молибдена, содержат примесь вольфрама (до 0,005 %) и меди (0,001). Иттрий и скандий встречаются в цирконах как мезозойских,

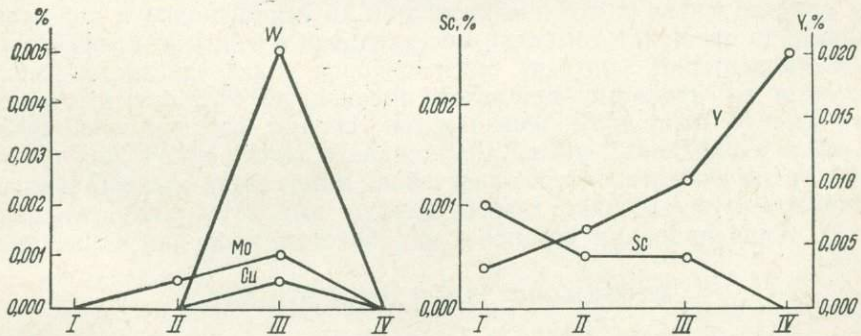


Рис. 30. Содержание элементов-примесей в цирконах (по данным спектрального анализа)

I — граниты олёкминского комплекса; II — породы амананского подкомплекса; III — породы амуджиканского подкомплекса; IV — граниты нерчуганского комплекса

так и палеозойских пород, однако содержание иттрия резко увеличивается от древних пород к молодым, достигая максимума в цирконе субщелочных гранитов нерчуганского комплекса, а содержание скандия столь же резко убывает.

В целом для гранитоидов Северо-Восточного Забайкалья характерны следующие особенности распределения элементов-примесей:

а) содержание бериллия и циркония возрастает от древних пород к молодым, а в пределах каждого комплекса от основных пород к кислым; б) молибден, вольфрам, свинец и медь, распространенные во всех породах района, особенно характерны для амуджикано-шахтаминского комплекса; в) кобальт, никель, олово, скандий установлены только в породах амуджикано-шахтаминского комплекса; г) ниобий и индий характерны для гранитов олёкминского и нерчуганского комплексов и не обнаружены в породах амуджикано-шахтаминского комплекса.

Таким образом, сравнение петрохимических и геохимических особенностей различных пород района и слагающих их породообразующих и аксессуарных минералов позволяет выявить несколько групп признаков. Наиболее общими являются признаки региональной родственности гранитоидов разновозрастных комплексов — преимущественно прямая последовательность становления и повышенная щелочность, а также повышенный кларк молибдена. Наряду с этим и, надо сказать, в несоизмеримо большем количестве выявляются признаки различия пород разных комплексов, с одной стороны, и признаки родства однокомплексных комагматических образований — с другой. В их числе для гранитоидов амуджикано-шахтаминского комплекса отмечаются: умеренно кислый состав, повышенная калиевость и титановость, а также резко повышенный кларк молибдена и наличие примеси кобальта, никеля, олова и скандия; для нерчуганского комплекса — субщелочной состав, повышенная роль закисного железа среди двухвалентных катионов, повышенное содержание таких элементов-примесей, как ниобий, цирконий.

ГЛАВА X

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИХ СВЯЗЬ С МАГМАТИЧЕСКИМИ ПОРОДАМИ

На территории Северо-Восточного Забайкалья известно более 100 рудопроявлений и месторождений молибдена (Щеглов, 1959; Кормилицын, 1959): Давендинское, Алексеевское, Амуджиканское, Аманан-Макитское, Сырыгичинское и др. Помимо молибденового оруденения довольно широко проявлена золоторудная минерализация турмалиново-кварцевого типа. Известно только одно самостоятельное золоторудное месторождение — Ключевское; в подавляющем же большинстве случаев золоторудная минерализация проявляется на территории рудных полей молибденовых месторождений и накладывается на молибденовое оруденение (Алексеевское, Давендинское месторождения и многие другие). Как было показано ранее, на территории Шилка-Олёкминского района крупные интрузивные массивы амуджикано-шахтаминского комплекса группируются в полосы, прослеживающиеся на большие расстояния вдоль взаимно перпендикулярных разломов глубокого заложения (СВ 30° и СЗ 300°). Распределение малых интрузивных тел и даек комплекса, а также участков локализации золотого и молибденового оруденения контролируется теми же разломами глубокого заложения и опережающими их нарушениями, что и распределение крупных массивов, и имеет в пределах зон разломов такой же прерывистый узловый характер. Такое распределение участков локализации молибденового и золотого оруденения позволяет выделить на территории Шилка-Олёкминского района по меньшей мере пять рудных узлов: Амананский, Голубовский, Иендинский, Ключи-Давендинский, Амуджиканский. Первым двум узлам свойственна исключительно молибденовая минерализация; остальные рудные узлы характеризуются совместным проявлением как молибденовой, так и золотой минерализации.

РУДНЫЕ УЗЛЫ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Амананский рудный узел. На его территории известно два молибденовых месторождения: Сырыгичинское и Аманан-Макитское, несколько рудопроявлений (Агламиндинское, Каравкитское и др.) и большое количество точек молибденовой минерализации.

В пределах Амананского рудного узла чрезвычайно широко распространены интрузивно-эффузивные образования амуджиканского подкомплекса (породы первой и второй фаз подкомплекса).

Сырыгичинское месторождение приурочено к северо-восточному ответвлению Сырыгичинского массива и располагается на восточном контакте этого ответвления. Рудное поле сложено как амфиболово-биотитовыми гранитоидами, так и вмещающими их олёкминскими гранитами и габброидами. Кроме этих пород, в строении рудного поля

принимают участие многочисленные малые интрузивные тела и дайки амуджиканского подкомплекса, сложенные породами различного состава: диоритовыми порфиритами, микродиоритами, гранодиорит-порфирами, среднезернистыми гранодиоритами, микрогранитами, гранит-порфирами, фельзитовыми порфирами и др. Молибденовое оруденение представлено двумя штокверковыми зонами и кварцево-молибденитовыми жилами.

Нижняя возрастная граница кварцево-молибденитовых жил месторождения однозначно определяется пересечением ими тел и даек первой и второй фаз амуджиканского подкомплекса, в том числе и наиболее молодых из них — фельзитовых порфиров; секущими по отношению к фельзитовым порфирам являются также кварцево-молибденитовые прожилки штокверковых зон. «Послефельзитовое оруденение» определяет основную ценность месторождения, но не является единственным проявлением молибденовой минерализации на территории его рудного поля. Так, приконтактово-измененные породы Сырыгичинского массива (1-й геологоразведочный участок) содержат вкрапленность молибденита, пирита, шеелита и халькопирита. Наиболее густая вкрапленность этих минералов свойственна кварцевым метасоматитам, слагающим мелкие линзы мощностью от 2 см до 1—2 м в пределах тел кварцево-андалузитовых метасоматитов. Линзы кварцевых и кварцево-андалузитовых оруденелых пород пересекаются дайками первой и второй фаз амуджиканского подкомплекса, в том числе и фельзитовыми порфирами. В этих породах нередко устанавливаются обломки кварца с молибденитом; особенно многочисленны такие обломки в эруптивных брекчиях, слагающих отдельные участки в пределах интрузивных тел фельзитовых порфиров. Неоднократно наблюдались непосредственные пересечения кварцево-андалузитовых и кварцевых оруденелых метасоматитов поздними «послефельзитовыми» кварцево-молибденитовыми прожилками.

Приведенные возрастные взаимоотношения показывают, что молибденовое оруденение на Сырыгичинском месторождении проявилось дважды: 1) непосредственно после становления Сырыгичинского массива, одновременно с образованием приконтактовых метасоматитов этого массива; 2) после формирования малых интрузивных тел и даек первой и второй фаз амуджиканского подкомплекса, в том числе и фельзитовых порфиров.

Кварцево-молибденитовые жилы и прожилки «послефельзитового» оруденения, помимо молибденита, содержат пирит и сравнительно небольшие количества халькопирита, магнетита, ильменита, гематита, шеелита, айкинита, блеклой руды, сфалерита, галенита и сопровождаются оторочками ортоклазово-кварцевых и кварцево-серицитовых метасоматитов. Пострудными образованиями по отношению к кварцево-молибденитовым жилам месторождения являются дайки пироксеновых порфиров (пород четвертой фазы амуджиканского подкомплекса) и прожилки халцедоновидного кварца, сопровождаемые оторочками аргиллизитов.

Аманан-Макитское молибденовое месторождение находится в пределах Амананского массива амфиболово-биотитовых гранитоидов во внутренней части этого массива, сложенной гранитами.

В пределах рудного поля преобладающим распространением пользуются амфиболово-биотитовые средне-крупнозернистые порфировидные граниты и фациальные разновидности этих пород: мелкозернистые порфировидные граниты и гранит-порфиры, которые образуют на месторождении четыре тела, вытянутые в северо-восточном направлении. Из дайковых пород на месторождении известны только пироксеновые порфиры, которые являются отчетливо пострудными образованиями.

Рудные тела месторождения представлены кварцевыми жилами и зонами рудного штокверка. На контакте кварцево-молибденитовых жил и прожилков развиваются околожилные ортоклазово-кварцевые и кварцево-серицитовые метасоматиты; зоны рудного штокверка приурочены к участкам окварцованных и фельдшпатизированных пород.

Для Аманан-Макитского месторождения характерен тот же качественный состав рудных тел, что и для Сырыгинского. Особенностью месторождения является значительно большее развитие сопутствующих молибдениту минералов, главным образом халькопирита. Заключительные стадии гидротермальной деятельности на месторождении представлены цеолитово-кальцитовыми прожилками.

Агламиндинское молибденовое рудопроявление расположено в пределах юго-восточной части Сырыгинского плутона амфиболово-биотитовых гранитоидов, недалеко от контакта с вмещающими олёкминскими гранитами.

Амфиболово-биотитовые гранитоиды на территории рудопроявления рассечены дайками мелкозернистых биотитовых гранитов и диоритовых порфиров амуджиканского подкомплекса, а также кварцево-молибденитовыми жилами и прожилками. Кварцевые жилы немногочисленны и маломощны; кварцево-молибденитовые прожилки в противоположность кварцевым жилам многочисленны и, вероятно, образуют штокверк. Рудные жилы и прожилки Агламиндинского рудопроявления сложены кварцем, иногда кварцем и ортоклазом, и сопровождаются оторочкой ортоклазово-кварцевых или кварцево-серицитовых метасоматитов. Рудные минералы представлены молибденитом, пиритом, халькопиритом и шеелитом. На рудопроявлении отчетливо устанавливается наложение низкотемпературной минерализации, по-видимому, генетически связанной с нерчуганским магматическим комплексом, на более раннее молибденовое оруденение.

На территории рудного поля штокверковые молибденосодержащие зоны и кварцево-молибденитовые жилы рассечены дайкой кварцевых порфиров нерчуганского комплекса, а также мощными линзовидными телами тонкозернистого низкотемпературного кварца, которые сопровождаются чрезвычайно интенсивно аргиллизацией вмещающих пород. С низкотемпературным кварцем ассоциируют гематит, киноварь, антимонит, флюорит, барит, карбонаты и др.

Каравкитское (или Южно-Кропоткинское) месторождение приурочено к контакту Каравкитского массива амананского подкомплекса. Приконтактовые измененные породы этого массива представлены ортоклазово-кварцевыми андалузитсодержащими метасоматитами. Эти вторичные породы развиваются по биотитовым гранитам олёкминского комплекса и слагают среди них линзовидное тело, к которому приурочено несколько кварцево-молибденитовых линзовидных жил и многочисленные мелкие кварцево-молибденитовые прожилки. Кроме молибденита, в рудных телах отмечается пирит, сравнительно редко встречается халькопирит и очень редко шеелит. Приконтактово-измененные породы и сопровождающие их кварцево-молибденитовые жилы и прожилки пересекаются малыми интрузивными телами и дайками первой и второй фаз амуджиканского подкомплекса, сложенными среднезернистыми порфировидными гранодиоритами и мелкозернистыми гранитами. Таким образом, на Каравкитском месторождении, как и на I участке Сырыгинского месторождения, проявлена ранняя молибденовая минерализация, генетически связанная с приконтактово-измененными породами амфиболово-биотитовых гранитоидов амананского подкомплекса и предшествующая формированию малых интрузивных тел и даек амуджиканского подкомплекса.

Голубовский рудный узел представлен группой рудопроявлений молибдена, приуроченных к Голубовскому массиву аманан-

ского подкомплекса. На территории рудного узла чрезвычайно широко распространены малые интрузивные тела и дайки первой и второй фаз амананского подкомплекса. Рудные тела представлены штокверковыми зонами и кварцево-молибденитовыми жилами: основным типом гидротермальных изменений около жил и прожилков является серицитизация, фельдшпатизация проявлена несколько слабее.

Главенствующее положение среди рудных минералов принадлежит молибдениту; в значительном количестве устанавливаются пирит и халькопирит.

Помимо основной молибденовой минерализации, проявившейся в виде штокверковых тел и кварцево-молибденитовых жил, в пределах рудного узла известны зоны приконтактово-измененных пород Голубовского массива амфиболово-биотитовых гранитоидов, представленные кварцево-андалузитовыми метасоматитами, содержащими вкрапленный молибденит. Взаимоотношения этих оруденелых метасоматитов с малыми интрузивными телами и дайками амуджиканского подкомплекса такие же, как и на Сырыгичинском и Каравкитском месторождениях.

Иендинский рудный узел объединяет группу молибденовых и золоторудных рудопроявлений, приуроченных к одноименному массиву амананского подкомплекса. На территории рудного узла выявлен крупный массив гигантопорфировидных гранитов амуджиканского подкомплекса, а также большое количество малых интрузивных тел и даек гигантопорфировых пород этого подкомплекса.

Молибденовое оруденение представлено кварцево-молибденитовыми жилами.

Золотая минерализация локализуется в пределах зон серицитизированных пород, мощность которых достигает нескольких десятков метров; по простиранию зоны прослеживаются в ряде случаев на несколько километров. Золото в пределах этих зон присутствует в виде эмульсионной вкрапленности в пирите; кроме пирита, в зонах отмечаются халькопирит и галенит. Помимо коренных месторождений молибдена и золота, на территории рудного узла известно большое количество золотоносных россыпей.

Ключи-Давендинский рудный узел объединяет группу месторождений, расположенных в пределах Шилкинского хребта, в верховьях рек Давенда и Желтуга (левые притоки Шилки). На территории Ключи-Давендинского рудного узла имеет место совпадение в пространстве молибденовой и золотой минерализации. Ввиду этого в пределах узла известны комплексные золото-молибденовые месторождения и молибденовые месторождения с существенной примесью золота.

В пределах Ключи-Давендинского рудного узла наибольшее значение имеют Давендинское и Костромихинское молибденовые месторождения, Ключевское золото-молибденовое месторождение и Ключевское золоторудное месторождение.

Все месторождения узла приурочены к Давендинскому массиву амананского подкомплекса и располагаются либо внутри этого массива, либо на его контактах. На территории рудных полей этих месторождений чрезвычайно широко распространены малые интрузивные тела и дайки амуджиканского подкомплекса.

Костромихинское молибденовое месторождение расположено в среднем течении одноименной реки (правый приток Кудечи) и представлено серией субпараллельных сближенных кварцево-молибденитовых жил. Основным типом околожилных изменений является фельдшпатизация; серицитизация проявлена сравнительно слабо. В качестве главного рудного минерала выступает молибденит, сопровождаемый пиритом и халькопиритом. В западной части месторождения у границы с рудным

полем Золотологинского золоторудного месторождения имеет место наложение золотой минерализации на молибденовую. Золоторудные тела представлены здесь кварцево-турмалиновыми прожилками с пиритом (золото присутствует в виде эмульсионной вкрапленности в пирите) и кварцевыми прожилками друзовидного строения с самородным золотом и сульфидами меди, свинца и цинка.

Давендинское молибденовое месторождение располагается в среднем течении одноименной реки. Оно представлено многочисленными крутопадающими кварцево-молибденитовыми жилами. Для основной массы рудных жил месторождения характерен исключительно простой минеральный состав: молибденит, пирит, халькопирит, при резком преобладании молибденита; в небольшом количестве присутствуют арсенопирит, блеклые руды, сфалерит, галенит, магнетит, гематит, сульфовисмутиты свинца и меди, шеелит, пирротин.

В северной части месторождения кварцево-молибденитовые жилы обогащены сульфовисмутитами свинца и меди. В южной части рудного поля (район жилы № 11) интенсивно проявилась полиметаллическая стадия минерализации. Кварцево-молибденитовые жилы здесь подвергаются интенсивному дроблению с последующей цементацией агрегатом арсенопирита, галенита и сфалерита, а вмещающие породы обильно импрегнированы этими минералами. В северо-восточной части жилы № 8/9 на молибденовую минерализацию наложена золоторудная, представленная самородным золотом в ассоциации с тетрадимитом ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$) и эмплектитом (CuBiS_2). На десятиметровом интервале этой жилы между устьями штолен № 7 и 8 отмечено содержание золота от 88 до 3202 г/т. Кроме жилы № 8/9, самородное золото в существенных количествах спорадически встречается на отдельных участках жил № 2 и 10 и в пределах мелких кварцево-турмалиновых жил в южной части месторождения.

Основным типом околорудных измененных пород на Давендинском месторождении является фельдшпатизация. Интенсивная серицитизация отмечена только в связи с полиметаллической стадией минерализации (жила № 11). Наиболее молодыми гидротермальными образованиями на территории Давендинского месторождения являются жилы и прожилки низкотемпературного тонкозернистого кварца, сопровождаемые оторочками аргиллизированных пород. Эти жилы содержат в значительном количестве карбонаты, иногда отмечается антимонит.

Непосредственно на территории Давендинского рудного поля распространены главным образом малые интрузивные тела и дайки первой и второй фаз амуджиканского подкомплекса. Среди этих пород преобладают породы среднего состава (микродиориты, диоритовые порфиры, гранодиорит-порфиры). Гибридные порфиры (породы четвертой фазы амуджиканского подкомплекса) встречаются сравнительно редко. Несколько шире распространены пироксеновые порфиры и их более раскристаллизованные разновидности, так называемые микрогаббро. Положение пироксеновых порфиритов и микрогаббро по отношению к кварцево-молибденитовым жилам отчетливо пострудное.

Ключевское золоторудное месторождение располагается в 7 км к востоку от Давендинского и представляет собой типичный штокверк. В пределах штокверкового рудного тела вмещающие породы турмалинизированы, альбитизированы, обильно импрегнированы пиритом и пересечены многочисленными кварцево-сульфидными прожилками. М. Б. Бородаевская выделяет здесь две основные генерации золота:

I генерация — эмульсионная вкрапленность в крупнозернистом пирите, который густо насыщает турмалинизированные породы и вместе с кварцем образует в этих породах неправильные скопления и прожилки;

II генерация — свободное золото в кварцево-сульфидных прожилках, часто друзовидного строения; золото этой генерации ассоциирует с разнообразными сульфидами: мелкозернистым пиритом, арсенопиритом, халькопиритом и галенитом; в небольшом количестве в кварцево-сульфидных прожилках отмечаются серебро- и цинксодержащие блеклые руды, энаргит, фаматинит, борнит, сфалерит, альгодонит, валлерит, глаукодат, сульфовисмутиты свинца и меди (типа бенжаминита), тетрадимит; характерны тесные сростания золота с тетрадимитом.

Золотоносные кварцево-пиритовые и кварцево-сульфидные прожилки рассеяны кальцитовыми прожилками с галенитом и сфалеритом. Золото в этих карбонатных прожилках практически отсутствует.

Для рудного поля Ключевского золоторудного месторождения характерно интенсивное развитие малых интрузивных тел и даек амуджиканского подкомплекса; площадь выходов этих пород составляет не менее 25% площади рудного поля. Малые интрузивные тела в основном сложены породами первой и второй фаз амуджиканского подкомплекса, а чрезвычайно многочисленные дайки — породами четвертой фазы подкомплекса.

Ключевское золото-молибденовое месторождение находится на стыке рудных полей Давендинского молибденового и Ключевского золоторудного месторождений и является классическим примером совмещения в одних и тех же рудных телах молибденовой и золотой минерализации.

Первичные кварцево-молибденитовые жилы на месторождении сохранились в крайне ограниченном количестве; рудные минералы в таких жилах представлены молибденитом, пиритом, халькопиритом, магнетитом, шеелитом и сульфовисмутитом свинца и меди.

Обычно кварцево-молибденитовые жилы претерпевали интенсивное дробление и цементацию турмалиново-кварцевым агрегатом, иногда с обильной вкрапленностью золотоносного пирита; вмещающие породы при этом подвергались интенсивной турмалинизации. Впоследствии имело место новое дробление жил и отложение в пределах этих жил и в околожильном пространстве кварцевых прожилков друзовидного строения с большим количеством разнообразных сульфидов и золотом. Среди сульфидов преобладают пирит, арсенопирит, халькопирит, блеклые руды (цинк- и серебросодержащие), сфалерит, гематит; в небольшом количестве устанавливаются энаргит, борнит, сульфовисмутиты свинца, цинка и меди, тетрадимит и гессит. Золото в кварцево-сульфидных прожилках или жилах присутствует в свободном виде, обычно в сростаниях с тетрадимитом. Прожилки друзовидного кварца с сульфидами сопровождаются образованием околожильных кварцево-серицитовых метасоматитов.

М. Б. Бородаевская на территории рудных полей Ключевского золото-молибденового и Ключевского золоторудного месторождений наблюдала пересечение турмалиновых тел дайками пироксеновых порфиритов, однако непосредственные пересечения кварцево-сульфидных прожилков пироксеновыми порфиритами не установлены.

Вместе с тем М. Б. Бородаевской на этих же месторождениях, а также А. В. Дружининым на Давендинском молибденовом месторождении выделялись пироксеновые порфириты, предшествующие молибденовому оруденению. Исследования последних лет (Тунгирская партия ВСЕГЕИ, Давендинская ГРП) показали, что пироксеновые порфириты являются более молодыми образованиями по отношению к кварцево-молибденитовым жилам. По-видимому, наряду с посттурмалиновыми пироксеновыми порфиритами существуют дотурмалиновые (но постмолибденовые) пироксеновые порфириты. Мелкие скопления турмалина в пироксеновых порфиритах наблюдались нами на территории Давендинского и Амуджиканского рудных узлов.

Наиболее молодыми гидротермальными образованиями на территории рудного поля месторождения являются жилы тонкозернистого низкотемпературного кварца, сопровождаемые оторочкой аргиллизированных пород. Такие кварцевые жилы имеют отличное от кварцево-молибденитово-золоторудных жил простираение, пересекают эти жилы и содержат в небольшом количестве киноварь и антимонит.

Амуджиканский рудный узел объединяет группу рудопроявлений, которые приурочены к одноименному массиву гигантопорфировидных гранитов амуджиканского подкомплекса и расположены в его экзоконтактах.

На территории рудного узла широко распространены дайки гибридных порфиров амуджиканского подкомплекса. Все рудопроявления Амуджиканского узла типично жильные; преобладающим рудным минералом кварцевых жил является молибденит. Кроме молибденита, в рудных жилах присутствуют пирит, шеелит, халькопирит, магнетит, гематит, висмутитовые минералы, галенит и сфалерит; из жильных минералов, кроме кварца, присутствует турмалин.

Основным типом околожильных измененных пород являются кварцево-серицитовые метасоматиты; ортоклазово-кварцевые метасоматиты развиты несколько слабее.

На одном из рудопроявлений Амуджиканского узла отмечено пересечение кварцево-молибденитовой жилы мощной дайкой гибридных порфиров с меланократовым базисом; породы дайки несут следы более поздней турмалинизации. Незначительной турмалинизации на территории рудного узла подвергаются и некоторые дайки пироксеновых порфиров.

Амуджиканский рудный узел через рудное поле Костромихинского молибденового месторождения смыкается с Ключи-Давендинским рудным узлом. Таким образом, намечается обширный рудный золото-молибденовый район, протягивающийся в виде полосы от Ключевского золоторудного месторождения на востоке до Безымянского молибденового месторождения на западе. В пределах всей этой полосы интенсивно развиты малые интрузивные тела и дайки амуджикано-шахтаминского комплекса (дайковый пояс по М. Б. Бородаевской).

Все молибденовые рудопроявления Шилка-Олёкминского района четко подразделяются на две генетических группы: а) контактовые рудопроявления вкрапленных и реже прожилковых руд и б) кварцево-жильные рудопроявления. Первая группа объединяет месторождения и рудопроявления, где молибденовая минерализация проявилась в генетической связи с приконтактовым метасоматозом массивов амфиболово-биотитовых гранитоидов амананского подкомплекса. К этой генетической группе относятся I участок Сырыгинского месторождения и Каравкитское месторождение. Для молибденовых рудопроявлений первой группы характерны: 1) чрезвычайно простой минеральный состав руд: молибденит, пирит и небольшие количества халькопирита и шеелита; 2) локализация оруденения в виде штокверковых зон, в пределах которых иногда отмечаются сравнительно редкие крупные кварцевые жилы или линзы.

Вторая генетическая группа объединяет месторождения и рудопроявления, где молибденовая минерализация проявилась позже внедрения большинства малых интрузивных тел и даек амуджиканского подкомплекса. Ко второй группе относятся II—VIII участки Сырыгинского месторождения, Аманан-Макитское, Давендинское, Костромихинское, Амуджиканское, Ключевское месторождения и многочисленные рудопроявления. Месторождения второй генетической группы характеризуются следующим: 1) помимо основных минеральных компонентов — молибденита и пирита — в рудах присутствуют халькопирит, магнетит, гематит, висмутовые минералы, в основном сульфовисмутиты свинца

и меди, цинксодержащая блеклая руда, шеелит, галенит и сфалерит; 2) основным жильным минералом является кварц, в резко подчиненном количестве присутствуют ортоклаз, серицит и карбонаты; 3) в качестве гидротермальных изменений сопровождающих рудоотложение, выступают околожильные серицитизация и фельдшпатизация; пострудные гидротермальные продукты представлены прожилками тонкозернистого кварца с оторочками аргиллизитов и карбонатными или цеолитовыми прожилками; 4) оруденение локализуется в штокверковых зонах или кварцевых жилах.

Для Шилка-Олёкминского района намечается тесная пространственная и временная близость молибденового оруденения с амуджикано-шахтаминским магматическим комплексом, что является геологическим указанием на существование генетической связи между молибденовым оруденением и этим комплексом.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ

Все молибденовые рудопроявления Шилка-Олёкминского района пространственно приурочены к массивам амфиболово-биотитовых гранитоидов амананского подкомплекса или же к массивам гигантопорфировидных гранитов амуджиканского подкомплекса. На территории молибденовых рудопроявлений обычно широко развиты малые интрузивные или субвулканические тела и дайки амуджиканского подкомплекса.

Унаследованность рудоконтролирующими структурами направлений тектонических структур, определяющих распределение магматических образований амуджикано-шахтаминского комплекса: а) северо-восточного ($\sim 30^\circ$) и северо-западного ($\sim 300^\circ$), б) меридионального и широтного направлений, состоит в том, что молибденовые рудопроявления, а также большинство рудных тел этих рудопоявлений приурочены главным образом к разломам или трещинам направлений, свойственных и магматическим образованиям.

С полной определенностью устанавливается возрастная близость молибденового оруденения с магматическими образованиями амуджикано-шахтаминского комплекса. Поскольку имеет место наложение молибденового оруденения на мезозойские магматические породы, то возраст оруденения не древнее этих гранитоидов. С другой стороны дайки кварцевых порфиров нерчуганского комплекса являются секущими как по отношению к породам амуджикано-шахтаминского комплекса, так и по отношению к молибденоносным рудным телам (Агламиндинское рудопоявление). Таким образом, локализация молибденового оруденения в возрастных пределах формирования амуджикано-шахтаминского комплекса (в завершающие фазы развития амананского и амуджиканского подкомплексов) свидетельствует о том, что молибденовое оруденение генетически связано именно с этим магматическим комплексом.

Помимо пространственной и возрастной близости молибденового оруденения и магматических образований амуджикано-шахтаминского комплекса, породам комплекса, молибденоворудным телам и сопровождающим их околожильным гидротермальным породам свойственны некоторые общие минералогические, петро- и геохимические особенности, подтверждающие их родство: 1) наличие акцессорного молибденита в породах комплекса; 2) наличие акцессорного шеелита в породах комплекса и постоянное присутствие шеелита в молибденовых рудах; 3) постоянное присутствие ильменита в качестве акцессорного минерала гранитоидов комплекса и наличие гидротермального ильменита в молибденоворудных телах; 4) для пород комплекса характерна повышенная щелочность (главным образом за счет K_2O); молибдено-

носные гидротермальные растворы также характеризуются высоким содержанием K_2O (фельдшпатизация и серицитизация околожильных пород); 5) примеси таких металлогенных элементов, как Ni, Co и Sn, характерны исключительно для пород амуджикано-шахтаминского комплекса, а примеси Ag, Bi и W — для отдельных минералов этого комплекса. Примесь этих же элементов свойственна и рудам молибденовых месторождений. В породах и минералах других комплексов они не установлены. Присутствие в породах комплекса и в молибденовых рудах одних и тех же металлогенных элементов подчеркивает генетическую связь молибденового оруденения с амуджикано-шахтаминским комплексом. Известно, что для пород и минералов амуджикано-шахтаминского комплекса характерно повышенное содержание Mo, Cu, Pb по сравнению с минералами и породами других магматических комплексов, что также свидетельствует о его потенциальной молибденоносности.

Таким образом, перечисленные геологические, минералогические и геохимические факторы свидетельствуют о наличии генетической связи молибденового оруденения с амуджикано-шахтаминским магматическим комплексом.

Для Северо-Восточного Забайкалья характерно наличие чрезвычайно тесной пространственной и временной связи между молибденовой и золотой минерализацией, свидетельствующей о генетическом их родстве. Поскольку молибденовая минерализация, как было показано выше, генетически связана с амуджикано-шахтаминским комплексом, естественно предположить, что родственное этой минерализации золотое оруденение генетически связано с этим же магматическим комплексом.

Это предположение подтверждается тесной пространственной и возрастной близостью проявлений золоторудной минерализации и магматических образований амуджикано-шахтаминского комплекса: 1) золоторудные или золото-молибденовые месторождения приурочены к массивам амфиболово-биотитовых гранитоидов амананского подкомплекса или же к массивам гигантопорфировидных гранитов амуджиканского подкомплекса; 2) на территории рудных полей этих месторождений чрезвычайно широко распространены породы малых интрузивных тел и даек гигантопорфировых пород, и ни одно золоторудное проявление не известно вне полей развития этих пород; 3) для районов совместного проявления золотой и молибденовой минерализации, как это установлено М. Б. Бородаевской (1956а, б) и подтверждено наблюдениями авторов, имеет место следующая возрастная последовательность оруденения и интрузивных образований амуджикано-шахтаминского комплекса (от более древних к более молодым образованиям): а) амфиболово-биотитовые гранитоиды амананского подкомплекса, б) интрузивные породы амуджиканского подкомплекса (породы первой и второй фаз подкомплекса, а также гигантопорфировые породы третьей и четвертой фаз, за исключением гибридных порфиров с меланократовым базисом), в) кварцево-молибденитовые жилы и прожилки, г) гибридные порфиры с меланократовым базисом, д) пироксеновые порфириты I, е) кварцево-турмалиновые образования, ж) кварцево-сульфидные золотоносные жилы и прожилки, з) пироксеновые порфириты II, и) прожилки тонкозернистого кварца с карбонатами, сопровождаемые оторочками аргиллизированных пород.

Приведенная возрастная последовательность достаточно убедительно свидетельствует о возрастной и генетической близости золотого оруденения и магматических образований амуджикано-шахтаминского комплекса и, в частности, о сопряженности во времени проявления золоторудной минерализации и внедрения наиболее молодых представителей амуджиканского подкомплекса — пироксеновых порфиритов.

Говоря о генетической связи молибденового и золотого оруденения с амуджикано-шахтаминским магматическим комплексом, мы прежде всего понимаем под этим происхождение всех магматических продуктов комплекса и молибденоносных гидротермальных растворов из единого родоначального магматического очага. При этом источниками ранней «додайковой» молибденовой минерализации были по-видимому остаточные после кристаллизации амфиболово-биотитовых гранитоидов послемагматические растворы и, следовательно, она непосредственно генетически связана с интрузией амфиболово-биотитовых гранитоидов амананского подкомплекса.

Дальнейшее развитие магматического очага приводит к последовательному отделению и внедрению сравнительно небольших порций магматического вещества (малые интрузивные и субвулканические тела, покровы эффузивов и даек амуджиканского подкомплекса). Отделение гидротермальных растворов, образующих кварцевые рудные жилы, непосредственно следует за формированием малых интрузивных и эффузивных тел. Отсюда вытекает, что связь между малыми интрузиями амуджиканского подкомплекса и основным «последайковым» молибденовым оруденением, а также золоторудной минерализацией следует рассматривать как парагенетическую.

Необходимо отметить особую возрастную и пространственную близость проявлений золотого оруденения и гигантопорфировых пород амуджиканского подкомплекса. На тесную связь золоторудной минерализации с гигантопорфировыми породами указывают также общие петрохимические особенности этих пород и постмагматических проявлений, сопровождающих локализацию золотого оруденения. Так, если развитие гигантопорфировых пород характеризуется прогрессирующим возрастанием роли натрия в составе щелочей, то гидротермальные золотоносные растворы также отличаются высоким содержанием натрия, чем и обусловлено интенсивное проявление альбитизации вмещающих пород при формировании кварцево-турмалиновых золотоносных тел.

В то же время известно, что развитие интрузивно-эффузивных образований амуджиканского подкомплекса сопровождается возрастающим значением калия, что также находится в соответствии с высокими концентрациями этого элемента в составе молибденоносных гидротермальных растворов.

По-видимому, золотое оруденение наиболее тесно парагенетически связано с гигантопорфировыми интрузивными породами этого подкомплекса, а молибденовое оруденение — с интрузивно-эффузивными образованиями амуджиканского подкомплекса.

ГЛАВА XI

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ

Современные металлогенические построения для территории Восточного Забайкалья основываются на представлениях С. С. Смирнова (1944) о поясовом распределении рудных комплексов и вытянутости этих поясов в северо-восточном направлении. Концепция С. С. Смирнова разрабатывалась в период, когда в результате бурного развития геологоразведочной практики в Забайкалье был накоплен обширный эмпирический материал о пространственном распределении месторождений и рудопоявлений разных генетических типов и разных металлов. Вместе с тем вследствие недостаточно высокого уровня геолого-петрологических исследований и чрезвычайной трудности хронологического расчленения магматических образований этой территории, в строении которой нормальноосадочные отложения имеют небольшое распространение, эти построения носили чисто металлогенический характер и не могли быть в полной мере связаны с региональными закономерностями развития магматизма.

В результате работы последователей С. С. Смирнова (Билибин, 1945, 1955; Падалка, 1948, 1958 и др.) этот пробел в значительной мере восполнен: вскрыта взаимосвязь главнейших закономерностей тектономагматического и металлогенического развития подвижных зон земной коры; уточнены и детализированы контуры отдельных поясов и всей структуры в целом в пределах подвижной зоны (Кормилицын, 1959), а также рассмотрены вопросы о закономерностях связи рудных комплексов с особенностями тектономагматического развития внескладчатых областей (Красный, 1960).

Последующие детальные работы по расчленению гранитоидов и изучению магматизма Восточного Забайкалья позволили выявить основные закономерности хронологического и пространственного размещения мезозойских магматических комплексов и особенности их металлогенической специализации.

Следует отметить, что мезозойские металлоносные интрузии района характеризуются сходством особенностей их тектонического контроля, морфологии массивов, глубинности формирования, деталей петрохимии и геохимии, распределения и состава породообразующих и аксессуарных минералов. Это обстоятельство позволило прийти к выводам о непрерывно пульсационном развитии мезозойского магматического цикла, о его многоэтапности и преемственности форм проявления и состава продуктов различных этапов.

Особенно отчетливо эта преемственность прослеживается внутри весьма сложного многофазного амуджикано-шахтаминского комплекса, объединяющего как образования собственно интрузивной (аманан-

ский подкомплекс), так и образования интрузивно-эффузивной (амуджиканский подкомплекс) стадий. Общим для подкомплексов является: 1) связь с разрывными тектоническими структурами глубинного характера, имеющими не только северо-восточное, но и северо-западное простирание и прослеживающимися далеко за пределы складчатой области; 2) трещинный характер внедрения; 3) прогрессирующая гипабиссальность, умеренно кислый состав; 4) повышенная щелочность, особенно для поздних членов; 5) резкая неравновесность (зональность) плагиоклаза пород; 6) ортоклазово-анортотитовый характер калиевого полевого шпата и присутствие сфена в качестве главного акцессорного минерала. Вместе с тем развитие тектоно-магматического процесса, в ходе которого имеет место эволюция состава и строения магматического очага, обуславливает возникновение многих признаков различия в строении подкомплексов, в их химизме и особенностях металлоносности. Вследствие этого для перспективной оценки площадей и металлогенического прогнозирования необходимо осуществлять разделение интрузий на металлоносные и непродуктивные, которое в свою очередь неразрывно связано с выяснением их металлогенической специализации.

Представление о металлогенической специализации магм, первоначально высказанное в предположительной форме (Смирнов, 1937), к настоящему времени превращается в твердо обоснованную гипотезу.

В последнее десятилетие, после работ Х. М. Абдуллаева (1950), П. М. Татарина, А. Е. Карякина (1951) и А. Г. Бетехтина (1953), систематическому рассмотрению стали подвергаться вопросы о формах проявления и способах обнаружения металлоносности интрузий, о путях обогащения магм рудными компонентами и источнике рудного вещества, о закономерностях поведения элементов-примесей в породах и минералах и, наконец, о природе металлогенической специализации (Ициксон, 1960; Руб, 1960; Бородаевская, 1958; Изох, 1962; Казыцын и др., 1962; Барсуков, 1963; Таусон, 1963 и многие другие).

Результаты этих исследований позволяют сделать вывод о том, что металлогеническая специализация, обладая многообразием форм проявления в различных геологоструктурных условиях, является одной из сторон сложного процесса дифференциации земного вещества. Для познания металлогенической специализации необходимо рассматривать комплекс явлений, включающих геохимическую специализацию как отдельных провинций, так и различных магматических формаций, а также конкретных интрузивных образований и продуктов постмагматической деятельности. Недопустимым упрощением является простое отождествление металлогенической специализации с повышенным содержанием того или иного элемента в магматических породах, тенденция к чему наблюдается в работах некоторых исследователей.

О ФОРМАХ ПРОЯВЛЕНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ

Наиболее общей формой проявления металлогенической специализации интрузий является наличие рудопроявлений и месторождений, генетически и пространственно связанных с ними. Однако обоснование генетической связи оруденения с интрузиями представляет собой обычно самостоятельную проблему, решение которой на основе одних геологических наблюдений возможно лишь в редких случаях. Так, обычно не вызывает сомнения генетическая связь с магматическими породами высокотемпературной минерализации контактовых грейзенов и других подобных образований. К проявлениям подобного рода в Шилка-Олёкминском районе относится убогая молибденовая минерализация зон кислотного выщелачивания, залегающих всегда в об-

ласти контактов гранитоидов амананского подкомплекса с вмещающими породами.

Однако уже выяснение генетической связи с материнскими породами рудных кварцево-молибденитовых или золотоносных жил и особенно зон окремнения и аргиллизации с эпитермальным оруденением сопряжено с значительными трудностями. В этом случае приходится широко использовать петрохимические, минералогические и геохимические признаки, способные косвенно указать на родство оруденения с теми или иными породами.

Для решения вопроса о геохимических признаках родства между рудными образованиями и магматическими породами необходимо иметь представление о «геохимическом фоне» тех или иных элементов в породах региона. В Северо-Восточном Забайкалье из числа элемен-

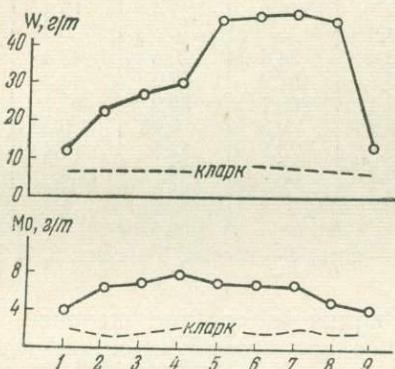


Рис. 31. Характер распределения молибдена и вольфрама в породах

1 — граниты олёкминского комплекса; 2—4 — диориты, граниты, аплиты амананского подкомплекса; 5—8 — диоритовые порфириды, гранит-порфиры, фельзиты, гигантопорфировые граниты амуджиканского подкомплекса; 9 — граниты и кварцевые порфиры нерчуганского комплекса

тов-примесей, характерных для всех магматических пород, выделяются молибден и вольфрам, содержание которых несколько выше обычных кларковых величин соответствующих типов пород. Не говоря уже о мезозойских гранитоидах, в той или иной степени близких к молибденовому оруденению, даже в палеозойских гранитах олёкминского комплекса содержание молибдена и вольфрама ($3,7 \cdot 10^{-4}$ и $11,6 \cdot 10^{-4}$) в 2 раза превышает кларковые значения ($1,6 \cdot 10^{-4}$ и $2,9 \cdot 10^{-4}$), принимаемые для гранитов (Виноградов и др., 1958).

Повышенное количество примеси молибдена и вольфрама в интрузивных породах района свидетельствует об их региональной зараженности этими элементами или о геохимической специализации, прослеживающейся в течение нескольких геологических эпох (рис. 31). Геохимическая специализация, представляя собой одну из форм проявления металлогенической специализации, в основе своего происхождения имеет закономерности дифференциации земного вещества, сохраняющиеся постоянными в течение длительного времени.

Наряду с указанной региональной зараженностью в породах мезозойского возраста и в особенности в гранитоидах молибденоносного аманано-амуджиканского комплекса происходит накопление молибдена и вольфрама. При этом их содержание в 2—4 раза превышает таковое палеозойских гранитов и, что особенно важно, закономерно меняется с изменением главнейших петрохимических характеристик. Это изменение имеет различную направленность и различный характер коррелятивной связи для пород последовательных фаз амананского и амуджиканского подкомплексов.

Для амананского подкомплекса от ранних к поздним фазам происходит увеличение характеристик Q от 5,3 до 22,2, отношения $a : c$ от 2,5 до 6,4 (табл. 50) и соответственно увеличение содержания молибдена от $6,3 \cdot 10^{-4}$ до $7,7 \cdot 10^{-4}$ и вольфрама от $22,2 \cdot 10^{-4}$ до $29,0 \cdot 10^{-4}$ (рис. 32, 33). Параллельно снижению основности пород (уменьшение

Усредненные значения петрохимических характеристик гранитоидов амуджикано-шахтаминского комплекса

	Амананский подкомплекс			Амуджиканский подкомплекс				
	Диориты	Граниты	Аплиты	Диоритовые порфиры	Гранит-порфиры	Фельзиты	Гигантопорфировые граниты	Гибридные порфиры
	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>a</i>	13,2	14,2	14,1	11,2	14,9	14,1	12,8	11,9
<i>b</i>	13,3	4,3	3,6	13,8	3,5	2,6	7,7	13,2
<i>c</i>	5,3	2,9	1,8	6,5	1,9	1,2	3,1	4,0
<i>s</i>	68,4	78,4	80,5	68,5	79,7	82,1	76,3	70,9
<i>a'</i>	—	3,1	—	—	13,5	37,4	13,3	3,1
<i>c'</i>	12,2	—	14,8	4,6	—	—	—	—
<i>m'</i>	42,7	46,9	33,3	48,8	34,6	20,0	43,3	62,3
<i>f'</i>	45,2	50,0	51,9	46,7	51,9	42,6	43,3	34,7
<i>n</i>	66,2	58,3	58,8	66,4	60,1	56,0	57,1	54,0
<i>t</i>	1,1	0,43	0,17	0,9	0,3	0,08	0,36	0,6
φ	19,5	25,0	18,5	19,8	23,1	17,5	12,4	8,3
<i>Q</i>	5,3	25,9	31,0	8,1	27,7	34,8	24,0	14,0
<i>a : c</i>	2,4	4,9	7,8	1,7	4,3	11,7	4,1	3,0

Число анализов: 1 — три, 2 — четыре, 3 — пять, 4 — восемь, 5 — семь, 6, 7, 8 — пять.

b) происходит увеличение роли калия в составе щелочей, однако кривые, отражающие связь между содержанием указанных элементов и величинами *b* и *n*, менее выразительны (рис. 34, 35). Следует заметить, что закономерное возрастание содержания примеси молибдена и

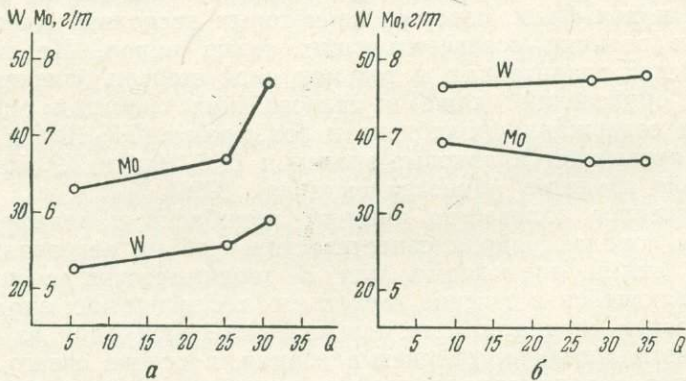


Рис. 32. Характер изменения содержания молибдена и вольфрама в зависимости от петрохимической характеристики *Q* последовательных фаз амананского (а) и амуджиканского (б) подкомплексов

вольфрама в породах с увеличением в них SiO_2 и щелочей известно давно (Санделл и Голдич, 1952; Нокколдс и Митчелл, 1952; Виноградов и др., 1958) и имеет общее геохимическое значение.

Иной характер распределения примесей молибдена и вольфрама и связи его с петрохимическими характеристиками пород последовательных фаз наблюдается в амуджиканском подкомплексе. На основании данных по трем группам пород, характеризующим первые две фазы, видно, что на фоне общего уменьшения основности и увеличения щелочности (увеличение значения *Q* и отношения *a : c*) намечается как будто некоторое снижение содержания молибдена и менее определенно —

вольфрама. Особенно отчетливо эта зависимость видна на кривых, построенных в координатах Mo, W и Q, $a:c$ для диоритовых порфиров, гранодиорит-порфиров и фельзитов (см. рис. 32, 33). С накоплением молибдена и вольфрама в породах поздних фаз амананского подкомплекса, вероятно, связаны и отложения их в зонах контактового выщелачивания. С другой стороны, снижение содержания вольфрама (и

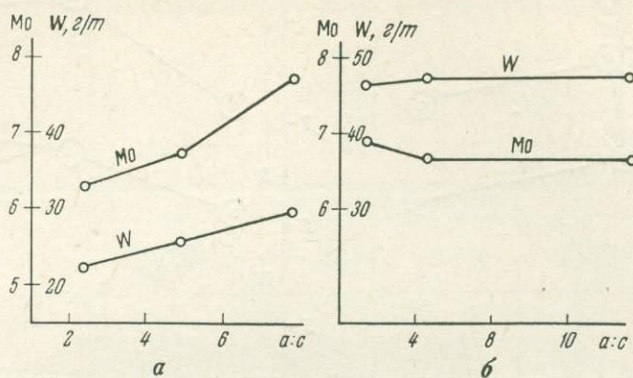


Рис. 33. Характер изменения содержания молибдена и вольфрама в зависимости от петрохимической характеристики $a:c$ последовательных фаз амананского (а) и амуджиканского (б) подкомплексов

отчасти молибдена) в породах второй фазы амуджиканского подкомплекса свидетельствует об обеднении очага рудными компонентами в ходе его эволюции.

Более тонкие особенности металлогенической специализации выявляются на основе анализа соотношений молибдена и вольфрама

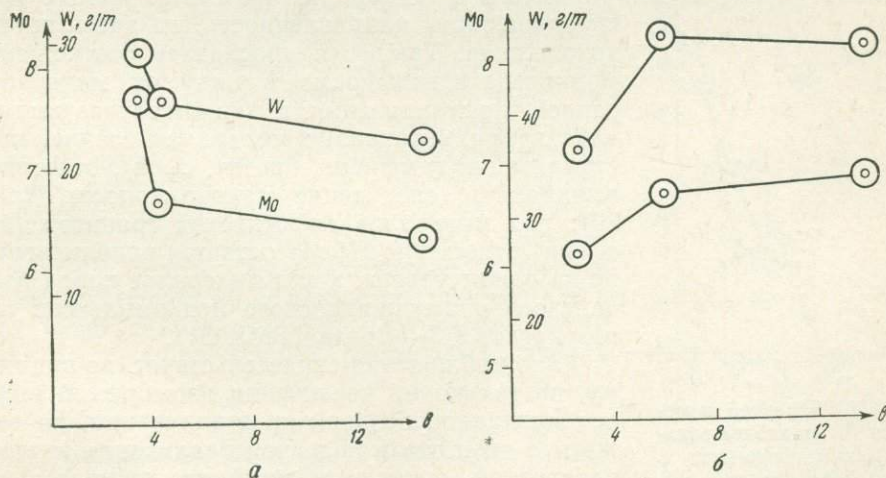


Рис. 34. Характер изменения содержания молибдена и вольфрама в зависимости от петрохимической характеристики b последовательных фаз амананского (а) и амуджиканского (б) подкомплексов

в различных породах и минералах гранитоидов Северо-Восточного Забайкалья. Действительно, если отношение Mo:W в гранитах олёкминского и нерчуганского комплексов составляет приблизительно 0,30, то в породах последовательных фаз амананского подкомплекса оно закономерно меняется от 0,28 до 0,26. Следовательно, в ходе развития амананского подкомплекса на фоне общего увеличения содержания

вольфрама и молибдена наблюдается избирательное накопление первого. Отмеченная тенденция менее четко прослеживается и в амуждиканском подкомплексе, хотя там избирательное накопление вольфрама

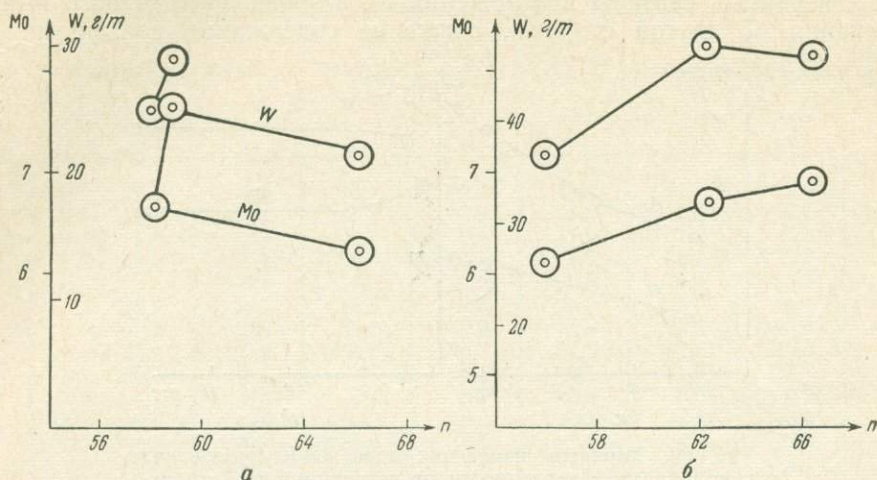


Рис. 35. Характер изменения содержания молибдена и вольфрама в зависимости от петрохимической характеристики n последовательных фаз амананского (а) и амуждиканского (б) подкомплексов

происходит параллельно с общим снижением содержания примеси этих металлов.

Еще более резко избирательное накопление прослеживается при анализе распределения примесей в минералах рассматриваемых гранитоидов, хотя направленность его здесь противоположная. Так, если проследить соотношение молибдена и вольфрама в ряду от минералов ранней кристаллизации (в данном случае плагиоклаз, кварц, ортоклаз) к минералам поздней кристаллизации (амфибол, биотит, сфен), отчетливо выявляются следующие закономерности (рис. 36): для минералов олёкминских гранитов (без сфена) отношение $Mo : W$ остается приблизительно на одном уровне, а для минералов пород амананского и амуждиканского подкомплексов оно возрастает в 3—4 раза (табл. 51).

Это наблюдение свидетельствует, по-видимому, не только об увеличении изоморфной емкости минералов поздней кристаллизации, но также и о том, что в ходе кристаллизации каждой конкретной породы происходит избирательное накопление молибдена в остаточном расплаве или растворе, находившемся в равновесии с породой в момент кристаллизации биотита, амфибола и сфена.

Из сказанного выше вытекает предположение о наличии третьей формы проявления металлогенической специализации, регулируемой кристаллохимическими факторами. Специализация

такого типа, по-видимому, поможет выяснить, почему, несмотря на существенно повышенное, в большей мере чем для молибдена, содер-

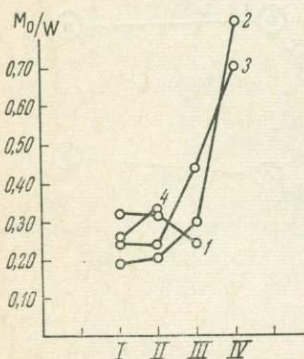


Рис. 36. Характер изменения молибден-вольфрамового отношения в породообразующих минералах и сфене

1 — олёкминский комплекс; 2 — амананский подкомплекс; 3 — амуждиканский подкомплекс; 4 — нерчуганский комплекс. I — кварц и плагиоклаз; II — ортоклаз и микроклин; III — биотит и амфибол; IV — сфен

Характер изменения молибдено-вольфрамового отношения в породах и минералах

	Олёкминский гранит	Амананский подкомплекс			
		Диорит	Гранит	Аплит	
Порода	0,31	0,28	0,26	0,27	
Плагиоклаз и кварц	0,32	0,21	0,20	0,17	
Ортоклаз	0,32	0,22	0,20	0,22	
Биотит и амфибол	0,25	0,41	0,21	0,28	
Сфен	Не опр.	0,90	0,77	Не опр.	
		Амуджиканский подкомплекс			
	Диоритовый порфирит	Гранит-порфир	Фельзит	Гибридный порфир.	Нерчуганский гранит
Порода	0,15	0,14	0,14	0,11	
Плагиоклаз и кварц	0,29	0,25	0,22	0,76 (?)	0,25
Ортоклаз	Не опр.	0,28	0,24	0,18	0,33
Биотит и амфибол	0,20	0,91	Не опр.	0,20	Не опр.
Сфен	Не опр.	0,70	То же	Не опр.	То же

жание вольфрама в гранитоидах амуджикано-шахтаминского комплекса, месторождения последнего отсутствуют.

В заключение необходимо обратить внимание на поведение рудных компонентов в постмагматическом процессе. В метасоматически измененных породах и в околожильном пространстве намечается снижение рассеянного молибдена и других рудных компонентов, происходящее параллельно с глубокими изменениями породообразующей и аксессуарной частей пород. Так, около кварцево-молибденитовых с золотом жил Шилка-Олёкминского района в серицитизированных вмещающих породах параллельно с замещением магнетита мартитом и пиритом заметно снижается содержание рудных компонентов (рис. 37), в то же время содержание элементов-примесей в пирите превышает таковое в магнетите. Это указывает на возможность участия в рудном процессе извлеченных, или «мобилизованных» постмагматическими растворами, элементов.

О ПРИРОДЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ

Изложенные выше наблюдения над характером распределения молибдена и вольфрама в гранитоидах молибденоносного амуджикано-шахтаминского комплекса, а также анализ многочисленных литературных данных (Меликсетян, 1960; Студенникова и др., 1957; Руб, 1960; Изох, 1962; Барсуков, 1963 и др.) о поведении рудных элементов в соответствующих металлоносных интрузиях позволяют приблизиться к выяснению природы металлогенической специализации. В ра-

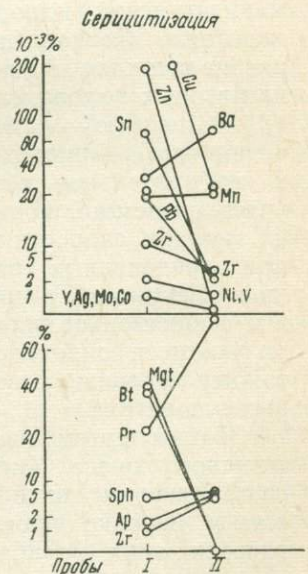


Рис. 37. Характер изменения распределения аксессуарных минералов и элементов-примесей при околорудной серицитизации амананских гранитоидов

I — неизмененный амананский гранит, II — серицитизированный гранит

боте В. Н. Котляра (1955), Ю. В. Казицына и др. (19626) было сформулировано определение, согласно которому сущность металлогенической специализации состоит в способности магм в стадию их образования обогащаться определенными рудными компонентами, а в стадию магматической дистилляции и в ходе отделения гидротермальных растворов отдавать все или часть этих компонентов в зависимости от условий, определяемых в ряде случаев взаимодействием с вмещающими породами. Поэтому при выяснении причин и механизма металлогенической специализации необходимо исходить из условий зарождения магматических очагов и особенностей их развития в пространстве и времени.

В Северо-Восточном Забайкалье размещение мезозойских металлоносных интрузий контролируется системой Шилкинского и Нерчинского глубинных разломов, заложенных еще в домезозойское время и представляющих собой, по-видимому, определенные «швы» в мантии Земли. Происхождение таких швов и их размещение, опираясь на теоретические планетарные исследования (Стовас, 1960; Каттерфельд, 1959), мы склонны связывать с изменением ротационного режима Земли и дифференциацией ее вещества. Дифференциация приводит к концентрации в пределах этих швов на уровне «Мохо» (граница Моховичича) энергоемких продуктов, обуславливающих глубокое преобразование вещества базальтового слоя. Это изменение носит характер, близкий к метасоматическому замещению, происходящему в условиях высоких температур и давления под воздействием сквозьмагматических растворов, или потоков дифференциации. В результате возникают протолитические очаги — места первичной концентрации вещества и энергии, дающие начало как гранитизации и образованию магматических пород, так и разнообразным постмагматическим проявлениям. Становление очага представляет собой сложный процесс, развивающийся в два этапа — прогрессивный и регрессивный, каждый из которых подразделяется на ряд стадий.

В первую — домагматическую стадию прогрессивного этапа развития очага — происходит значительный привнос щелочей, кремнезема и избирательное обогащение тяжелыми элементами тех или иных участков земной коры в зависимости от соотношения масс элементов, их зарядов, скорости вращения и магнитного поля Земли. Иначе говоря, при определенных сочетаниях ротационного эффекта и гравитационной дифференциации в пределах критических линий и точек Земли происходит существенное перемещение вещества и возникают участки, характеризующиеся определенными уровнями внутренней энергии. Каждому такому уровню отвечает определенный набор рудных и петрогенных элементов.

Таким путем происходит геохимическая специализация протолитического очага (металлогеническая специализация первого рода), составляющая специфическую особенность каждого конкретного района и нередко прослеживающаяся на протяжении нескольких геологических эпох. В Забайкалье сквозными элементами являются молибден и вольфрам (Щеглов, 1959), на Дальнем Востоке — олово (Ициксон, 1960), в отдельных районах советского Тянь-Шаня — фтор, в Кураминском хребте — свинец, а в Казахстане (для всех постмагматических проявлений от кембрия до перми) — бор (Абдуллаев, 1960).

Металлогеническая специализация первого рода не разрешает вопрос о связи оруденения с определенным тектоно-магматическим циклом, но она свидетельствует о проявлении в пределах конкретной рудной провинции определенной, свойственной преимущественно ей, минерализации.

Вторая стадия прогрессивного развития протолитического очага характеризуется существенным привносом энергии, общим подъемом изотерм, образованием расплава, подчиненным развитием магмати-

ческой дифференциации, перемещением магматических масс в гипабиссальные уровни, нередко магматической дистилляцией. В эту стадию происходит петрохимическая индивидуализация магматических комплексов, во многом определяющая дальнейшую направленность концентрации одних и рассеяния других элементов. Возникает металлогеническая специализация второго рода — избирательное накопление в очаге отдельных рудных элементов, причем определенным петрохимическим типам пород отвечают определенные комплексы рудных элементов. Так, молибденоносные интрузии различных регионов (Забайкалье, Кавказ, Дальний Восток в СССР; штат Юта в США) и разного возраста (J, Cг, T) обладают исключительной общностью петрохимических признаков (Казицын и др., 1962), несмотря на весьма значительную пространственную и хронологическую их разобщенность.

Металлогеническая специализация второго рода (специализация накопления) свойственна конкретным магматическим комплексам рудных провинций или даже отдельным сложно построенным массивам. Она устанавливается, как было показано выше, на основе исследования поведения рудных компонентов в ходе развития магматического процесса. Специализация второго рода свидетельствует о потенциальной возможности рудоотложения при наличии в позднемагматическую и гидротермальную стадии развития данного комплекса других благоприятных обстоятельств.

В регрессивный этап развития магматического процесса первичный очаг разбивается на несколько дочерних очагов (Бородаевская, 1956, 1958), в системе отмечается общее уменьшение запаса энергии, происходит затухание магматического процесса, резкая дифференциация, обогащение периферических частей вторичных очагов основными компонентами, выход магматического вещества на поверхность и, наконец, активное выделение гидротермальных растворов. В этот этап петрогенетические процессы имеют обратную направленность, вследствие чего характер распределения и законы концентрации рудных компонентов прямо противоположны таковым прогрессивного этапа. На металлогенической специализации это отражается таким образом, что процессы накопления рудных компонентов уступают место процессам их отделения или рассеяния, вследствие чего породы поздних фаз относительно обедняются рудными компонентами. Однако самое главное, что составляет существо металлогенической специализации регрессивного этапа (специализации третьего рода), это избирательное отделение рудных компонентов.

Металлогеническая специализация третьего рода, или способность магматических систем избирательно отделять те или иные рудные элементы, наиболее трудна для выявления. В этом случае о поведении рудных элементов в ходе развития протолитического очага мы можем судить лишь по его магматическим продуктам, обычно предшествующим отделению гидротерм и находящимся в парагенетическом родстве с постмагматическими образованиями.

Однако вторичный протолитический очаг в регрессивную стадию развивается, по-видимому, по тем же закономерностям, что и каждый взятый в отдельности достаточно крупный массив гранитоидов, внедрившийся в прогрессивную стадию. В том и другом случае периферические части такого «тела» обогащаются в результате магматической дифференциации основными компонентами, но в протолитическом очаге эта тенденция усугубляется перемещением уровня магмообразования в направлении базальтового слоя.

На основании указанной аналогии можно принять, что соотношение содержаний рудных компонентов в последовательных продуктах магматической дифференциации отражает их эволюцию в очаге в интересующий нас этап его развития.

Направленность изменения этого соотношения будет определяться величиной окислительного потенциала системы и сродством с кислородом каждого из компонентов. Так, в случае нахождения в расплаве одновременно двух родственных компонентов A и B , при их сродстве к кислороду $P_A < P_B$, в ходе магматической дифференциации и при уменьшении в системе концентрации кислородных ионов компонент B будет накапливаться в расплаве, и отношение $A : B$ в породах последовательных фаз должно возрастать.

Сходный характер изменения этого отношения будет наблюдаться и при кристаллизации каждой отдельно взятой породы или в ходе застывания магматического очага. Компонент B преимущественно должен уноситься в составе ранних дифференциатов или входить в состав минералов ранней кристаллизации, а компонент A — накапливаться в остаточном расплаве и в дальнейшем усваиваться постмагматическими растворами. Указанный характер распределения рудных компонентов может привести к тому, что при изначально повышенном количестве их в магматическом очаге один даст рудные концентрации, а второй будет рассеян, и его примесь в породах и слагающих их минералах окажется больше. Именно из-за этого недопустимо упрощенное понимание металлогенической специализации как простого превышения над кларковым значением содержания рудного компонента в материнских породах.

Таким образом, металлогеническая специализация третьего рода, или специализация избирательного отделения, составляет характерную особенность геохимической эволюции магматических очагов регрессивного этапа их развития. Она регулируется законами магматической дифференциации и кристаллохимическими факторами, определяющими возможность избирательного рассеяния одних компонентов и концентрации других в составе остаточных расплавов или растворов. Специализация третьего рода непосредственно указывает на вероятность рудоотложения и в значительной мере определяет его «металльный» состав.

Указанными типами металлогенической специализации не исчерпывается проблема связи оруденения с материнскими породами и источников рудного вещества. В частности, заслуживает внимания возможность извлечения рудных компонентов в ходе инфльтрации постмагматических растворов. Значение рудного вещества, мобилизованного и извлеченного при метасоматических преобразованиях пород, в общем балансе рудного процесса еще не вполне ясно. Одни авторы (Тугаринов, 1963) отводят этому процессу решающую роль как источнику минерализации, другие (Янишевский и др., 1963), указывая на наличие в околожильном пространстве эндогенных ореолов рассеяния, тем самым дают основание предполагать незначительное участие процессов постмагматической мобилизации в формировании рудных жил.

Приведенные выше наблюдения свидетельствуют о возможности перетолжения рудных компонентов и позволяют сделать вывод о металлогенической специализации гидротермальных растворов. Естественно, что эта возможность полнее реализуется в тех случаях, когда подвергающиеся метасоматозу породы изначально богаты рудными компонентами, и последние присутствуют в благоприятной для выщелачивания форме, будучи сосредоточены преимущественно в минералах, неравновесных с воздействующими растворами. Следовательно, проявление мобилизационной специализации гидротермальных растворов в значительной мере зависит от рассмотренных трех форм металлогенической специализации.

Таким образом, предложенная гипотеза механизма металлогенической специализации, позволяющая проследить поведение рудных компонентов от зарождения магматических очагов до этапа гидротермальной деятельности, объясняет главнейшие особенности распре-

деления элементов-примесей в отдельных металлогенических провинциях, в рудоносных интрузивных комплексах, в породах их различных фаз, в минералах этих пород и в постмагматических растворах.

Металлогеническая специализация представляет собой сложный процесс, являющийся органической частью планетарной дифференциации земного вещества. При этом можно выделить несколько этапов и стадий, каждой из которых соответствует своя форма металлогенической специализации:

1) специализация первого рода (геохимическая форма) составляет специфическую особенность регионов и прослеживается через ряд геологических эпох;

2) специализация второго рода (петрохимическая форма) является характерным свойством металлоносных в отношении того или иного элемента интрузий разобщенных, но сходных по условиям развития интрузивных комплексов различного возраста;

3) специализация третьего рода (кристаллохимическая форма) состоит в способности остаточных расплавов и растворов усваивать и выносить из магматического очага определенную группу рудных элементов;

4) специализация четвертого рода (мобилизационная) представляет собой способность гидротермальных растворов при взаимодействии с вмещающими породами усваивать определенные рудные элементы, а в благоприятной физико-химической и структурной обстановке сбрасывать свой груз. Возможность рудоотложения определяется сочетанием в конкретных геологических условиях полноты проявления всех форм металлогенической специализации с благоприятными структурными условиями.

ГЕНЕЗИС ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Вопросы условий возникновения, механизма формирования, времени и места образования гранитов особое значение имеют для Забайкалья, «классического района развития гранитоидов и связанной с ними металлогении» (Смирнов, 1944). Столь широкое и полное проявление мезозойского магматизма на территории Шилка-Олёкминского района придает полученным при его изучении выводам общее петрологическое значение. Помимо полноты проявления процессов становления магматических комплексов, благоприятным фактором является также частое залегание в Шилка-Олёкминском районе мезозойских гранитоидов в достаточно однородной по составу и физическим свойствам среде — в гранитах олёкминского комплекса. Результаты изучения петрологических, минералогических, геохимических и металлогенических особенностей гранитоидов Северо-Восточного Забайкалья, сопоставление наших наблюдений с выводами других исследователей Забайкалья (Лучицкий, 1950; Арсеньев, Нечаева, 1951; Бородаевская, Шмидт, 1956; Бородаевская, 1956; Козеренко, 1956; Сидоренко, 1961), а также исследователей Кавказа (Афанасьев, 1955), Казахстана (Коптев-Дворников, 1955; Коптев-Дворников и Полквой, 1956) и других районов (Половинкина, 1950; Кузнецов, 1951), основные экспериментальные данные и наиболее надежные теоретические предпосылки позволили наметить схему естественного развития процессов образования гранитоидов и, исходя из нее, обобщить взгляды исследователей на рациональную классификацию и номенклатуру этих процессов. Для большей четкости изложения рассмотрим условную схему магматического процесса, выведенную на основе анализа обширного материала современных исследований, освещающих проблемы развития земной коры в различных регионах СССР, а затем приведем в обобщенном виде материал по Северо-Восточному Забайкалью, определив при этом степень его соответствия этой общей схеме.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ВЕЩЕСТВА ЗЕМНОЙ КОРЫ

В настоящее время (Белоусов, 1954; Личков, 1960; Кропоткин, 1955) широким признанием пользуется метеоритная космогоническая теория образования планет (Шмидт, 1950), одним из важнейших звеньев которой является представление об изначально твердом субстрате Земли. Основные следствия этой теории еще недостаточно используются геологами, особенно при петрологических построениях. Так, до сих пор петрологи еще не обратили должного внимания на то обстоятельство, что в основе спора между плутонистами и непуни-

стами лежит по существу космогоническая теория (Личков, 1960; Половинкина, 1957; Соболев, 1957), и является он результатом одностороннего использования в геологии теории Канта — Лапласа. Действительно, в этом историческом споре сторонники магматического происхождения горных пород опирались на предпосылку о неизбежности прохождения Землей стадии огненно-жидкого состояния, а следовательно, о первичном существовании магм (протогранит). Вопрос только сводился к тому, была ли это одна основная магма (Боуэн, 1937; Хитаров, 1961) или их было две (Левинсон-Лессинг, 1931). В свете данных метеоритной теории образования Земли противоречия между крайними точками зрения среди сторонников петрогенической концепции по существу исчезли, как исчезло понятие о первично-жидком состоянии Земли и последующем ее остывании. Более того, в значительной степени сгладились и противоречия между основными положениями указанных течений в теории петрогенеза.

Действительно, если расплавленное состояние участков земной коры не остаточное от огненно-жидкого состояния Земли явление, а представляет собой результат разогрева в местах избирательной концентрации радиогенного тепла, то очевидно, что главное внимание следует сосредоточить на путях и способах дифференциации вещества еще в твердом состоянии. Механизм этой дифференциации, вероятно, не столь примитивен, как простое обтекание пластичным при повышенной температуре железом менее пластичных каменных глыб (Шмидт, 1950). Сущность его определяется ионным перераспределением и имеет много сходного с процессами, протекающими в зонах ультраметаморфизма. Такая дифференциация, очевидно, происходила не в жидком или газовом состоянии, а следовательно, должны были быть какие-то особые факторы переноса и условия для перемещения вещества без изменения его агрегатного состояния.

В качестве активных факторов переноса и перераспределения вещества в условиях сохранения изначально твердого состояния Земли указываются гранитизирующие эманации (Николаев, 1953) или сквозьмагматические растворы (Коржинский, 1955).

Областями концентрации и перемещения восходящих потоков вещества и энергии являются глубинные разломы, захватывающие не только земную кору, но и мантию. Гранитизирующие эманации зарождаются на большой глубине, соизмеримой с глубиной глубокофокусных землетрясений. В этом смысле можно согласиться с существующим мнением о глубинном заложении источника магмообразования. Однако энергетическая разрядка потоков дифференциации происходит, по всей вероятности, в зонах резкой смены физических свойств земной коры, имеющих место в поверхностях разграничения различных оболочек Земли. Гранитизирующие растворы или потоки дифференциации обуславливают возникновение сложных физико-химических систем, развивающихся в таких условиях и при таких термодинамических параметрах, что они лишь в частных случаях подходят под определение расплавов, растворов или газов в обычном понимании этих состояний. Места локализации этих систем удобнее называть очагами первичного образования однородных пород, или «протолитическими очагами», подчеркивая этим, что магматические расплавы в пределах таких очагов возникают лишь в определенные стадии их развития и являются лишь отдельными звеньями в цепи взаимодействующих состояний. Условия возникновения, направленность развития и эволюции этих сложных физико-химических систем объединены строгими закономерностями планетарного порядка. Эти закономерности либо еще ждут своего выявления, либо находятся в стадии обсуждения (роль ротационного режима и дифференциация подкорового вещества Земли).

При этом необходимо отметить, что возникающие в процессе дифференциации Земли рассеянные потоки вещества и энергии (потоки дифференциации) концентрируются в ослабленных зонах глубинных разломов, поднимаются в верхние ярусы и, достигая уровней смены условий, вызывают образование протолитических очагов. Потоки дифференциации рождаются в глубинных зонах Земли, а протолитические очаги, как показывает анализ результатов сейсмического изучения земной коры и протекающих в ней процессов (Кропоткин, 1955; Горшков, 1956), возникают в пределах поверхности «Мохо» или на границе базальтового и гранитного слоев.

СТАДИЙНОСТЬ РАЗВИТИЯ ПРОТОЛИТИЧЕСКОГО ОЧАГА

В развитии протолитических очагов (Билибин, 1940) выделяется два основных этапа, которые и определяют процесс формирования интрузивных и, в частности, гранитоидных комплексов.

Первый этап характеризуется прогрессивным развитием, т. е. привносом вещества и энергии, а также глубоким изменением состава участков развития очагов. Для второго этапа характерны регрессивное направление развития, прекращение привноса из подкоровых частей Земли вещества и энергии, опускание изотерм, уменьшение размеров очага, резкая дифференциация и, наконец, постмагматическая деятельность.

Прогрессивный этап развития протолитического очага подразделяется на две стадии: домагматическую и раннемагматическую.

В домагматическую стадию происходит постепенное изменение состава нижних горизонтов земной коры под воздействием потоков дифференциации (гранитизирующих растворов), приносящих энергию в виде тепла, летучих компонентов, щелочей и связанных с ними веществ. Развитие очага происходит по законам гранитизации, в твердом состоянии без потери сплошности пород, сопровождается общим выравниванием состава, незначительным обогащением лейкократовыми компонентами участков, прилегающих к зонам проникновения потоков дифференциации, и, наконец, приближением состава к эвтектическому для данной системы. Для стадии в целом более характерны процессы накопления вещества и энергии, а также тенденция рассеяния тяжелых элементов.

Магматическая стадия охватывает второй период прогрессивного этапа, когда в результате накопления энергии, общего выравнивания состава, приближения его к эвтектическому происходит нарастающий процесс расплавления отдельных частей очага и зарождения магматического бассейна. На фоне общего подъема изотерм и активно протекающего рассеяния энергии и вещества, составляющих сущность прогрессивного этапа, происходит дифференциация, которая, хотя и имеет подчиненное значение (Григорьев, 1946), но приводит к некоторому обогащению лейкократовыми компонентами периферических частей очагов. Это магматическая дифференциация первого рода, она развивается в течение всей стадии. Существуют и другие причины, приводящие к усилению в эту стадию процесса обогащения очага и особенно его верхних частей лейкократовыми компонентами. Это, во-первых, продолжающийся привнос щелочей и лейкократовых компонентов из подкоровых областей и, во-вторых (что особенно важно), общее перемещение всего очага в направлении сиалической оболочки (Билибин, 1940; Изох, 1958).

Однако в верхних горизонтах земной коры вследствие горообразовательных движений создаются условия для возникновения как магматических продуктов развития протолитических очагов, так и глубин-

ных гранитизирующих эманаций. При этом, поскольку «трещины не могут проникать сквозь жидкое вещество» (Билибин, 1940), первые порции магматического материала должны иметь более основной состав, последующие — все более кислый. Протолитический очаг в этот период не связан с поверхностью, вследствие чего система остается закрытой, надкритические явления еще не происходят, и обособившиеся массы расплава уносят с собой соответствующую часть летучих компонентов. Этот насыщенный летучими расплав способен активно воздействовать на окружающие породы, приводя к глубоким контактовым изменениям, нередко относящимся к категории явлений типа магматического замещения.

Обособившиеся от протолитического очага массы лишь в первое время характеризуются прогрессивным развитием, затем происходит их постепенное остывание, сопровождающееся локальной дифференциацией, отделением надкритической фазы, кристаллизацией и т. д. Очевидно, что время, необходимое для внедрения, дистилляции, кристаллизации и остывания таких магматических масс, должно быть достаточно длительным. Внедрение последующих фаз обычно происходит уже после окончания формирования предыдущих, хотя наблюдаются и случаи поступления новых порций до окончания кристаллизации предыдущих фаз (так называемые дополнительные интрузии) (Коптев-Дворников, 1955). Так обычно возникают магматические серии трехчленного строения (диорит — гранит — аляскит) (Афанасьев, 1955; Коптев-Дворников, 1955, 1956, 1958; Кузнецов, 1955).

После отделения последних порций магматического вещества в оставшемся материале протолитического очага происходят критические явления, если к этому моменту условия благоприятствовали накоплению достаточного количества летучих. Несколько раньше или параллельно с отделением надкритических фаз происходит внедрение даек жильных гранитов и аплитов. Как исключение, возможен выход магматического вещества на поверхность (Дзевановский, 1958), образование субвулканических штоков или излияний, последовательность в которых также сохраняется от основных к кислым (Соловьев, 1950). Отделяющаяся в этот этап становления гранитоидов надкритическая фаза способна активно воздействовать на вмещающие породы, осуществляя высокотемпературный метасоматоз ранней щелочной стадии, (фельдшпатизация, гранитизация и пр.), кислотной стадии (грейзенизация, скарнирование и др.) (Коржинский, 1955).

Указанными явлениями исчерпывается прогрессивный этап развития протолитического очага, в ходе которого возникают серии пород все более уменьшающейся основности. Каждая фаза таких серий характеризуется постоянным энергетическим уровнем, повышающимся от начальных фаз к поздним (Казицын, 1962), что лишний раз подтверждает восходящий характер первого этапа развития протолитического очага.

Второй — регрессивный этап развития очага также подразделяется на две стадии: магматическую и постмагматическую.

Магматическая стадия регрессивного этапа характеризуется общим сокращением запаса энергии, уменьшением размеров очага или разделением его на ряд реликтовых, «дочерних» очагов, постепенным перемещением последних в направлении симатической оболочки и резкой дифференциацией. Общее сокращение запаса энергии в очаге является не столько следствием уменьшения ее привноса, который, будучи связан с постоянно протекающей дифференциацией, несомненно, еще продолжается, хотя в связи с изменением агрегатного состояния вещества в пределах очага перестает быть концентрированным, но главным образом представляет собой результат отсутствия в системе

экзотермических реакций и увеличивающейся теплоотдачи. Сокращение запасов энергии — это первопричина всех тех сложных явлений регрессивной стадии развития очага, которые приводят в конечном итоге к формированию пестрых серий жильных пород гидротермальных образований и оруденения.

Уменьшение размеров очага является первой реакцией системы на уменьшение запасов энергии, первым проявлением начинающегося остывания очага. В дальнейшем происходит кристаллизация апикальных частей очага и перемещение фронта магмообразования в направлении базальтового слоя, что приводит к прогрессирующему увеличению его основности. Весьма важной отличительной чертой регрессивного этапа следует считать резкую дифференциацию, которая «является характерной особенностью остывающих магм» (Билибин, 1940).

Резкая дифференциация представляет собой проявление принципа Лешателье о преобладании в системе реакций, противодействующих смещению равновесия, т. е. постепенному остыванию периферических частей очага и обогащению их более теплоемкими составляющими, более основными компонентами.

Горообразовательные процессы, процессы воздымания, характерные для прогрессивного этапа (Изох, 1961), в этот период имеют подчиненное значение или отсутствуют; среди тектонических движений преобладают глыбовые перемещения, возникают разломы глубокого заложения, обуславливающие резкое смещение равновесия внутри очага и вывод магматического вещества на дневную поверхность. Происходит формирование гипабиссальных и экструзивных образований и нередко связанных с ними эффузивов. Разделение протолитического очага на изолированные, залегающие на разной глубине дочерние очаги, имеющие сходные петрохимические особенности, но развивающиеся различными путями, приводит к появлению нескольких интрузивно-эффузивных серий пород, для которых в целом характерны последовательность от кислых к основным и весьма сложные и противоречивые взаимоотношения (Бородаевская, 1956). Эти породы известны под названием даек второго этапа (Коптев-Дворников, 1955, 1956), малых интрузий (Бородаевская, 1955, 1956) или послегранитовых даек (Изох, 1958). Подобная же последовательность, свойственная эффузивам многих областей (Соловьев, 1950), свидетельствует о более глубоком проникновении поздних разломов (Дибров, 1956) и подтверждает вывод о поступлении таких магм из остывающего очага.

Верхний структурный ярус, находившийся перед внедрением образований второго этапа в условиях воздымания, испытывает интенсивную эрозию, в результате которой уничтожается кровля массивов первого этапа, локализовавшихся в условиях средних глубин. Магматические продукты второго этапа, внедряющиеся в приповерхностные охлажденные участки земной коры, характеризуются неравновесностью состава, наличием порфирировых структур, анортоклазовым характером калиевого полевого шпата, резкой зональностью плагиоклаза, наличием реакционных взаимоотношений между минералами (Бородаевская, 1956; Изох, 1958).

Преобладающими формами внедрения являются трещинные и центральные. Те и другие имеют небольшую площадь в горизонтальном сечении, измеряющуюся единицами и десятками квадратных километров. То обстоятельство, что протолитический очаг разбивается на ряд мелких (дочерних) очагов при обилии глубоких трещинных тектонических нарушений, приводит к большой рассредоточенности внедрений второго этапа по сравнению с первым (Коптев-Дворников, 1955). Количество внедрений оказывается столь значительным, что их суммарная площадь выходов на дневную поверхность в отдельных местах достигает 60% от общей площади (Бородаевская, 1956).

В тех случаях, когда остаточные очаги располагаются на различной глубине в одном и том же районе и функционируют независимо, возможны отклонения от общей направленности в развитии серий и нарушение нормальной последовательности внедрения даек и излияния эффузивов.

Глубокая дифференциация продуктов второго этапа проявляется не только в образовании пестрых серий даек (от фельзитов до энстатитовых порфиритов), но и в образовании различных рудных комплексов, т. е. в отчетливой металлогенической специализации серий. На фоне общей металлогенической специализации, свойственной комплексу в целом, каждая из серий второго этапа обладает некоторыми чертами различия, проявляющимися в преобладании того или иного компонента.

Постмагматическая стадия регрессивного этапа начинается еще до внедрения последних магматических дифференциатов. Явлений магматической дистилляции в этот период не происходит или они нехарактерны, хотя наблюдения над современными извержениями показывают, что расплавы содержат значительное количество газовой фазы (Набоко, Сильниченко, 1959; Аверьев и др., 1961). Гранитизация, происходящая в связи с образованием магматических продуктов второго этапа, также нехарактерна. Имеющиеся указания о проявлении гранитизации, связанной с гипабиссальными интрузиями (Доломанова, 1956), скорее относятся к первому этапу становления магматического комплекса.

Отделение (высачивание) гидротермальных растворов происходит после кристаллизации каждого конкретного вторичного очага, но до полного прекращения магматической деятельности в соседних очагах. Вследствие этого наряду с обычным наиболее поздним положением оруденения в пределах сложных рудных узлов имеются, правда, довольно редкие, случаи пересечения гидротермальных образований жильными магматическими породами (Полякова, 1946; Туровский, 1959).

Постмагматическая стадия характеризуется регрессивным развитием, носит ярко выраженный гидротермальный характер и наибольшей интенсивности достигает в ходе кристаллизации реликтовых очагов, когда происходит массовое «высачивание» гидротермальных растворов. В эту стадию образуются кварцево-сульфидные рудные жилы и около них оторочки измененных пород. Из реакций метасоматических околорудных процессов преобладают экзотермические, стремящиеся компенсировать уменьшение тепла в системе и обуславливающие околожильную ортоклазизацию, окварцевание, серицитизацию, хлоритизацию, аргиллизацию, карбонатизацию, цеолитизацию и другие преобразования.

ПОЛНОТА ПРОЯВЛЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ГРАНИТОИДОВ

Намеченная схема становления магматических комплексов редко реализуется во всей ее полноте. Поэтому знание главнейших закономерностей развития комплексов совершенно необходимо для прогнозирования условий и возможностей проявления или выпадения тех или иных стадий и фаз (особенно постмагматических). Как известно (Николаев, 1953), магматические системы могут развиваться различно. Известны случаи, когда магматическая дистилляция не проявляется, и породы оказываются аномально обогащены продуктами кристаллизации расплавов, богатых летучими и рудными компонентами (Гинзбург, 1954; Williams a. o., 1956). В случае раннего отделения магматических масс от протолитического очага образовавшиеся вновь магма-

тические камеры могут продолжать развиваться независимо, что приведет к их самостоятельной дифференциации и отделению надкритических и гидротермальных растворов.

Гранитизация в числе процессов становления комплексов может проявляться как на ранних стадиях формирования протолитических очагов, так и во время отделения надкритических растворов и активного воздействия их на окружающие породы. Магматическое замещение ранних стадий проявляется с большей или меньшей интенсивностью в зависимости от характера глубинных эманаций (Коржинский, 1952), которые в условиях умеренных температур и при пересыщенности летучими и щелочами производят преимущественно гранитизацию, а в случае недостатка летучих и щелочей при высокой температуре и давлении — преимущественно реоморфизм. Наличие или отсутствие поздней гранитизации определяется не столько обилием надкритической фазы, сколько содержанием щелочей в протолитическом очаге и в продуктах дистилляции. Теми же причинами определяется и возможность проявления ассимиляции, несомненно имеющей место на стадиях магматического развития протолитического очага, но не играющей обычно существенной роли в обогащении периферических частей очага фемическими компонентами, а надкритической фазы — рудными элементами.

Магматическая стадия прогрессивного этапа составляет наиболее существенную часть петрорудного цикла (в понимании Н. М. Успенского, 1965) и проявляется обычно полно и повсеместно. Однако формы ее проявления зависят в значительной мере от тектонических факторов и характера вмещающей среды, определяющих условия локализации массивов. Последнее еще в большей мере относится к продуктам регрессивного этапа развития петрорудного цикла, широта распространения и форма нахождения которых в наибольшей мере зависят от тектонических условий среды и глубины эрозионного среза.

СХЕМА ПЕТРУРУДНОГО ЦИКЛА И МАГМАТИЗМА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Намеченная схема развития магматического или, точнее, петрорудного процесса, согласно которой явления гранитизации, реоморфизма, магматизма, вулканизма и постмагматической деятельности рассматриваются как закономерные звенья одного процесса, основывается на данных многих исследователей в различных регионах и в особенности на наблюдениях авторов в Северо-Восточном Забайкалье. Следует заметить, что соответствие полученного в результате наблюдений материала этой схеме зависит в значительной мере от сочетания благоприятных условий и полноты проявления каждого конкретного «петрорудного цикла».

В Северо-Восточном Забайкалье, как было показано выше, распространены породы трех магматических комплексов: олёкминского, амуджикано-шахтаминского и нерчуганского. При формировании, вероятно, проявились все стадии петрорудного цикла, однако мы наблюдаем на современном эрозионном срезе для каждого комплекса различные фации пород. Так, для наиболее древнего в районе — олёкминского комплекса гранитоидов фиксируются главным образом породы домагматической и раннемагматической стадий процесса. На дневную поверхность выходят породы, образовавшиеся преимущественно на месте, отвечающие глубоким частям протолитического очага и занимающие площади до нескольких тысяч квадратных километров. Характерны процессы гранитизации и реоморфизма; породы регрессивного этапа (малые интрузии, эффузивы, а также метасоматические

образования и рудные жилы) отсутствуют. Состав пород весьма однороден на больших площадях, элементы-примеси распределены равномерно. Породы этой стадии прогрессивного этапа развития петrorудного цикла отвечают абиссальной фации согласно существующим классификациям (Усов, 1932; Афанасьев, 1955).

В отличие от олёкминского, амуджикано-шахтаминский комплекс весьма полно представлен на дневной поверхности породами конца прогрессивного и породами регрессивного этапов. Действительно, для прогрессивного этапа характерны трещинные массивы, имеющие площадь выхода в несколько сот квадратных километров, образовавшиеся преимущественно путем внедрения и дифференцировавшиеся *in situ* от гранитов в центральных частях до диоритов в контактах. Образование прогрессивного этапа развития амуджикано-шахтаминского комплекса, объединенные в самостоятельный амананский подкомплекс, формировались в несколько фаз и представлены серией пород уменьшающейся основности. Для подкомплекса в целом процессы концентрации тяжелых элементов не характерны, как не характерны и постмагматические процессы, ограничивающиеся лишь формированием зон контактового выщелачивания. Эти зоны возникли в регрессивный период развития каждого конкретного массива и поэтому находящаяся в них рудная минерализация генетически связана с каждым конкретным массивом. В составе подкомплекса жильные породы, а тем более субвулканические образования, распространены незначительно.

Регрессивный этап развития амуджикано-шахтаминского петrorудного цикла проявился также весьма полно и представлен на современной дневной поверхности несколькими сериями пород нередко увеличивающейся основности. Эти породы обычно залегают в виде меньших по размеру тел по сравнению с образованиями первого этапа (штоки, дайки, покровы) и более четко контролируются глубинными тектоническими структурами расколочного типа. Породы повсеместно несут признаки внедрения, т. е. образовались явно не на месте современного залегания. Изменение состава от центральных к периферическим частям тел почти не наблюдается как из-за небольших их размеров, так и из-за быстроты кристаллизации (порфиоровые структуры). Среди пород подкомплекса преобладают образования экструзивной и эффузивной фаций.

Весьма полно проявлена постмагматическая стадия развития петrorудного процесса и концентрация тяжелых элементов, в ходе которой образуются многочисленные рудные жилы, сопровождаемые околожильными зонами измененных пород. Продукты постмагматической деятельности находятся в родственной связи с каждой стадией развития подкомплекса (или с каждой серией пород, отвечающих одной фазе) и в парагенетическом родстве с каждым конкретным интрузивным штоком, дайкой и т. д.

Первая и вторая фазы амуджиканского подкомплекса характеризуют регрессивный этап развития цикла. Формировались они в сближенные интервалы времени, имея своими корнями различные дочерние очаги протолитического очага, давшего амананский подкомплекс. Постмагматическая деятельность, связанная с первой фазой, началась после формирования большинства пород второй фазы, но до полного прекращения магматической деятельности. Следует заметить, что для пород некоторых серий, относимых к регрессивному этапу, иногда наблюдается прямая последовательность развития (от основных к кислым), что не укладывается в приведенную схему и требует дополнительного объяснения.

Третий магматический комплекс — нерчуганский — наиболее полно представлен на современном срезе образованиями поздних фаз (т. е. регрессивного этапа) — эффузивами и их туфами, а массивы гранитов,

относимые к прогрессивной стадии развития, в его составе сравнительно редки. В зоне контактов этих массивов достаточно обычны ортоклазовые метасоматиты. Постмагматическая стадия регрессивного этапа проявилась широко, но преобладают среди постмагматических продуктов эксгальационно-гидротермальные и эксгальационно-осадочные образования. В целом намеченная выше схема петрорудного цикла на примере нерчуганского комплекса также хорошо выдерживается.

КЛАССИФИКАЦИОННЫЕ ПРИЗНАКИ ПЕТРОРУДНЫХ ЦИКЛОВ

Изложенные представления о последовательности и главных этапах формирования гранитоидов позволяют приблизиться к выработке рациональной классификации процессов их образования. Так, естественно процесс формирования магматических комплексов подразделять на два главных этапа (прогрессивный и регрессивный), которым отвечают свои природные ассоциации пород. Двухэтапность формирования комплексов признается многими исследователями. Некоторые исследователи выделяют главную интрузивную фазу, дополнительные интрузии, дайки первого этапа и дайки второго этапа (Коптев-Дворников и др., 1955, 1956, 1958). Далее, согласно уже существующим представлениям (Афанасьев, 1955; Кузнецов, 1949), выделяются фации магматических пород: абиссальная, гипабиссальная, экструзивная. Абиссальная и частично гипабиссальная фации свойственны первому этапу; экструзивная и эффузивная фации характерны для второго этапа, но иногда они могут проявиться в связи с жильными образованиями первого этапа.

В целом отличительными чертами первого этапа являются: а) прямая последовательность развития от основных пород к кислым (прогрессивная форма); б) региональное распространение и выдержанность корреляционных признаков для больших территорий; в) локализация массивов на средней глубине (наличие абиссальной и преобладание гипабиссальной фаций); г) подчинение пространственного размещения массивов тектоническому контролю (разломы глубокого заложения, места их пересечения); д) формирование в несколько фаз, часто трехчленность строения: габбро—диориты—граниты или диориты—граниты—алюситы), наличие дополнительных интрузий и жильной серии; е) зональное строение массивов, умеренная дифференциация, трещинный характер массивов гипабиссальной фации; ж) проявление постмагматической деятельности в форме воздействия надкритических растворов (калципатизация и гранитизация, скарнирование, грейзенизация и др.).

Для второго этапа характерны следующие особенности: а) преимущественно обратная последовательность развития; б) местные незначительные отклонения петро- и геохимических свойств пород отдельных небольших по размеру тел на фоне общего сходства (результат развития разобщенных вторичных очагов); в) наличие гипабиссальной и преобладание экструзивно-эффузивной фаций; г) увеличение роли разломов глубокого заложения в локализации магматических масс; д) полисерийность комплекса, параллельное развитие серий, сложность взаимоотношений; е) весьма глубокая дифференциация, наличие переходных разностей; ж) интенсивное проявление постмагматической деятельности в форме гидротермальных процессов жильного образования и процессов околожильных изменений; з) преобладание среди постмагматических процессов экзотермических реакций, ярко выраженные явления концентрации тяжелых элементов.

В целом образования первого и второго этапов представляют собой полный петрорудный комплекс, содержание которого достаточно

близко к «магматическому комплексу» в понимании Г. Д. Афанасьева (1953, 1955).

Время формирования комплекса обычно достаточно велико. Есть указания на формирование отдельных комплексов в течение 30—50 млн. лет (Афанасьев, 1957; Фирсов, 1959), т. е. в течение почти целого геологического периода. Материалы по Северо-Восточному Забайкалью также указывают на длительное (до 20—40 млн. лет) формирование некоторых комплексов.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с интрузиями. Изд. АН УзССР, 1950.

Абдуллаев Х. М. О петрометаллогенетических рядах магматических пород и эндогенных месторождений. «Сов. геол.», № 5, 1960.

Аверьев В. В., Набоко С. И., Пийп В. И. Современный гидротермальный метаморфизм в областях активного вулканизма. Докл. АН СССР, т. 137, № 2, 1961.

Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. Краткий очерк вулканизма Удинско-Хилокского междуречья. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 128, серия геол., № 49, 1951.

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Госполитиздат, 1941.

Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В. [и др.]. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. Изд. АН СССР, 1937.

Афанасьев Г. Д. Материалы к проблеме происхождения гранитов в свете данных по гранитоидам некоторых областей СССР. Тр. Ин-та геол. наук, № 148, серия петрограф., № 44, 1953.

Афанасьев Г. Д. Проблема гранитоидов и некоторые вопросы связанной с ними металлогении. В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд. АН СССР, 1955.

Афанасьев Г. Д. О кайнозойском магматизме Кавказа и о некоторых итогах определения абсолютного возраста кавказских пород К-Аг методом. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1957.

Афанасьев Г. Д. Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. Изд. АН СССР, 1960.

Барсуков В. Л. О металлогенетической специализации гранитоидных интрузий. «Химия земной коры», т. 2. Изд. АН СССР, 1963.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.

Бетехтин А. Г. О генетической связи гидротермальных образований с интрузиями. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. АН СССР, 1953.

Билибин Ю. А. О генезисе щелочных пород. «Зап. Всеросс. минер. об-ва», ч. 69, вып. 2-3, 1940.

Билибин Ю. А. О роли батолитов в золотом оруденении. Докл. АН СССР, т. 50, 1945.

Билибин Ю. А. Металлогенетические провинции и металлогенетические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.

Бородаевская М. Б. Некоторые вопросы геологии, петрогенезиса и металлогении малых интрузий поздних этапов развития тектоно-магматического цикла. В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. I Всесоюз. петрогр. совещ. Изд. АН СССР, 1955.

Бородаевская М. Б. Некоторые особенности петрогенезиса формации малых интрузий послевержнеюрского возраста в одном из районов Восточного Забайкалья. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1956.

Бородаевская М. Б. Некоторые петрогенетические особенности золотоносных магматических формаций и типы связанных с ними золоторудных месторождений СССР. Материалы II Всесоюз. петрогр. совещ. Ташкент, 1958.

Бородаевская М. Б., Петровская Н. В., Андреева М. Г., Шмидт А. И. Геология, петрология и минералогия золоторудного поля Ключи в Восточном Забайкалье и оценка его перспектив. Сб. аннотаций науч.-исслед. работ (Центр. ин-т информ.), 1950—1955 гг., ч. 1. М., 1957.

Бородаевская М. Б., Шмидт А. И. Некоторые вопросы генезиса порфировых пород Восточного Забайкалья. Тр. НИГРИЗолото, вып. 21, 1956.

Бсуэн И. А. Общая история магматической дифференциации в кратком изложении. В сб. «Геология рудных месторождений Западных штатов США». ОНТИ, 1937.

Виноградов А. П., Вайнштейн Э. Е., Павленко Л. И. Вольфрам и молибден в изверженных горных породах (к геохимии вольфрама). «Геохимия», № 5, 1958.

Вознесенский В. А. Геологические исследования бассейнов среднего течения Нерчи и Куэнги и верховьев Олёкмы. Спб., 1911.

Волостных Г. Т., Наковник Н. И., Розенцвит А. О., Климова М. С. Замечания к статье Ю. В. Казицына и Г. В. Александрова «О метасоматической зональности при аргиллизации гранит-порфиров околорудных тел. В сб. «Геология рудных месторождений». Изв. АН СССР, № 6, 1960.

Гинзбург А. И. О минералого-геохимических индикаторах и их значении при поисках руд редких металлов в пегматитах. Докл. АН СССР, т. 98, № 2, 1954.

Горшков Г. С. О глыбине магматического очага Ключевского вулкана. Докл. АН СССР, т. 106, № 4, 1956.

Григорьев Д. П. Опыт систематики и терминологии элементарных процессов магматической дифференциации. Юбил. сб., посвящ. акад. Д. С. Белянкину. Изд. АН СССР, 1946.

Дзевановский Ю. К. Геология западной окраины Станового хребта. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1, 1958.

Дибров В. Е. Стадии формирования гранитных интрузий на примере одного плутона. «Пьезооптическое кристаллосырье», № 1, 1956.

Доломанова Е. И. К вопросу об ассимиляции и гранитизации песчано-сланцевых пород гранитными интрузиями гипабиссального типа. «Сов. геол.», № 51, 1956.

Дэли Р. Изверженные породы и глубины земли. ОНТИ, 1936.

Елисеев Н. А. Структурные особенности рудных полей забайкальских молибденовых месторождений. «Сов. геол.», № 26, 1947.

Елисеев Н. А. Структурная петрология. Изд. ЛГУ, 1953.

Заварицкий А. Н. Петрография Бердяшского плутона. Тр. ЦНИГРИ, вып. 96, ОНТИ, М.—Л., 1937.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, 1955.

Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. Справочное пособие. 2-е изд. Госгеолтехиздат, 1960.

Иванов Б. А. Новые данные о геологическом строении Восточного Забайкалья. «Сов. геол.», № 10, 1940.

Изох Э. П. «Послегранитовые» дайки, их происхождение и отношение к постмагматическому оруденению. «Сов. геол.», № 10, 1958.

Изох Э. П. О роли разломов глубокого заложения в пространственном размещении интрузий. «Сов. геол.», № 4, 1961.

Изох Э. П. Происхождение и металлогеническая специализация щелочноземельных серий интрузий (на примере районов Дальнего Востока). «Геология и геофизика», № 8, 1962.

Изох Э. П. и Казицын Ю. В. Структурная прерывистость в ряду альбит — анортит и петрографическое значение плагиоклазов различного структурного типа. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, ч. 88, вып. 3, 1959.

Изох Э. П., Колмак Л. М., Наговская Г. И., Русс В. В. Позднемезозойские интрузии центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. Госгеолтехиздат, 1957.

Ицкиссон М. И. Петрохимические особенности и металлогеническая специализация интрузивных комплексов (на примере Дальнего Востока). Бюлл. ВСЕГЕИ, № 2, 1960.

Казицын Ю. В. Околожильная аргиллизация диоритов на молибденовом месторождении. Докл. АН СССР, т. 134, № 6, 1960.

Казицын Ю. В. Энергетика постмагматических процессов. Тр. ВСЕГЕИ. Петрогр. сб., № 4, 1962.

Казицын Ю. В., Александров Г. В. О метасоматической зональности при аргиллизации гранит-порфиров около рудных тел. «Геология рудных месторождений», № 5, 1959.

Казицын Ю. В., Александров Г. В., Панов Е. Н., Павлова В. В. Минералогические признаки корреляции интрузий Верхне-Олёкминского района. Материалы годич. сесс. уч. сов. ВСЕГЕИ по результатам работ 1958 г. Изд. ВСЕГЕИ, Отд. науч.-техн. инф., 1960.

Казицын Ю. В., Александров Г. В., Павлова В. В., Панов Е. Н. Мезозойские металлоносные интрузии Олёкмо-Нерчуганского района. «Сов. геол.», № 19, 1962а.

Казицын Ю. В., Александров Г. В., Павлова В. В., Панов Е. Н. Признаки молибденоносных интрузий северо-восточной части Забайкалья. В сб. «Материалы по петрологии гранитоидов Забайкалья». М., 1962б.

Казицын Ю. В., Панов Е. Н. Расчленение интрузий Верхне-Олёкминского района по аксессуарным минералам. Материалы Совещ. по расчленению гранитоидов Забайкалья. Бурятское книжн. изд-во. Улан-Удэ, 1960.

Каттерфельд Г. Н. К вопросу о тектоническом происхождении линейных образований Марса. Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, т. 91, 1959.

Клоос Г. Механизм глубинных вулканических явлений. Пер. с нем. Изд. «Механообр». Л., 1937.

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

- Козеренко В. Н. Значение структурно-фациальных зон для металлогенического анализа на примере Восточного Забайкалья. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3. Изд. АН СССР, 1960.
- Коптев-Дворников В. С. Проблема магматической петрографии в связи с формированием гидротермальных месторождений. В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд. АН СССР, 1955.
- Коптев-Дворников В. С. и Полквой О. С. Интрузивные комплексы гранитоидов палеозоя Бет-Пак-Далы. «Сов. геол.», сб. 51, 1956.
- Коптев-Дворников В. С., Григорьев И. Ф. и Доломанова Е. И. [и др.]. Интрузивы гранитной формации малых глубин, поведение в их породах элементов-примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними. Материалы II Всесоюз. петрогр. совещ. Ташкент, 1958, стр. 122—162.
- Коржинский Д. С. Принципы подвижности щелочей при магматических явлениях. Юбил. сб., посвящ. акад. Д. С. Белянкину. Изд. АН СССР, 1946.
- Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1952.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В сб. «Основные проблемы образования магматогенных рудных месторождений». Изд. АН СССР, 1953.
- Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд. АН СССР, 1955.
- Кормилицын В. С. Основные черты мезозойской металлогении Восточного Забайкалья. «Сов. геол.», № 11, 1959.
- Котляр В. Н. О магматических комплексах и оруденении. «Сов. геол.», 1955, № 43.
- Красный Л. И. Юрские и меловые гранитоиды в хребтах Становом, Джугджуре, Прибрежном и вопросы магматизма «внескладчатых областей». Изв. высш. уч. завед., «Геол. и разв.», № 3, 1960.
- Кропоткин П. Н. Современные геофизические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магм. В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд. АН СССР, 1955.
- Кузнецов Ю. А. Схема классификаций фаций магматических пород. Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 5, 1949.
- Кузнецов Ю. А. О происхождении, классификации и номенклатуре магматических пород. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1951.
- Кузнецов Ю. А. Происхождение магматических пород. В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд. АН СССР, 1955.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. Гос. науч.-техн. изд-во. 1931.
- Личков Б. Л. Природные воды Земли и литосфера. Изд. АН СССР, 1960.
- Лучицкий В. И. Ассимиляция и гибридность на территории Украинского кристаллического массива. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 107, 1950.
- Меликсетян Б. М. Закономерности распределения меди и молибдена в породах ордубадо-мергрийского плутона (Малый Кавказ). Тр. II конф. молодых геологов. Баку, 1960.
- Митрофанов П. В. Месторождения молибдена в бассейне р. Желтуги. Новосибирск—Москва. ОНТИ, 1935.
- Набоко С. И., Сильниченко В. Г. Образование сульфидов и сульфатов на вулкане Менделеева. Бюлл. Вулканологич. станции, № 28. Изд. АН СССР, 1959.
- Нагибина М. С. История развития структур Монголо-Охотского пояса. В кн. «Структуры земной коры». Изд. АН СССР, 1960.
- Нагибина М. С., Лучицкий В. И. О структурном расчленении Забайкалья. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1948.
- Николаев В. А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического процесса. В сб. «Основные проблемы в учении о магмато-генных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1953.
- Нокколдс С. Р., Митчелл Р. Л. Геохимия некоторых каледонских интрузивных пород: исследование связи между основными и рассеянными элементами изверженных пород и их минералов. В сб. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». Пер. с англ. Изд. иностр. лит., 1952.
- Обручев В. А. Геологический обзор Сибири. Госиздат, 1927.
- Падалка Г. Л. К вопросу о рудоносных интрузиях Восточного Забайкалья. Докл. АН СССР, т. 45, № 8, 1944.
- Падалка Г. Л. Геотектоническое районирование и некоторые вопросы металлогении Юго-Восточного Забайкалья. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1. Госгеолтехиздат, 1958.
- Падалка Г. Л. Некоторые черты геологического строения Забайкалья. Материалы годич. сесс. уч. сов. ВСЕГЕИ по результатам работ 1958 г. Изд. ВСЕГЕИ, отд. науч.-техн. информ., 1960.
- Падалка Г. Л., Марочкин Н. И. О геологии молибденовых месторождений Восточного Забайкалья. Изв. Гл. упр. геол. фондов. Мин. геол. СССР, вып. 5, 1948.
- Панов Е. Н. Случай закономерного сростания апатита с биотитом в гранитоидах Олёкмо-Нерчуганского района Восточного Забайкалья. Минер. сб. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 45, № 2, 1961.

Полевая Н. О. Шкала абсолютной геохронологии. Докл. АН СССР, т. 134, № 5, 1960.

Полевая Н. И. Материалы для составления последокембрийской шкалы абсолютной геохронологии. Тр. 9 сесс. Комисс. по определ. абсолютного возраста геол. формаций, 1961.

Половинкина Ю. Ир. О номенклатуре некоторых горных пород Криворожья. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 2, 1950.

Половинкина Ю. Ир. Проблема образования гранитов. Материалы ВСЕГЕИ, вып. 21, 1957.

Полякова О. П. О возрастных соотношениях даек лампрофиров и рудной минерализации на Кадаинском месторождении в Восточном Забайкалье. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1946.

Рабинович А. В., Муравьева А. М., Жданова М. В. Содержание молибдена в некоторых породах и минералах интрузивных образований Восточного Забайкалья. «Геохимия», № 2, 1958.

Розенцвит А. О. Гидротермальная аргиллизация пород в Восточном Забайкалье. Докл. АН СССР, т. 130, № 3, 1960.

Руб М. Г. О генетической связи оловянного оруденения с субвулканическими породами (на примере Южного Приморья). Изв. АН СССР, № 1, 1960.

Санделл Э. Б. и Голдич С. С. Редкие металлы некоторых американских изверженных пород. В сб. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». Пер. с англ. Изд. иностр. лит., 1952.

Сидоренко В. В. Геология и петрология Шахтаминского интрузивного комплекса. Изд. АН СССР, 1961.

Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1937.

Смирнов С. С. Металлогения Восточного Забайкалья. Госгеолиздат, 1944.

Соболев В. С. Значение железистости фемических компонентов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, № 4, 1950.

Соболев В. С. Современные петрологические гипотезы в области образования магматических пород. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, ч. 86, № 2, 1957.

Соловьев С. П. Главнейшие черты молодых кислых эффузивов и игнимбритов Сихотэ-Алиня и их петрохимический анализ. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, вып. 3, 1950.

Стовас М. В. К вопросу об образовании планетарных глубинных разломов в земной коре. Докл. АН СССР, т. 135, № 1, 1960.

Студенникова З. В., Глинкина М. М., Павленко Л. И. К вопросу о распределении молибдена в интрузивных породах. «Геохимия», № 2, 1957.

Татаринов П. М., Карякин А. Е. Генетическая связь оруденения с интрузивами. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, вып. 3, ч. 80, 1951.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в изверженных горных породах и металлогенетическая специализация магм. Химия земной коры, т. 2. Изд. АН СССР, 1963.

Таусон Л. В., Студенникова З. В. Закономерности распределения свинца, цинка и молибдена в изверженных горных породах. Тр. геохимич. симпозиума. В сб. «Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса». Изд. АН СССР, 1959.

«Тектоническая карта СССР и сопредельных стран». М-6 1:5 000 000. Под ред. Н. С. Шатского, 1956.

Тетяев М. М. Геотектоника СССР. Гос. объедин. науч.-техн. изд., 1938.

Тугаринов А. И. О причинах формирования рудных провинций. Химия земной коры, т. 1, 1963.

Туровский С. Д. О морфологических особенностях циркона из изверженных пород Северной Киргизии. Тр. Ин-та геол. АН КиргССР, вып. 6, 1955.

Туровский С. Д. Возрастные соотношения даек изверженных пород и постмагматического оруденения на месторождениях Северной Киргизии. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1959, стр. 84—98.

Усов М. А. Фации и фазы интрузивов. Изд. КУБУЧ. Томск, 1932.

Фирсов Л. В. Об абсолютном возрасте некоторых изверженных пород Колымского комплекса на северо-востоке СССР. «Колыма», № 9, 1959.

Флоренсов Н. А. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1948.

Хитаров Н. И. Вопросы эндогенных процессов в свете экспериментальных данных. Докт. дисс. М., 1961.

Хрущов Н. А. Материалы по изучению полезных ископаемых Северо-Восточного Забайкалья (район Кары и Амазара). Тр. Гл. геол.-разв. упр. ВСНХ СССР, вып. 90, 1931.

Шмидт О. Ю. Четыре лекции о теории происхождения Земли. Изд. АН СССР, 1950.

Шталь Н. В. Мезозойский магматизм Забайкалья. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 2. Госгеолтехиздат, 1958.

Шталь Н. В. Закономерности развития магматизма Восточного Забайкалья в связи с формированием тектонических структур. Материалы годичной сесс. Уч. сов. ВСЕГЕИ по результатам работ 1958 г. Аннотации докладов, 1960.

Шульдинер В. И. Схема развития магматизма в Верхне-Олёкминском районе. Материалы совещ. по расчленению гранитоидов Забайкалья. Улан-Удэ, 1960.

Щеглов А. Д. О золото-молибденовом рудном поясе Забайкалья. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 17, 1959.

Щеглов А. Д. О границе каледонской и герцинской складчатых зон в Западном Забайкалье. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1, 1960.

Якжин А. А. Некоторые черты геологической структуры Восточного Забайкалья. «Разв. и охрана недр», № 2, 1955.

Янишевский Е. М., Григорян С. В. [и др.]. Эндогенные ореолы рассеяния некоторых гидротермальных месторождений. Госгеолтехиздат, 1963.

Williams F. A., Meehan I. A., Paula K. L., John T. U., Kushton H. G. Economic geology of the decomposed columbite bearing granites. Jos. Plateau, Nigeria. Econ. Geol., vol. 51, N 4, 1956.

Количественно-минералогический состав мезозойских изверженных пород

Таблица I

№ шлифа	Место взятия образца (массив)	Порода	Содержание, об. %					
			плагиоклаз	калиевый полевой шпат	кварц	биотит	амфибол	акцессорные
<i>Амананский интрузивный подкомплекс</i>								
M-148	Амананский	Диориты и кварцевые диориты	51,6	12,7	19,8	8,3	5,0	2,6
A-556	То же	То же	58,1	8,6	7,7	11,5	12,9	1,2
M-82	" "	" "	55,6	13,5	6,8	10,2	13,6	0,3
M-85	" "	" "	63,7	2,1	4,7	8,0	19,6	0,9
A-565	" "	" "	50,0	2,3	6,1	11,8	25,4	4,4
П-523	" "	" "	49,8	2,3	6,7	14,4	21,8	5,0
K-713	" "	" "	57,5	17,2	11,3	4,3	7,0	2,7
E-1314	Сырыгичинский	" "	47,5	9,0	13,3	12,1	15,3	2,8
Среднее			55,5	8,4	9,5	19,2	15,0	2,5
M-154	Амананский	Кварцевые монциты и кварцевые сиениты	49,5	21,2	12,1	9,5	5,8	1,9
K-712	То же	То же	52,3	20,0	13,1	5,1	7,1	2,4
E-1449	" "	" "	49,2	19,2	10,2	8,9	10,1	2,4
E-187	Каравкитский	" "	50,5	24,2	12,7	3,5	7,1	2,0
	Сырыгичинский	" "	47,8	31,9	10,9	6,6	Очень мало	2,8
E-8	Каравкитский	" "	46,0	29,5	11,2	5,3	6,6	2,4
E-197	То же	" "	52,3	22,0	11,3	8,0	3,8	2,6
Среднее			49,6	23,8	11,6	6,8	5,8	2,4
M-141	Амананский	Гранодиорит	44,3	24,0	18,8	6,5	4,1	2,3
M-139	То же	То же	47,0	21,5	21,5	3,8	3,1	3,1
M-153	" "	" "	44,0	24,6	19,3	5,3	5,3	1,5
M-79	" "	" "	43,4	22,2	24,9	5,6	3,4	0,5
П-538	" "	" "	44,3	25,3	22,0	4,1	1,6	2,7
A-611	" "	" "	36,0	33,7	19,2	4,0	4,0	3,1
П-567	" "	" "	40,8	30,2	22,3	4,2	1,5	1,0
M-137	" "	" "	43,9	27,1	22,6	3,8	1,8	0,8
E-1307	Сырыгичинский	" "	42,2	31,3	18,9	3,9	0,9	2,8
Среднее			42,6	26,6	21,0	4,6	2,8	2,0
M-135	Амананский	Гранит	37,3	19,4	34,2	5,8	2,6	0,7
M-151	То же	То же	43,0	22,8	30,2	2,7	0,4	1,0
M-75	" "	" "	35,4	27,9	32,0	3,1	1,1	0,5
M-76	" "	" "	34,9	27,1	30,8	6,2	0,5	0,5
П-540	" "	" "	35,3	30,4	28,6	4,2	—	1,5
П-543	" "	" "	35,5	29,8	29,2	3,6	1,3	0,6
A-617	" "	" "	34,3	33,0	24,0	3,6	3,8	1,2
П-421	Сырыгичинский	" "	35,5	32,5	28,3	2,4	0,5	0,8
E-1312	То же	" "	42,5	26,3	23,6	4,2	1,7	1,7
B-718ж	Амананский	" "	38,5	29,5	25,0	4,2	0,6	2,2
Среднее			37,1	27,8	28,6	4,0	1,2	1,2
E-2562	Чонгольский	Гранодиорит	47,4	35,3	15,8	1,5	—	—
E-2561	То же	Гранит	49,5	29,7	19,7	1,1	—	—
П-1178	Вылактинский	Гранодиорит	53,7	28,2	11,2	4,1	1,8	1,0
П-316	Сырыгичинский	Гранит	47,3	16,4	28,0	6,8	0,6	0,8
Среднее			49,2	27,5	18,7	3,5	0,6	0,4

Продолжение табл. I

№ шлифа	Место взятия образца (массив)	Порода	Содержание, об. %					
			плагиоклаз	калиевый полевой шпат	кварц	биотит	амфибол	акцессорные
A-852	Амананский	Микрогранит	36,8	28,0	29,6	3,1	0,2	2,3
K-529	Сигирлинский	Гранит-порфир	32,3	31,7	32,0	3,3	0,2	0,5
K-368	То же	Аплит	21,8	40,7	37,5	—	—	—
91,27	Сырыгичинский	То же	25,6	40,4	29,6	3,6	—	0,8
Среднее			29,0	35,4	32,1	2,5	0,1	0,9
<i>Амуджиканский интрузивно-эффузивный подкомплекс</i>								
Породы первой — второй фаз								
A-1007	Сырыгичинский	Мелкозернистое габбро	47,6	—	—	23,9	20,3	8,2
A-1039	То же	То же	47,7	—	1,2	13,1	33,3	4,7
A-1157	" "	" "	41,7	—	—	16,2	39,6	2,5
A-1130	" "	" "	45,7	—	—	—	43,5	10,8
A-1236	" "	Мелкозернистый габбро-диорит	58,2	—	2,1	17,0	19,1	3,6
A-1236a	" "	То же	58,7	—	2,2	14,2	20,1	4,8
A-1179	" "	" "	57,2	—	5,4	6,5	27,3	3,6
Среднее			50,9	—	1,5	13,1	29,0	5,5
A-1163	Сырыгичинский	Микродиорит	62,6	—	4,3	22,6	5,7	4,8
A-1188	То же	То же	62,0	—	6,8	16,7	11,0	3,5
A-1135	" "	" "	61,7	—	7,6	21,0	5,5	4,2
A-1158	" "	" "	60,1	—	7,6	13,3	14,3	4,7
Среднее			61,6	—	6,5	18,4	9,2	4,3
1085	Сырыгичинский	Кварцевый диоритовый порфирит: валовый	46,1	—	10,2	30,0	12,9	0,8
"	То же	вкрапленники (39%)	40,4	—	13,6	17,6	25,7	2,7
"	" "	основная масса (61%)	48,5	—	8,6	35,7	7,2	—
Пж-18	" "	валовый	47,3	—	8,9	19,8	18,7	5,3
"	" "	вкрапленники (74%)	20,0	—	29,2	15,4	26,3	9,1
"	" "	основная масса (26%)	56,9	—	1,8	21,3	16,1	3,9
A-1064	" "	валовый	48,2	—	12,4	31,1	—	8,3
"	" "	вкрапленники (24%)	20,6	—	32,4	12,0	—	35,0
"	" "	основная масса (76%)	57,0	—	6,0	37,0	—	—
Среднее			47,2	—	10,5	26,9	10,5	4,8
A-1065	Сырыгичинский	Гранодиорит-порфир: валовый	46,2	18,6	7,4	23,7	4,1	—
"	То же	вкрапленники (25,5%)	71,6	—	11,0	10,4	7,0	—
"	" "	основная масса (74,5%)	37,5	25,0	6,2	28,3	3,0	—

Продолжение табл. 1

№ шлифа	Место взятия образца (массив)	Порода	Содержание об. %					
			плагиоклаз	калиевый полевой шпат	кварц	биотит	амфибол	акцессорные
A-1066	Сыргичинский	Гранодиорит-порфир:						
	То же	валовый	49,6	12,7	13,7	20,0	4,0	—
	" "	вкрапленники (55%)	59,9	2,7	20,0	13,4	4,0	—
	" "	основная масса (45%)	37,0	25,0	6,0	28,0	4,0	—
A-1065a	" "	Гранодиорит-порфир:						
	" "	валовый	52,2	11,7	15,4	15,2	4,3	1,2
	" "	вкрапленники (69%)	60,0	6,0	20,1	7,1	5,0	1,8
	" "	основная масса (31%)	35,0	24,0	5,0	33,0	3,0	—
E-6в	Каравкитский	Гранодиорит-порфир	44,3	26,0	15,0	8,0	3,7	3,0
E-31	То же	То же	40,8	25,6	18,5	7,4	2,9	4,8
		Среднее	46,6	1,89	14,0	14,9	3,8	1,8
A-1030	Сыргичинский	Гранит-порфир:						
	То же	валовый	34,5	28,2	26,7	6,8	—	3,8
	" "	вкрапленники (46%)	39,8	14,7	22,6	14,6	—	8,3
	" "	основная масса (54%)	30,0	40,0	30,0	—	—	—
A-1046	" "	Гранит-порфир:						
	" "	валовый	38,2	29,6	20,9	11,3	—	—
	" "	вкрапленники (61%)	43,6	23,0	15,0	18,4	—	—
	" "	основная масса (39%)	30,0	40,0	30,0	—	—	—
A-1046a	" "	Гранит-порфир:						
	" "	валовый	39,5	31,2	21,1	8,2	—	—
	" "	вкрапленники (60%)	45,8	25,4	15,1	13,7	—	—
	" "	основная масса (40%)	30,0	40	30	—	—	—
6	" "	Гранит-порфир:						
	" "	валовый	37,3	30,8	29,6	1,8	—	0,5
	" "	вкрапленники (51,5%)	29,8	36,4	29,4	3,5	—	0,9
	" "	основная масса (48,5%)	45,0	25,0	30,0	—	—	—
2	" "	Гранит-порфир:						
	" "	валовый	34,8	33,2	30,1	1,9	—	—
	" "	вкрапленники (44%)	40,8	24,6	30,3	4,3	—	—
	" "	основная масса (56%)	30,0	40,0	30,0	—	—	—
1-095 923	" "	Гранит-порфир*	33,8	31,0	25,5	8,7	—	1,0
	" "	Мелкозернистый порфировидный гранит**	38,5	27,7	28,4	5,1	—	0,3
E-11	Каравкитский	Мелкозернистый гранит	33,5	30,2	29,3	5,3	—	1,7
E-21	То же	Мелкозернистый порфировидный гранит	31,0	32,0	27,0	7,5	—	2,5
E-91	" "	То же	30,4	31,2	24,8	10,4	—	3,2
E-66	" "	" "	31,9	32,7	23,7	7,0	1,8	2,9

Продолжение табл. 1

№ шлифа	Место взятия образца (массив)	Порода	Содержание, об. %					
			плагиоклаз	калиевый полевой шпат	кварц	биотит	амфибол	акцессорные
E-66в	Каравкитский	Гранит-порфир	35,0	31,0	24,8	5,7	1,0	2,5
E-61a	То же	То же	34,8	26,3	24,8	7,9	2,3	3,9
		Среднее	34,9	30,4	25,9	6,7	0,4	1,7
П-8	Сыргичинский	Фельзит-порфир***	35,3	32,0	29,2	3,5	—	—
П-9	То же	То же	36,2	32,0	29,1	2,7	—	—
		Среднее	35,8	32,0	29,1	3,1	—	—
Породы второй фазы								
E-2392	Амуджиканский	Гранодиорит	48,8	15,5	18,9	6,7	9,2	0,9
E-2391	То же	То же	52,0	6,6	16,7	17,7	6,0	1,0
		Среднее	50,4	11,0	17,8	12,2	7,6	1,0
E-2389	Амуджиканский	Гранит (основная масса)	34,5	27,2	25,2	4,6	7,6	0,9
АМУ	То же	То же	43,1	10,3	37,6	3,6	4,6	0,8
		Среднее	28,0	31,7	25,8	8,8	4,7	1,0
T-242	Сретенский	Аплит	28,7	36,5	30,0	4,8	—	—
E-2609	Рудные Ключи	Гибридный порфир:						
		вкрапленники (60%)	58,2	11,7	16,7	1,7	11,7	—
		основная масса (40%)	80	19	1	—	—	—
Пд-293	Давенда	Гибридный порфир:						
		вкрапленники (57%)	40,4	33,9	10,2	2,7	12,6	0,2
		основная масса (43%)	69	28	—	—	1,6	1,4
		Среднее	23,5	51,4	15,2	3,1	6,5	0,3
Пд-271с	Давенда	Гибридный порфир:						
		вкрапленники (20%)	48,2	11,5	9,8	2,3	28,2	—
		основная масса (80%)	67,9	4,3	0,9	—	25,1	1,8
П-1531	Черный Урюм	Гибридный порфир:						
		вкрапленники (23%)	33,8	27,7	27,4	2,5	8,6	—
		основная масса (67%)	78,8	1,2	—	—	16,5	3,5
		Среднее	39,2	14,5	15,0	1,5	29,8	—

* Среднее по подсчетам в семи шлифах.

** Среднее по подсчетам в пяти шлифах.

*** Вкрапленники плагиоклаза 2%, биотита 0,5%.

Результаты измерения плагиоклаза на федоровском столике

№ шлифа	Место взятия образца (массив)	Порода	Координаты относительно двойниковой оси, в градусах			Закон двойникования	№ плагиоклаза	2V	Примечание
			Ng	Nm	Np				
<i>Амананский интрузивный подкомплекс</i>									
E-1302	Сыргичинский	Диорит	21	70	85	⊥(010)	41	—	
"	То же	То же	20	71	85	⊥(010)	40	—	
"	"	"	21	70	85	⊥(010)	41	—	
E-1304	"	"	22	69	84	⊥(010)	42	—	
"	"	"	19,5	71	85	⊥(010)	40	—	
"	"	"	18	72	87	⊥(010)	38	—	
"	"	"	25	67	82	⊥(010)	47	—	
"	"	"	18	72	87	⊥(010)	38	—	
K-594	"	"	24	67	84	⊥(010)	45	—	
"	"	"	20	70	86	⊥(010)	40	—	
"	"	"	17	73	87	⊥(010)	37	—	
"	"	"	16	74	87	⊥(010)	36	—	
"	"	"	25	67	82	⊥(010)	47	—	
E-1314	"	Кварцевый диорит	14	76	88	⊥(010)	33	—	
"	"	То же	15	75	88	⊥(010)	35	—	
"	"	"	29	65	76	⊥(010)	55	—	
"	"	"	11	79	88	⊥(010)	32	—	
"	"	"	13	77	89	⊥(010)	33	—	
"	"	"	15	75	88	⊥(010)	35	—	
"	"	"	20	70	87	⊥(010)	40	—	
"	"	"	11	79	89	⊥(010)	32	—	
"	"	"	10	80	89	⊥(010)	30	—	
E-1316	"	"	21	70	85	⊥(010)	41	—	
"	"	"	8	82	88	⊥(010)	28	—	
"	"	"	5	85	89	⊥(010)	25	—	
"	"	"	16	74	88	⊥(010)	36	—	
"	"	"	4	86	89	⊥(010)	23	—	
E-1320	"	"	21	70	84	⊥(010)	41	—	
"	"	"	23	68	84	⊥(010)	43	—	
"	"	"	16	74	88	⊥(010)	36	—	
"	"	"	80	27	64	[001]	32	—	

A-565	Амананский	Диорит	73	17	88	⊥(001)	34	—80°	
"	То же	То же	87,5	2,5	89	⊥(001)	25	—76°	
"	"	"	28	63	84	⊥(001)	46	—	
"	"	"	23	69	83	⊥(010)	44	—	
"	"	"	6	84	89	⊥(010)	26	—	
A-556	"	"	78	27	68	[001]	31	—	
A-567	"	Кварцевый диорит	12	78	83	⊥(010)	32	—84°	
"	"	То же	9	81	88	⊥(010)	28	—	
"	"	"	8	82	88	⊥(010)	27	—	
"	"	"	9	81	87	⊥(010)	28	—	
"	"	"	84	22	70	[001]	26	—	
"	"	"	13	77	89	[001]	33	—	
E-1713	"	"	83	24	67	[001]	28	—	
"	"	"	12,5	78	88	⊥(010)	32	—88°	
"	"	"	76	14	88	⊥(001)	31	—	
"	"	"	5,5	84,5	90	⊥(010)	25	—	
E-1448	"	Диорит	15	75	83	⊥(010)	35	—	
"	"	То же	19	71	87	⊥(010)	39	—	
"	"	"	18	72	87	⊥(010)	38	—	
"	"	"	12	78	88	⊥(010)	32	—	
"	"	"	14	76	88	⊥(010)	34	—	
"	"	"	20	70	86	⊥(010)	40	—	
"	"	"	13	77	88	⊥(010)	33	—	
A-595	"	"	87	55	35	⊥[001]	41	—	
"	"	"				(010)			
620	Сыргичинский	Кварцевый сиенит	14	76	88	⊥(010)	35	—	
"	То же	То же	80	28	63	[001]	31	—85°	Внешние зоны
"	"	"	84	69	21	⊥[001]	30	—	Центральные части зерна
707	"	"	10,5	79	87	⊥(010)	32	—79°	
"	"	"	7	83	88	⊥(010)	28	—	
"	"	"	10	80	87	⊥(010)	30	—	
"	"	"	9	82	87	⊥(010)	30	—84°	
688	"	"	8	82	88	⊥(010)	29	—84°	
"	"	"	5,5	86	87	⊥(010)	27	—	
"	"	"	10	80	89	⊥(010)	31	—	
"	"	"	8,5	82	88	⊥(010)	29	—	
693	"	"	9	81	88	⊥(010)	30	—83°	
"	"	"	9	82	86	⊥(010)	29	—78°	
219a	"	Кварцевый монзонит	10	80	89	⊥(010)	30	—88°	
"	"	То же	10,5	80	87	⊥(010)	31	—	

№ шлифа	Место взятия образца (массив)	Порода	Координаты относительно двойниковой оси, в градусах			Закон двойникования	№ плагио-клаза	2V	Примечание
			<i>Ng</i>	<i>Nm</i>	<i>Np</i>				
219a	Сыргичинский	Кварцевый монзонит	11	79	87	⊥(010)	31	±90°	
П-537	Амананский	Гранодиорит	4	87	88	⊥(010)	24	-86°	
"	То же	"	5	85	89	⊥(010)	25	—	
"	"	"	10,5	80	88	⊥(010)	31	—	
"	"	"	0	90	89	⊥(010)	18	—	
П-538	"	"	12	78	88	⊥(010)	33	—	
"	"	"	10	80	87	⊥(010)	30	—	
"	"	"	8	84	88	⊥(010)	29	—	
"	"	"	7	73	88	⊥(010)	26	—	
"	"	"	6	84	88	⊥(010)	25	—	
"	"	"	4,5	85,5	88	⊥(010)	24	—	
"	"	"	1	89	89	⊥(010)	20	—	
"	"	"	6	85	88	⊥(010)	15	—	
П-567	"	"	12	78	88	⊥(010)	32	—	
"	"	"	76	28	65	[001]	32	—	
"	"	"	8	82	89	⊥(010)	27	—	
"	"	"	84	23	68	[001]	27	—	
"	"	"	6	85	87	⊥(010)	15	—	
П-569	"	"	7,5	82,5	89	⊥(010)	27	-86°	
О-542	Сыргичинский	"	13	78	87	⊥(010)	31	-85°	
"	"	"	26	86	64	⊥(130)	30	—	
"	"	"	24	86	68	⊥(130)	27	—	
О-546	"	"	14	77	87	⊥(010)	33	—	
О-78	"	Гранит	9,5	80,5	88	⊥(010)	30	—	
О-83	"	То же	8	82	90	⊥(010)	28	—	
О-86	"	"	7	84	87	⊥(010)	26	—	
К-324a	"	"	9	81	88	⊥(010)	29	—	
"	"	"	12	78	88	⊥(010)	32	—	
"	"	"	14,5	75	87	⊥(010)	34	—	
"	"	"	1,5	89	88	⊥(010)	18	—	
"	"	"	7	83	88	⊥(010)	14	—	
Е-1312	"	"	12	78	88	⊥(010)	32	—	
"	"	"	9,5	81	89	⊥(010)	29	—	
"	"	"	8	82	90	⊥(010)	27	—	
"	"	"	18	72	87	⊥(010)	38	—	

Е-1312	Сыргичинский	Гранит	11	79	88	⊥(010)	31	—	
Е-1061	Сигирлинский	То же	6	84	88	⊥(010)	27	+68°	
"	То же	"	2	88	89	⊥(010)	20	—	
П-540	Амананский	"	89	70	20	⊥[001]	23	—	
"	"	"	5	85	89	(010)	14	—	
"	"	"	8,5	81,5	88	⊥(010)	12	—	
П-543	"	"	82	11	84	⊥(001)	24	-78°	
"	"	"	5	85	89	⊥(010)	24	—	
"	"	"	10	80	88	⊥(010)	12	—	
"	"	"	90	18	72	[001]	22	—	
"	"	"	5,5	85	87	⊥(010)	25	—	
А-617	"	"	8	82	89	⊥(010)	28	—	
"	"	"	5,5	85,5	90	⊥(010)	25	—	
"	"	"	6	84	88	⊥(010)	14	—	
А-611	"	"	5	85	89	⊥(010)	25	—	
"	"	"	8	82	90	⊥(010)	28	-88°	
"	"	"	4	86	88	⊥(010)	16	—	
"	"	"	6	84	90	⊥(010)	26	—	
"	"	"	6	84	88	⊥(010)	14	—	
А-852	"	"	8	82	88	⊥(010)	28	—	
"	"	"	76	14	88	⊥(001)	30	—	
"	"	"	5,5	85,5	90	⊥(010)	25	—	
А-529	"	"	2	88	89	⊥(010)	18—20	—	
"	"	"	4	87	88	⊥(010)	24	—	
"	"	"	1,5	89	89	⊥(010)	20	—	
"	"	"	7	83	89	⊥(010)	26	—	
А-718	"	"	42	50	81	⊥(021)	16	—	
"	"	"	81	26	66	[001]	30	—	
"	"	"	9	81	88	⊥(010)	29	—	
"	"	"	6	84	88	⊥(010)	25	—	
"	"	"	4	86	88	⊥(010)	14	—	
Е-1644	"	"	83	29	62	[001]	31	-79°	
"	"	"	5,5	85	88	⊥(010)	26	—	
"	"	"	10	80	88	⊥(010)	12	—	
П-1178	Вылактинский	Граносиенит	2,5	87,5	89	⊥(010)	21	—	
"	То же	То же	4	86	89	⊥(010)	17	—	
"	"	"	89	73	17	⊥[001]	19	—	
Е-2562	Чонгольский	Гранит	85	14	77	⊥(001)	13	—	Центр кристалла
"	То же	То же	86	12	78,5	⊥(001)	15	—	Промежуточная зона

№ шлифа	Место взятия образца (массив)	Порода	Координаты относительно двойниковой оси, в градусах			Закон двойникования	№ плаггиоклаза	2V	Примечание
			Ng	Nm	Np				
E-2562	Чонгольский	Гранит	85	14	77	⊥(001)	13	—	Внешняя зона Центр кристалла Внешняя зона
"	То же	То же	5	86	87	⊥(010)	16	—	
"	"	"	8	82	88	⊥(010)	12—13	—	
П-1193	Вылактинский	"	16	74	89	⊥(010)	4	—	Внешняя зона
"	То же	"	15,5	74,5	88,5	⊥(010)	5	—	
"	"	"	8,5	82	88	⊥(010)	29	—	
E-1678	Амананский	Гранит-порфир	5	85	89	⊥(010)	26	—	Внешняя зона
"	То же	То же	4	86	90	⊥(010)	24	—	
"	"	"	14,5	75	88	⊥(010)	33	—	
E-1304a	Сырыгичинский	"	11,5	78,5	88	⊥(010)	31	—	Внешняя зона
"	То же	"	8,5	81,5	89	⊥(010)	28	—	
"	"	"	14	76	88	⊥(010)	33	—69°	
"	"	"	12	78	88	⊥(010)	32	—	Внешняя зона
"	"	"	2,5	88	89	⊥(010)	21	—	
"	"	"	10	80	88	⊥(010)	30	—	
"	"	"	7	83	88	⊥(010)	14	—	Внешняя зона
Г-7	Сигирлинский	"	9	81	89	⊥(010)	29	—	
"	То же	"	3	87	89	⊥(010)	19	—	
60	"	"	11,5	78,5	89	⊥(010)	31	—80°	Внешняя зона
"	"	"	6	84	89	⊥(010)	15	—	
"	"	"	2	88	88	⊥(010)	21	—	
E-1643	Амананский	"	2,5	88	88	⊥(010)	17	—	Внешняя зона
"	То же	"	5,5	84,5	89	⊥(010)	25	—	
"	"	"	6	84	89	⊥(010)	26	—	
E-1648	"	"	5	85	89	⊥(010)	25	—	Внешняя зона
"	"	"	9	81	88	⊥(010)	12	—	
"	"	"	7	83	88	⊥(010)	28	—	
2028	Сырыгичинский	"	7	83	88	⊥(010)	28	—	Внешняя зона
"	То же	"	10	80	89	⊥(010)	30	—	
"	"	"	7	83	88	⊥(010)	28	—	
1014	"	"	7	83	88	⊥(010)	28	—	Внешняя зона
"	"	"	11	79	87	⊥(010)	30,5	—	
"	"	"	10	80	88	⊥(010)	30	—	
К-368	Сигирлинский	Аплит	11	79	88	⊥(010)	11	+86°	Внешняя зона
"	То же	То же	15,5	75,5	86	⊥(010)	5	—	
К-324	Сырыгичинский	"	12	78	88	⊥(010)	10	—	Внешняя зона
"	То же	"	10	80	88	⊥(010)	12	—	
<i>Амуджиканский интрузивно-эффузивный подкомплекс</i>									
A-1236	Сырыгичинский	Мелкозернистый габбро-диорит	79	44	48	⊥ [001] (010)	53	—76°	Центр крупного кристалла
"	То же	То же	86	64	26	⊥ [001] (010)	33	—75°	Краевая зона
"	"	"	86	64	25	⊥ [001] (010)	33	—	Небольшое зерно в основной массе
"	"	"	21,5	74	75,5	⊥(010)	48	—	Центр небольшого кристалла
"	"	"	16	76,5	81	⊥(010)	36	—	Внешняя зона
A-1130	"	"	32	61	79	⊥(010)	52	—	Крупное зерно
"	"	"	29	63	80	⊥(010)	50	—	Мелкое зерно
"	"	"	66	58	43	[001]	52	—	Зерно средней величины
A-1125	"	"	33,5	62	75	[010]	55	—	Крупное зерно
"	"	"	80,5	51,5	40,5	⊥ [001] (010)	46	—	Мелкое зерно
"	"	"	66	24	88,5	⊥(001)	36	—	Зерно средней величины
A-1163	"	Микродиорит	66	30	71	⊥ [001] (010)	80	—	Центр вкрапленника
"	"	То же	60	66	40	[001]	59	—	Внешняя зона
"	"	"	58	82	35	[001]	77	±90°	Центр вкрапленника
"	"	"	78	39	54	⊥ [001] (010)	56	—	Внешняя зона
Б-235	"	Диоритовый порфирит	45	56	64	⊥ RS	79	—	Центр вкрапленника
"	"	То же	74	32	62	⊥ [001] (010)	62	—	Внешняя зона
"	"	"	35	86	55	⊥(130)	82	—	Крупный вкрапленник
"	"	"	58	84	33	[001]	80	—	То же
"	"	"	63	68,5	35	[001]	60	—	Небольшой вкрапленник
A-1135	"	Микродиорит	74,5	31	63,5	[001]	34	—	Центр зерна в основной массе
"	"	То же	82	26	68	[001]	29	—	Внешняя зона
"	"	"	31,5	65	73	⊥(010)	59—60	—	Крупный вкрапленник
"	"	"	26	65	85	⊥(010)	45	—	Зерно в основной массе
"	"	"	83	61,5	29,5	⊥ [001] (010)	36—37	—	То же

№ шлифа	Место взятия образца (массив)	Порода	Координаты относительно двойниковой оси, в градусах			Закон двойникова-ния	№ плагио-клаза	2V	Примечание
			Ng	Nm	Np				
Пж-56	Сырыгичинский	Кварцосодержащий диоритовый порфирит	79	28	65	[001]	31	±83°	Вкрапленник средней величины
"	То же	То же	84	67	24	⊥ [001]	31	—	
A-1085	" "	" "	84	28	63	(010)	30	±87°	" "
"	" "	" "	85	63	28	⊥ [001]	35	+88	" "
Пж-18	" "	" "	76	14	88	(010)	30	—	" "
П-962a	" "	Среднезернистый диорит	86,5	65	24	⊥ [001]	30—32	—	" "
"	" "	То же	83	24	68	(010)	28	—	Крупное зерно Зерно средней величины
"	" "	" "	90	90	0	[100]	31	—	
50	" "	Гранодиорит-порфир	13	77	88	⊥ (010)	33	—	
50	" "	То же	6	84	90	⊥ (010)	25	—	
2073	" "	" "	12	78	89	⊥ (010)	33	—	
946	" "	" "	8	82	89	⊥ (010)	29	—	
"	" "	" "	5	85	88	⊥ (010)	25	—	
1156	" "	" "	8	83	87	⊥ (010)	29	—84°	
"	" "	" "	11	79	88	⊥ (010)	31	—84°	
"	" "	" "	10	80	89	⊥ (010)	30,5	—	
"	" "	" "	8,5	82	88	⊥ (010)	29	—	
"	" "	" "	8	82	89	⊥ (010)	28	—	
1	Каравкитский	" "	32	61	77	⊥ (010)	54	—	
"	То же	" "	26	66	81	⊥ (010)	48	—	Центр зерна
"	" "	" "	27	66	80	⊥ (010)	50	—	То же
"	" "	" "	22	68	87	⊥ (010)	40	—	Промежуточные зоны
2	" "	" "	2	88	89	⊥ (010)	21	—	Внешняя зона
"	" "	" "	66	25	83	⊥ (001)	40	—	Центр кристалла
"	" "	" "	52	50	63	⊥ (001)	60	—	Внутренняя зона
"	" "	" "	63	28	83	⊥ (001)	40	—	Промежуточная зона
3	" "	" "	82	14	73	⊥ (001)	23	—	Внешняя зона
"	" "	" "	14,5	75,5	88	⊥ (010)	33	—	Средних размеров зерно
"	" "	" "	71	19	89	⊥ (001)	33	—	То же
4	" "	" "	60	35	73	⊥ (001)	49	—	Центр зерна
"	" "	" "	66	26	80	⊥ (001)	40	—	То же
"	" "	" "	58	42	66	⊥ (001)	55	—	" "
"	" "	" "	65	28	78	⊥ (001)	42	—	" "
"	" "	" "	80	11	85	⊥ (001)	27	—	Промежуточная зона
"	" "	" "	85	7	84	⊥ (001)	22	—	Внешняя зона
5	" "	" "	8	82	88	⊥ (010)	13	—	Зерно в основной массе
6	" "	" "	30	62,5	81	⊥ (001)	50	—	Центр зерна
"	" "	" "	27	67,5	76	⊥ (001)	54	—	То же
"	" "	" "	2	88	89	⊥ (001)	21	—	Внешняя зона
7	" "	" "	7	83	88	⊥ (001)	15	—	Зерно в основной массе
8	" "	" "	21	70	85	⊥ (001)	40	—	Центр зерна
"	" "	" "	15	76	88	⊥ (001)	34	—	Внешняя зона
"	" "	" "	1,5	89	89	⊥ (001)	20	—	То же
"	" "	" "	8	82	88	⊥ (001)	13	—	Мирмекит
9	" "	" "	70	22	82	⊥ (001)	38	—	Внутренние зоны
"	" "	" "	18	72	88	⊥ (010)	38	—	То же
"	" "	" "	80	11	85	⊥ (001)	27	—	Внешняя зона
"	" "	" "	90	10	80	⊥ (001)	18	—	Зерно в основной массе
10	" "	" "	14	76	87	⊥ (010)	35	—	Центр зерна
"	" "	" "	3	87	89	⊥ (001)	22	—	Промежуточная зона
"	" "	" "	6	84	88	⊥ (001)	14	—	Внешняя зона
11	" "	" "	6,5	83,5	89,5	⊥ (001)	26	—	Среднее зерно
"	" "	" "	22,5	68	85,5	⊥ (001)	41	—	Центр зерна
"	" "	" "	2	88	89	⊥ (001)	21	—	Внешняя зона
12	" "	" "	6,5	84	88	⊥ (001)	14	—	Зерно в основной массе
"	" "	" "	5	85	88	⊥ (001)	16	—	То же
"	" "	" "	3	81	88	⊥ (001)	12	—	" "
13	" "	" "	19	71	87	⊥ (010)	39	—	Центр кристалла
"	" "	" "	2	88	89	⊥ (010)	21	—	Внешняя зона
"	" "	" "	5,5	85	88	⊥ (010)	16—17	—	Зерно в основной массе
14	" "	" "	82	33	58	[001]	33	—	Зерно средней величины
15	" "	" "	23	68	83	⊥ (010)	43	—	Центр кристалла
"	" "	" "	8	82	89	⊥ (010)	27	—	Внешняя зона
"	" "	" "	10,5	79,5	89,5	⊥ (010)	13	—	Зерно в основной массе
16	" "	" "	24	66	88	[010]	38	—	Центр кристалла
"	" "	" "	13	85	78	[010]	28	—	Промежуточная зона
"	" "	" "	2	88	89	[010]	21	—	Внешняя зона
"	" "	" "	8	82	88	⊥ (010)	13	—	Зерно в основной массе
E-1300в	Гора Кропоткина	Дацит	23	68	83	⊥ (010)	44	—	
"	То же	То же	32	61	78	⊥ (010)	54	—	
0510	Сырыгичинский	" "	24	68	81	⊥ (010)	47	—	

№ шлифа	Место взятия образца (массив)	Порода	Координаты относительно двойниковой оси, в градусах			Закон двойникования	№ плагио-клаза	2V	Примечание
			Ng	Nm	Np				
0511	Сыргичинский	Дацит	21,5	69	93	⊥ (010)	42	—	
0539	То же	То же	28	65	78	⊥ (010)	50	—	
0539	" "	" "	25	69	77	⊥ (010)	51	—	
E-1334	Имандан—Макит	" "	12,5	78	88	⊥ (010)	32	—	
"	То же	" "	11	79	88	⊥ (010)	31	—	
"	" "	" "	16	75	87	⊥ (010)	35	—	
Пж-50	Сыргичинский	Гранодиорит-порфир	86,5	66	24	⊥ [001]	30	—	Крупный вкрапленник
"	То же	То же	87	69	21	⊥ [001]	27	—	Небольшой вкрапленник
A-1065	" "	" "	12	78	89	⊥ (010)	32	—	Крупный вкрапленник
E-91ж	Каравкитский	Гранит-порфир	88	20,5	69	[001]	23	—	Зерно в основной массе
"	То же	То же	16,5	73,5	87	⊥ (010)	36—37	—	Центр кристалла
"	" "	" "	1	89	89	⊥ (010)	20	—	Промежуточная зона
"	" "	" "	5	85	88	⊥ (010)	16	—	Внешняя зона
E-919	" "	" "	11,5	79	88	⊥ (010)	10	—	Зерно в основной массе
"	" "	" "	71	20	84	⊥ (001)	37	—	Центр кристалла
"	" "	" "	90	10	80	⊥ (001)	18	—	Промежуточная зона
"	" "	" "	7	83	88	⊥ (010)	15	—	Внешняя зона
E-57в	" "	" "	8	83	88	⊥ (010)	13	—	Зерно в основной массе
"	" "	" "	11	79	89	⊥ (010)	31	—	Зерно средней величины
"	" "	" "	9	81	88	⊥ (010)	12	—	Зерно в основной массе
E-27в	" "	" "	13	77	88	⊥ (010)	8	—	То же
"	" "	" "	85	7	84	⊥ (001)	22	—	Центр кристалла
"	" "	" "	8	82	89	⊥ (010)	13	—	Внешняя зона
10646	Сыргичинский	" "	15	75	90	⊥ (010)	5	—	Зерно в основной массе
"	То же	" "	9	81	88	⊥ (010)	29—30	—	
"	" "	" "	5	85	88	⊥ (010)	25—26	—	
207в	" "	" "	6,5	84,5	87,5	⊥ (010)	27—28	—	
1095	" "	" "	8	82,5	88	⊥ (010)	29—28	—	
"	" "	" "	7	84	88	⊥ (010)	26—27	—	
"	" "	" "	10	81	87	⊥ (010)	30	—	
"	" "	" "	12	78,5	89	⊥ (010)	32	—	
"	" "	" "	8,5	82	89	⊥ (010)	29	—	

883	Сыргичинский	Гранит-порфир	9	81	88	⊥ (010)	29	—	
2085	То же	То же	10	80	90	⊥ (010)	30	—	
"	" "	" "	7,5	83	87	⊥ (010)	28	—	
934	" "	" "	8	83	86	⊥ (010)	28—29	—	
"	" "	" "	8	84	85	⊥ (010)	28	—80	
854	" "	" "	8	82	88,5	⊥ (010)	29	—88	
"	" "	" "	7,5	83	83	⊥ (010)	27—28	+90	
"	" "	" "	9	82	82,5	⊥ (010)	30	—	
"	" "	" "	7,5	83	87	⊥ (010)	27—28	—	
868	" "	Микрогранит	3,5	86,5	90	⊥ (010)	24	—	
874	" "	То же	5	85	89	⊥ (010)	26	—86	
"	" "	" "	7,5	83	88,5	⊥ (010)	28	—	
913	" "	" "	9	82	86	⊥ (010)	27	—	
"	" "	" "	8	82	89	⊥ (010)	28	—88	
"	" "	" "	6,5	83,5	88	⊥ (010)	27	—	
1039	" "	" "	8	83	88	⊥ (010)	28	—	
923a	" "	" "	8	82	88	⊥ (010)	29	—	
"	" "	" "	8	82	88	⊥ (010)	29	—	
896	" "	" "	10	81	86	⊥ (010)	29	—	
"	" "	" "	3	87	88	⊥ (010)	18—17	—	
Пж-54	" "	Гранит-порфир	5	85	89	⊥ (010)	25	—	Небольшой вкрапленник
"	" "	То же	81	24	68	[001]	29	—	Крупный вкрапленник
"	" "	" "	82	26	65	[001]	30	—	То же
Пж-51	" "	" "	86,5	66,5	24,5	⊥ [001]	30—31	—	" "
"	" "	" "	87,5	15	75	(010)	18	—	Зерно в основной массе
4-п	" "	Микрогранит	88,5	69	21	⊥ [001]	25	—	Центр крупного зерна
"	" "	То же	87	72,5	17	⊥ [001]	18	—	Краевая зона
"	" "	" "	90	14,5	76	(010)	19—20	—	Мелкое зерно
"	" "	" "	88	14	76	[001]	18	—	Зерно средней величины
П-36	" "	Фельзит-порфир	1	89	89	⊥ (010)	20	—88	Центральные преобладающие
"	" "	То же	1	89	88	⊥ (010)	20	+90	части кристалла
"	" "	" "	8	82	88	⊥ (010)	13	—	Краевая зона
П-72	" "	" "	9	81	88	⊥ (010)	11	—	Небольшой кристалл
"	" "	" "	79	18	76	[001]	5	—84	То же
Пж-88	" "	" "	3	87	88	⊥ (010)	17	—88	Центр кристалла
"	" "	" "	8	82	88	⊥ (010)	12	+90	Краевая зона
Пж-86	" "	" "	89	78	12	⊥ [001]	10	+80	Небольшой кристалл

№ шлифа	Место взятия образца (массив)	Порода	Координаты относительно двойниковой оси, в градусах			Закон двойникования	№ плагноклаза	2V	Примечание
			Ng	Nm	Np				
П-76	Сыргичинский	Фельзит-порфир	85	62	26	$\frac{\perp [001]}{(010)}$	33	-78	Центр крупного кристалла
"	То же	То же	86,5	66	24	$\frac{\perp [001]}{(010)}$	30	—	Промежуточная зона
"	"	"	89	70	20	$\frac{\perp [001]}{(010)}$	22	—	Внешняя зона
Е-2391	Амуджиканский	Гранодиорит	80	28	65	[001]	31	—	Крупное зерно
"	То же	То же	79	30	62	[001]	33	—	То же
"	"	"	88	70	19	$\frac{\perp [001]}{(010)}$	22	—	Зерно средней величины
"	"	"	88	72	18	$\frac{\perp [001]}{(010)}$	20	—	Зерно в основной массе
П-1165	"	"	84	25	65	[001]	28	—	Крупный вкрапленник
"	"	"	71	19	86	$\perp (001)$	36	—	Центр крупного зерна
"	"	"	80	11	88	$\perp (001)$	28	—	Внешняя зона зерна
П-1165	"	"	85	7	86	$\perp (001)$	24	—	Зерно средней величины
"	"	"	83	8	85	$\perp (001)$	25	—	То же
"	"	"	82	10	86	$\perp (001)$	26	—	"
Е-2392	"	"	85	6	86	$\perp (001)$	24	—	"
"	"	"	85	25	65	[001]	28	—	"
"	"	"	89	20	70	[001]	21	—	Небольшое зерно в основной массе
"	"	"	87	22	68	[001]	24	—	Зерно средней величины
Е-2336	"	Гранит	76	33	61	[001]	35	—	Крупное зерно
"	"	То же	83	25	66	[001]	29	—	То же
"	"	"	81	24	68	[001]	29	—	"
"	"	"	87	21	69	[001]	24	—	Зерно средней величины
"	"	"	88	22	68	[001]	23	—	Небольшое зерно
П-11426	"	"	80	11	66	$\perp (001)$	28	—	Крупное зерно
"	"	"	7	83	88	$\perp (010)$	26	—	Зерно средней величины
"	"	"	6	84	88	$\perp (010)$	26	—	Небольшое зерно
"	"	"	5	85	87	$\perp (010)$	14	—	Зерно в основной массе
П-1143	"	"	8	82	89	$\perp (010)$	28	—	Зерно средней величины

Е-2364	"	Гранит	85	24	67	[001]	27	—	Крупное зерно
"	"	То же	85	67	23	$\frac{\perp [001]}{(010)}$	30	—	То же
"	"	"	88	18	72	[001]	20	—	Зерно в основной массе
П-1144	"	"	86	23	67	[001]	25	—	Небольшое зерно
П-1149	"	"	77	13	89	$\perp RS$	30	—	Крупное зерно
"	"	"	6	84	89	$\perp (010)$	25	—	Небольшое зерно
П-1147	"	"	89	20	70	[001]	21	—	Зерно в основной массе
"	"	"	88	22	68	[001]	23	—	Зерно средней величины
"	"	"	88	21	69	[001]	23	—	Небольшое зерно
Е-2381	"	"	87	22	68	[001]	24	—	Зерно средней величины
"	"	"	88	19	71	[001]	20	—	Небольшое зерно
Т-287	Сретенский	Аплиты	86	4	88	$\perp RS$	16	—	Центр зерна
"	То же	То же	79	11	87	$\perp RS$	9	—	Внешняя зона
"	"	"	5,5	84,5	88	$\perp (010)$	14-15	—	"
"	"	"	14,5	77	88,5	$\perp (010)$	5	—	Небольшое зерно
А-1397а	Итака	Гибридный порфир (лей-кократовый)	79	32	61	[001]	34	—	Вкрапленник средней величины
"	То же	То же	76	14	89	$\perp (001)$	33	—	Небольшой вкрапленник
"	"	"	78	31	62	[001]	34	—	Крупное зерно
П-1050	Падь Собачкина	"	83	63	28	$\frac{\perp [001]}{(010)}$	35	—	Центр крупного зерна
"	То же	"	84	65	26	$\frac{\perp [001]}{(010)}$	33	—	Промежуточная зона
"	"	"	88	71	19	$\frac{\perp [001]}{(010)}$	22	—	Внешняя зона
"	"	"	82	28	64	[001]	30	—	Зерно средних размеров
П-1531	р. Урюм	Гибридный порфир (меланократовый)	79	11	89	$\perp [001]$	30	—	Крупный вкрапленник
"	То же	То же	83	27	64	[001]	30	—	Зерно средней величины
"	"	"	82	26	65	[001]	30	—	То же
"	"	"	84	26	65	[001]	29	—	Небольшой вкрапленник
"	"	"	15	85	88	$\perp (010)$	35	—	Зерно в основной массе
"	"	"	20	70	85	$\perp (010)$	40	—	То же
П-1534	"	"	83	66	25	$\frac{\perp [001]}{(010)}$	33	—	Крупный вкрапленник
А1009	Сыргичинский	Пироксеновый порфирит	16	75	86	$\perp (010)$	36	—	Зерно в основной массе
"	То же	То же	15	75	88	$\perp (010)$	35	—	То же
А1009	"	"	88	13	78	$\perp (001)$	16	—	Альбитизация, характерная для пород этого типа
А1144	"	"	5	86	87	$\perp (010)$	16	—	"

Результаты измерения оптических констант калиевых полевых шпатов на федоровском столике (2V — по двум выходам)

№ шлифа	Место взятия образца (массив)	Порода	Координаты осей индикатрисы относительно кристаллографических направлений			Наименование кристаллографического направления	2V	Определение	
			<i>N_g</i>	<i>N_m</i>	<i>N_p</i>				
<i>Амананский интрузивный подкомплекс</i>									
M-82	Амананский	Кварцевый диорит	90	6	84	⊥ сп. (001)	-52°	Анортоклаз	
"	То же	То же	84	6	87	?	-55°	То же	
"	"	"	80	10	88	?	-56°	"	
K-712	"	"	88	8	82	⊥ сп. (001)	-70°	Ортоклаз	
"	"	"	86	48	43	⊥ отд. (101)	-65°	То же	
"	"	"	87	8	82	⊥ сп. (001)	-64°	"	
							2V среднее	-60°	
707	Сыргичинский	Сиенито-диорит	86	5	87	⊥ сп. (001)	—	Ортоклаз	
"	То же	То же	87	3	88	То же	-72°	То же	
693	"	"	87	71	19	Дв. ⊥ (100)	-68°	"	
"	"	"	3	88	88	⊥ сп. (010)	—	"	
195	"	Кварцевый монзонит	87	80	11	⊥ отд. (1502)	-76°	"	
"	"	То же	86	50	41	⊥ отд. (101)	-70°	"	
0540	"	"	90	8	82	⊥ сп. (001)	—	"	
050	"	"	89	79	11	⊥ отд. (1502)	-78°	"	
707	"	Кварцевый сиенит	88	5	86	⊥ сп. (001)	—	"	
"	"	То же	87	3	87	То же	-72°	"	
693	"	"	87	71	19	Дв. ⊥ (100)	-68°	"	
"	"	"	3	88	88	⊥ сп. (010)	—	"	
"	"	"	88	2	89	⊥ сп. (001)	—	"	
							2V среднее	-72°	
M-141	Амананский	Гранодиорит	82	12	81	⊥ сп. (001)	-81°	Микроклин	
542	Сыргичинский	То же	86	10	81	⊥ сп. (001)	-69°	Ортоклаз	
546	То же	"	78	80	16	⊥ отд. (1502) ?	-54°	Анортоклаз	
"	"	"	65	25	88	?	-58°	То же	
M-79	Амананский	"	87	8	82	⊥ сп. (001)	-67°	Ортоклаз	
M-79	Амананский	Гранодиорит	89	7	83	⊥ сп. (001)	-60°	Ортоклаз	
"	То же	То же	86	9	81	⊥ сп. (001)	-65°	То же	
							2V среднее	-65°	
083	Сыргичинский	Гранит	87	78	12	⊥ отд. (1502)	—	Ортоклаз	
"	То же	То же	85	79	12	То же	—	То же	
078	"	"	67	82	24	?	-60°	Анортоклаз	
A-529	Амананский	"	7	87	84	⊥ отд. (130)	-82°	Микроклин	
718ж	То же	"	73	72	25	⊥ отд. (100)	-78°	То же	
"	"	"	0	90	90	⊥ сп. (010)	-76°	Ортоклаз	
"	"	"	76	81	17	⊥ отд. (1502)	—	Микроклин	
"	"	"	89	88	2	Дв. ось [100]	—	Ортоклаз	
E-300	Нижняя Сигирля	"	90	7	83	⊥ сп. (001)	-68°	То же	
"	То же	"	1	89	89	⊥ сп. (010)	-64°	"	
E-301	"	"	90	48	42	⊥ отд. (101)	-68°	"	
E-327a	"	"	25	66	84	?	-60°	Анортоклаз	
"	"	"	1	89	89,5	⊥ сп. (010)	-68°	Ортоклаз	
E-270	"	"	90	6	84	⊥ сп. (001)	-72°	То же	
							2V среднее	-70°	
П-1178	Вылактинский	Граносиенит	82	12	81	⊥ сп. (001)	-82°	Микроклин	
"	То же	То же	80	13	82	⊥ сп. (001)	-81°	То же	
"	"	"	90	9	81	⊥ сп. (001)	-60°	Анортоклаз	
"	"	"	78	14	83	⊥ сп. (001)	—	Микроклин	
П-1193	"	Лейкократовый гранит	78	84	14	⊥ отд. (1502)	-80°	То же	
"	"	То же	83	70	21	⊥ отд. (100)	-64°	Ортоклаз	
"	"	"	84	12	80	⊥ сп. (001)	-80°	Микроклин	
E-2562	Чонгольский	"	84	7	86	⊥ сп. (001)	-74°	Ортоклаз	
"	То же	"	80	12	84	⊥ сп. (001)	-81°	Микроклин	
"	"	"	82	12	82	⊥ сп. (001)	-85°	То же	
							2V среднее	-76°	
E-1643	Амананский	Гранит-порфир	60	71	36	⊥ отд. (110)	—	Ортоклаз	
E-1678	То же	То же	0	90	90	⊥ сп. (010)	-70°	То же	
2028	Сыргичинский	"	90	17	73	?	-60°	Анортоклаз	
"	То же	"	3	88	88	⊥ сп. (010)	-70°	Ортоклаз	
1001	"	"	86	4	87	⊥ сп. (001)	-74°	То же	
"	"	"	88	71	19	⊥ отд. (100)	-73°	"	
							2V среднее	-57°	

№ шлифа	Место взятия образца (массив)	Порода	Координаты осей индикатрисы относительно кристаллографических направлений			Наименование кристаллографического направления	2V	Определение	
			Ng	Nm	Np				
<i>Амуджиканский интрузивно-эффузивный подкомплекс</i>									
E-21	Каравкитский	Гранодиорит-порфир	90	6	84	⊥ сп. (001)	—	Ортоклаз	
E-66	То же	То же	89	65	83,5	⊥ сп. (001)	-70°	То же	
E-66в	" "	" "	90	5	85	⊥ сп. (001)	-70°	" "	
E-61a	" "	" "	90	5,5	84,5	⊥ сп. (001)	-68°	" "	
E-61a	" "	" "	89	11	79	⊥ сп. (001)	—	" "	
E-24	" "	" "	90	5	85	⊥ сп. (001)	—	" "	
A-1065	Сыргичинский	" "	86	81	10	⊥ отд. (1502)	-64°	" "	
							2V среднее	-68°	
785	Сыргичинский	Гранит-порфир	33	58	83	?	-50°	Анортоклаз	
750	То же	То же	34	57	84	?	-45°	То же	
752	" "	" "	82	8	87	?	-50°	" "	
E-27	Каравкитский	" "	0	90	90	⊥ сп. (010)	—	Ортоклаз	
"	То же	" "	90	5	85	⊥ сп. (001)	-70°	То же	
E-91	" "	" "	90	81	9	⊥ отд. (1502)	-70°	" "	
"	" "	" "	90	5	85	⊥ сп. (001)	—	" "	
"	" "	" "	60	72	36	⊥ отд. (110)	—	" "	
207в	Сыргичинский	" "	88	3	88	⊥ сп. (001)	-71°	" "	
934	То же	" "	88	5	85	⊥ сп. (001)	—	" "	
"	" "	" "	88	70	20	⊥ отд. (100)	-73°	" "	
"	" "	" "	87	71	20	То же	—	" "	
868	" "	Микрогранит	88	22	68	Дв. ось [001]	-70°	" "	
"	" "	То же	89	4	86	⊥ сп. (001)	-72°	" "	
913	" "	" "	88	70	20	⊥ отд. (100)	—	" "	
Пж-51	" "	Гранит-порфир	88	9	81	⊥ сп. (001)	-62°	" "	
П-6	" "	То же	88	9	81	⊥ сп. (001)	-62°	" "	
"	" "	" "	86	42	48	⊥ отд. (101)	-61°	" "	
Бу-1137	" "	" "	85	6	85	⊥ сп. (001)	-64°	" "	
"	" "	" "	88	21	69	Дв. ось [001]	-63°	" "	
"	" "	" "	0	90	90	Дв. ось [010]	-63°	" "	
"	" "	" "	5	87	86	Дв. ось [010]	-65°	" "	
A-897	" "	Мелкозернистый гранит	89	10	80	⊥ сп. (001)	-65°	" "	
"	" "	То же	88	7	83	⊥ сп. (001)	-61°	" "	
"	" "	" "	88	8	82	⊥ сп. (001)	-64°	" "	
4п	" "	Микрогранит	88	4	86	⊥ сп. (001)	-67°	" "	
"	" "	То же	89	6	84	⊥ сп. (001)	-62°	" "	
"	" "	" "	88	3	87	⊥ сп. (001)	-66°	" "	
							2V среднее	63°	
П-76	Сыргичинский	Фельзитовый порфир	2	88	89,5	Дв. ось [010]	-71°	Ортоклаз	
"	То же	То же	86	4	88	⊥ сп. (001)	-68°	То же	
"	" "	" "	88	6	84	⊥ сп. (001)	-70°	" "	
							2V среднее	70°	
<i>Гибридная серия</i>									
E-2389	Амуджиканский	Гранодиорит	82	11	83	⊥ сп. (001)?	-58°	Анортоклаз	
"	То же	То же	82	9	86	То же	-60°	То же	
"	" "	" "	87	78	13	⊥ отд. (1502)	-57°	" "	
"	" "	" "	2	88	89	Дв. ось [010]	-63°	Ортоклаз	
E-2391	" "	" "	86	7	84	⊥ сп. (001)	-61°	То же	
E-2392a	" "	" "	85	7	85	⊥ сп. (001)	-57°	Анортоклаз	
							2V среднее	-59°	
П-1106	Амуджиканский	Гранит-порфир:	89	6	84	⊥ сп. (001)	-72°	Ортоклаз	
"	" "	зерно в основной массе	87	3	89	⊥ сп. (001)	-47°	Анортоклаз	
E-2336	" "	То же	88	18,5	71,5	Дв. ось [001]	-57°	То же	
П-11426	" "	" "	4	87	87	Дв. ось [010]	-56°	" "	
"	" "	" "	2	88	89	То же	-67°	Ортоклаз	
П-1143	" "	Гранит:	86	25	66	?	-63°	Анортоклаз	
"	" "	краевая часть вкрапленника	82	14	80	?	-59°	То же	
"	" "	То же	89	9	81	⊥ сп. (001)	-69°	Ортоклаз	
"	" "	центр вкрапленника	86	16	75	?	-60°	Анортоклаз	
"	" "	краевая часть	89	21	69	Дв. ось [001]	-50°	То же	
"	" "	зерно в основной массе	89	21	69	Дв. ось [001]	-50°	То же	
П-1151	" "	Гранит:	89	12	78	⊥ сп. (001)	-60°	" "	
"	" "	краевая часть вкрапленника	89	12	78	⊥ сп. (001)	-60°	" "	

№ шлифа	Место взятия образца (массив)	Порода	Координаты осей индикатрисы относительно кристаллографических направлений			Наименование кристаллографического направления	2V	Определение
			Ng	Nm	Np			
П-1151	Амуджиканский	центр вкрапленника	90	5	85	⊥ сп. (001)	-64°	Ортоклаз
"	То же	зерно в основной массе	89	19	71	?	-59°	Анортоклаз
287г	Сретенский	Аплит	87	8	82	⊥ сп. (001)	-53°	Анортоклаз
"	То же	То же	90	7	83	⊥ сп. (001)	-57°	То же
"	" "	" "	0	90	89	Дв. ось [010]	-52°	" "
"	" "	" "	87	8	82	⊥ сп. (001)	-59°	" "
"	" "	" "	86	6	85	⊥ сп. (001)	-51°	" "
217-пд	Амуджиканский	Гибридный порфир:					2V среднее -54°	
"	То же	край вкрапленника	87	8	82	⊥ сп. (001)	-56°	Анортоклаз
"	То же	То же	88	11	79	⊥ сп. (001)?	-57°	То же
"	" "	центр кристалла	89	5	85	⊥ сп. (001)	-59°	" "
"	" "	То же	86	12	79	⊥ сп. (001)?	-56°	" "
293-пд	Ключевский	Гибридный порфир:						
"	То же	край вкрапленника	89	9	81	⊥ сп. (001)	-55°	" "
"	" "	То же	90	10	80	⊥ сп. (001)	-54°	" "
"	" "	центр вкрапленника	88	9	81	⊥ сп. (001)	-56°	" "
"	" "	То же	89	8	82	⊥ сп. (001)	-60°	" "
							2V среднее -56°	

Результаты измерения оптических констант амфиболов и пироксенов

Таблица IV

№ шлифа	Место взятия образца (массив)	Порода	Амфиболы и пироксены					Биотит		Примечание
			cNg	2V	Ng	Nm	Np	Ng-Np	Nm	
	Сыргичинский	Диорит	16°	-76°	—	—	—	—	—	
	То же	То же	16°	-68°	—	—	—	—	—	
A-565	Амананский	" "	16°	-79°	—	—	—	1,652	—	
П-523	То же	" "	15°	—	—	—	—	—	—	
"	" "	" "	16°	—	—	—	—	—	—	
A-569a	" "	" "	16°	-80°	—	—	—	—	—	
"	" "	" "	13°	—	—	—	—	—	—	
"	" "	" "	15°	-78°	—	—	—	—	—	
"	" "	" "	14°	—	—	—	—	—	—	
712	" "	Кварцевый диорит	16°	-75°	—	—	—	—	—	
713	" "	То же	16°	-74°	—	—	—	—	—	
"	" "	" "	17°	-72°	—	—	—	1,650	—	
"	" "	" "	17°	—	—	—	—	—	—	
A-595	" "	" "	16°	-76°	—	—	—	1,650	—	
E-1448a	" "	" "	36°	+55°	1,698	1,673	1,668	0,030	—	Пироксен
"	" "	" "	16°	-70°	—	—	—	1,653	—	
E-1304	Сыргичинский	" "	—	—	—	—	—	1,650	—	
E-1314	То же	" "	—	—	—	—	—	1,652	—	
189	" "	" "	18°	-70°	—	—	—	—	—	
189	" "	Кварцевый монзонит	20°	-72°	1,661	1,654	1,643	0,018	1,643	
A-744	" "	То же	—	—	—	—	—	—	1,640	
П-837	" "	Кварцевый сиенит	—	—	—	—	—	—	1,638	
П-556	Амананский	То же	20°	—	—	—	—	—	—	
"	То же	Гранодиорит	20°	-72°	—	—	—	—	—	
"	" "	То же	22°	—	—	—	—	—	—	
П-543	" "	" "	17°	-74°	—	—	—	—	—	
"	" "	" "	16°	-76°	—	—	—	—	—	
A-6116	" "	" "	15°	—	—	—	—	—	—	
"	" "	" "	14°	-77°	—	—	—	—	—	
"	" "	" "	14°	-78°	—	—	—	—	—	
K-675	" "	" "	—	—	—	—	—	1,646	—	
П-567	" "	" "	—	—	—	—	—	1,648	—	
П-535	" "	" "	21°	—	—	—	—	—	—	

№ шлифа	Место взятия образца (массив)	Порода	Амфиболы и пироксены					Биотит		Примечание	
			cNg	2V	Ng	Nm	Np	Ng-Np	Nm		Np
П-567	Сырыгичинский То же	Гранит То же	22°	—	—	—	—	—	—	—	
			22°	-68°	—	—	—	—	—	—	
			19°	-68°	—	—	—	—	1,652	—	
			22°	-72°	—	—	—	—	1,643	—	
П-537	Амананский То же	" "	19°	-65°	1,661	1,656	1,641	0,020	1,640	—	
			21°	-70°	—	—	—	—	1,644	—	
П-538	" "	" "	22°	-68°	—	—	—	—	—	—	
			21°	—	—	—	—	—	1,641	—	
П-542	" "	" "	22°	—	—	—	—	—	—	—	
			—	—	—	—	—	—	1,641	—	
E-1312	" "	" "	—	—	—	—	—	—	—	1,646	—
П-1176	Вылактинский	Граносиенит	—	—	—	—	—	—	—	1,648	—
П-1190	То же	Гранит	—	—	—	—	—	—	—	1,630	Краевая фация Центр массива
E-2562	Чонгольский	То же	—	—	—	—	—	—	—	1,645	
E-1304	Сырыгичинский	Гранит-порфир	—	—	—	—	—	—	—	1,648	
K-324	То же	Аплит	—	—	—	—	—	—	—	1,648	
"	" "	То же	—	—	—	—	—	—	—	1,643	—

Амуджиканский интрузивно-эффузивный подкомплекс

A-1125	Сырыгичинский	Мелкозернистое габбро	15°	(-) 70-71°	1,662	1,654	1,635	—	1,651	—	
A-1236	То же	То же	15°	(-) 72-73°	1,662	1,653	1,636	—	1,647	—	
A-1188	" "	" "	16°	-72°	—	—	—	—	1,646	—	
A-1163	" "	Микродиорит	22°	-70°	1,680	1,671	1,658	—	1,641	—	
"	" "	То же	22°	-75°	—	—	—	—	1,643	—	
A-1135	" "	" "	18°	—	—	—	—	—	1,648	—	
A-1085	" "	Диоритовый порфирит	19°	-72°	1,662	1,654	1,635	—	1,638	—	
Пж-50г	" "	То же	20°	-72°	1,654	1,646	1,630	—	1,641	—	
Пж-58	" "	" "	22-20°	—	—	—	—	—	1,646	—	
Пж-56	" "	" "	22°	-70°	1,684	1,676	1,665	—	—	—	
Пж-18	" "	" "	22°	-73°	1,652	1,644	1,624	—	—	—	
E-IV	Каравкитский	Гранодиорит-порфир	14°	-73°	1,651	1,635	1,628	—	1,639	—	
Бу-1156	Сырыгичинский	То же	14-15°	(-) 73-74°	—	—	—	—	1,646	—	

П-26	То же	Дацит	20°	-71°	—	—	—	—	1,628	—	Сагенитовая ре- шетка Пироксен
П-24	" "	То же	36-37°	+51°	—	—	—	—	1,652	—	
E-11	Каравкитский	Мелкозернистый биотитовый гранит	—	—	—	—	—	—	1,641	—	Краевая фация Ближе к краю Центр массива
Бу-1139	Сырыгичинский	Мелкозернистый биотитовый гранит	23°	-66°	1,660	1,652	1,639	—	1,637	1,609	
П-122	То же	То же	—	—	—	—	—	—	1,636	—	
36п	" "	Фельзит-порфир	—	—	—	—	—	—	1,633	—	
86п	" "	То же	—	—	—	—	—	—	1,637	—	
95г	" "	" "	—	—	—	—	—	—	1,632	—	
П-1132	Амуджиканский	Гранодиорит	17°	-69°	1,661	1,654	1,635	—	1,653	—	
E-2390	То же	То же	14°	-73°	—	—	—	—	1,651	—	
П-1105	" "	Гранит-порфир	19°	-72°	1,662	1,656	1,637	—	1,645	—	
П-1164	" "	Гранит	20°	-70°	1,666	1,656	1,640	—	1,652	—	
П-1154	" "	То же	23°	-69°	—	—	—	—	1,653	—	
T-287	Сретенский	Аплит	—	—	—	—	—	—	1,662	—	
271в	Давендинский	Гибридный порфир (лейкократовый)	18°	-74°	1,676	1,668	1,656	—	1,653	—	
A-1694	То же	То же	17°	-72°	—	—	—	—	1,655	—	
A-1804	" "	" "	21°	-71°	—	—	—	—	1,654	—	
П-1531	р. Урюм	Гибридный порфир (меланократовый)	14°	-65°	1,670	1,660	1,647	—	1,652	—	
A-1534	То же	То же	15°	-66°	—	—	—	—	1,657	—	
П-1810	Давендинский	" "	15°	—	—	—	—	—	1,653	—	
A-1134	Сырыгичинский	Пироксеновый порфирит	41°	-54°	1,710	1,702	1,690	—	—	—	Пироксен
"	То же	То же	13°	—	1,681	1,672	1,659	—	—	—	

Химический состав гранитоидов Шилка-Олёкминского района

№ п/п	№ проб	Место взятия образца	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	E-1284	Бассейн р. Беряя	Порфири-видный биотитовый гранит	67,90	0,60	14,92	1,70	1,52	0,10	1,26	2,00	4,10	4,38
2	E-1289	То же	То же	72,26	0,08	14,35	1,35	0,53	0,08	0,55	0,60	4,02	4,72
3	180	Сырыгичи	" "	72,66	0,16	14,27	0,49	2,18	0,05	0,53	1,47	3,73	4,01
4	П-27	То же	" "	68,30	0,30	16,30	1,12	1,30	0,03	1,13	2,60	4,50	3,40
5	M-17	Бассейн р. Оичи	" "	70,20	0,39	15,81	0,81	1,74	0,04	0,69	2,46	4,21	2,86
6	M-144	Бассейн р. Оёкта	" "	68,68	0,32	16,49	1,04	1,59	0,06	0,86	2,84	3,58	4,22
7	E-XI	Каравкит	" "	72,37	0,22	14,73	1,30	0,84	0,03	0,50	1,78	3,82	3,64
8	182	Сырыгичи	Лейкократовый гранит	73,63	0,15	13,82	0,33	2,08	0,05	0,44	1,42	3,74	4,03
9	E-15	Каравкит	То же	73,24	0,27	13,86	1,07	0,68	0,03	0,49	0,98	3,44	4,94
10	E-VIII	То же	" "	74,76	0,07	13,78	0,61	0,41	0,03	0,20	0,92	3,86	4,39
11	E-1304	Гора Кропоткина	Диорит	57,12	1,13	16,82	3,17	4,38	0,07	3,78	6,28	3,78	2,70
12	П-241a	р. Бухточи	То же	55,84	0,94	17,71	3,69	3,22	0,12	3,99	5,72	4,08	2,54
13	П-537	Бассейн р. Талочи	Кварцевый диорит	63,68	0,66	16,04	3,10	1,36	0,05	2,02	4,47	3,75	3,88
14	E-1314	Сырыгичи	Диорит	58,62	0,80	18,03	2,36	3,85	0,05	3,01	6,16	4,32	2,08
15	A-595	Бассейн р. Алгачи	То же	58,48	0,16	18,20	2,47	3,58	0,08	3,20	5,44	4,08	3,22
16	E-1415	Бассейн р. Амудиза	" "	59,72	1,04	16,60	2,54	3,15	0,08	3,14	5,16	3,92	3,70
17	M-159	Бассейн р. Талочи	Кварцевый монзонит	61,08	0,66	16,91	2,08	3,07	Следы	2,41	4,60	3,75	4,42
18	220a	Сырыгичи	То же	58,83	0,92	18,58	2,10	3,64	0,03	2,07	5,21	4,09	3,12
19	M-145	Бассейн р. Оёкта	Кварцевый диорит	65,12	0,69	16,09	1,94	2,30	0,05	1,52	3,30	4,18	4,28
20	П-25	Гольцы Кропоткина	Гранодиорит	68,06	0,42	14,96	1,68	1,74	0,05	1,43	2,70	3,74	4,45
21	П-837	Сырыгичи	То же	67,20	0,36	16,36	2,24	1,08	0,17	1,25	2,50	4,21	3,58
22	П-842	То же	" "	68,40	0,32	16,46	1,88	0,90	0,14	0,91	2,05	4,23	4,11
23	П-567	Бассейн р. Алгачи	" "	66,40	0,45	15,72	2,16	1,36	0,06	1,83	2,78	3,59	3,87
24	E-1146	Сигирля	" "	65,50	0,60	15,12	2,24	2,34	0,03	2,24	2,89	3,70	4,14
25	A-578	Бассейн р. Талочи	" "	65,66	0,66	15,71	1,76	2,00	0,06	2,24	3,60	3,36	4,05
26	E-1307	Бассейн р. Беряя	" "	67,52	0,52	15,30	1,63	1,99	0,03	1,30	3,06	3,92	4,52
27	T-211	Верховья р. Сырыгичи	" "	66,70	0,47	15,67	1,29	1,44	0,17	1,34	2,45	4,27	4,32
28	T-214	Там же	" "	64,68	0,54	16,31	2,28	1,30	0,14	1,30	2,80	4,12	4,25
29	П-542	Бассейн р. Талочи	Гранит	69,57	0,25	16,50	0,66	0,57	0,04	1,40	1,86	3,47	4,52
30	П-544	Там же	То же	68,84	0,28	15,27	1,70	0,55	0,04	1,48	2,33	3,59	4,24
31	П-11	Бассейн р. Сигирля	" "	69,42	0,38	15,13	1,13	1,88	0,04	0,91	2,16	3,88	4,48
32	1866	Там же	" "	70,85	0,36	14,91	0,65	1,30	0,08	0,88	1,75	3,87	4,15
33	П-373	Бассейн р. Агламингда	" "	68,74	0,32	15,51	1,81	0,90	0,11	1,12	2,75	4,49	3,00
34	E-1312	Сырыгичи	" "	69,00	0,34	15,69	1,48	1,73	0,03	0,79	2,37	4,10	4,08
35	П-421	Верховья р. Сырыгичи	" "	68,60	0,58	14,80	1,90	1,84	0,06	1,50	2,85	3,40	4,42
36	K-683	Бассейн р. Талочи	" "	71,28	0,24	14,69	1,27	0,72	0,04	1,16	2,52	3,76	44,08
37	B-240	Имандан—Маки	" "	69,28	0,34	14,88	1,35	1,14	0,04	1,47	2,76	3,92	4,05
38	П-1	Сырыгичи	Гранит-порфир	73,32	0,16	13,44	0,60	1,48	0,03	0,56	2,10	3,50	3,89
39	A-1247	Там же	То же	71,52	0,18	13,53	0,96	0,94	0,08	0,87	1,85	4,18	4,25

Таблица V

(в вес. %) и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

H ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма	a	c	b	s	a'	m'	f'	c'	n	t	φ	Q	a : c
Нет	0,18	0,50	99,41	15,2	2,4	5,1	77,3	—	41,3	56,7	0,0	58,4	0,7	29,3	16,8	6,3
"	0,18	0,50	98,98	14,1	0,7	5,5	79,7	54,2	15,3	30,5	—	60,4	0,1	20,5	30,5	20,1
0,05	Не опр.	0,38	99,98	13,6	1,8	4,6	80,0	29,2	18,0	52,8	—	59,1	0,2	8,4	31,0	7,5
0,20	0,10	0,82	100,10	14,8	3,1	4,8	77,3	14,0	39,4	46,6	—	66,6	0,4	20,0	21,9	4,8
0,30	Не опр.	0,71	100,47	13,2	3,0	5,1	78,7	32,9	22,4	44,7	—	69,06	0,4	13,2	28,1	4,5
0,16	0,12	0,31	100,27	13,9	3,5	5,0	77,6	23,0	28,4	48,6	—	56,4	0,4	17,6	23,92	3,9
0,17	Не опр.	0,11	99,51	13,3	2,1	4,3	80,3	39,0	18,8	42,2	—	61,5	0,3	25,0	31,9	6,2
0,07	То же	0,38	100,14	13,6	1,6	3,8	81,0	25,8	17,2	57,0	—	59,0	0,2	6,9	33,2	8,5
0,32	" "	0,36	99,68	14,3	1,2	3,6	80,9	34,5	21,8	43,7	—	51,4	0,3	25,4	32,0	11,9
0,22	" "	0,43	99,68	14,4	1,0	2,6	82,0	51,3	12,8	35,9	—	56,9	0,1	20,5	34,2	14,4
0,32	" "	0,87	100,42	12,4	5,2	16,0	66,4	—	40,5	43,5	16,0	67,8	1,5	17,2	2,8	2,4
0,20	0,25	1,03	99,33	13,2	5,0	14,5	66,3	—	46,5	43,2	10,3	70,6	1,3	21,6	0,6	2,3
0,18	0,01	0,55	99,75	13,9	3,8	9,0	73,3	—	38,2	43,5	18,3	59,6	0,8	29,0	14,9	3,6
0,20	Не опр.	0,75	100,23	12,8	6,0	12,5	68,7	—	41,1	45,6	13,3	76,0	1,0	16,1	6,0	2,1
0,46	То же	0,83	100,20	13,9	5,4	12,6	68,1	—	43,9	45,5	10,6	66,0	0,2	17,2	2,8	2,6
0,24	" "	1,03	100,32	14,1	4,1	12,8	69,0	—	41,7	41,2	17,1	62,0	1,3	17,1	5,9	3,4
0,28	" "	0,88	100,14	14,9	4,0	10,1	71,0	—	39,4	45,3	15,3	56,1	0,07	16,7	8,2	3,7
0,26	0,19	0,52	99,56	14,0	5,9	9,8	70,3	—	37,6	55,2	7,2	65,6	1,1	18,8	6,7	2,4
0,14	0,20	0,42	100,23	15,5	3,4	7,1	74,0	—	35,0	52,1	12,9	60,0	0,8	22,0	13,6	4,6
0,08	0,14	0,38	99,83	14,6	2,6	6,2	76,6	—	39,2	50,2	10,6	56,0	0,4	23,5	21,4	5,5
—	0,41	0,30	99,66	14,4	3,1	6,4	76,1	20,0	32,6	47,4	—	64,2	0,4	29,5	20,5	4,7
0,10	0,60	0,60	100,70	15,1	2,5	5,6	76,8	28,9	27,7	43,4	—	60,9	0,4	26,5	20,9	6,1
0,16	0,16	0,76	99,30	13,5	3,4	7,2	75,9	11,4	43,8	44,8	—	58,9	0,5	25,7	21,5	3,9
0,22	0,13	0,53	99,68	14,2	3,0	8,3	74,5	—	46,5	48,8	5,7	57,5	0,7	22,8	17,6	4,6
0,35	Не опр.	0,95	100,40	13,1	3,9	7,8	75,2	—	49,1	44,8	6,1	55,4	0,8	19,3	20,1	3,4
0,14	То же	0,48	100,41	15,0	2,5	6,6	75,9	—	32,7	50,0	17,3	57,0	0,5	21,4	19,3	5,9
0,20	0,41	0,38	99,11	15,4	2,6	5,3	76,7	—	42,3	50,0	7,7	60,0	0,5	20,6	18,7	5,9
—	0,41	0,36	99,09	18,2	1,7	7,0	73,1	—	30,5	45,7	23,8	49,5	0,6	26,6	8,1	10,7
0,42	0,11	0,98	100,35	13,8	2,2	6,8	77,2	50,0	34,3	15,7	—	53,6	0,3	7,9	24,7	6,3
0,13	0,10	0,70	99,25	14,0	2,9	5,1	78,0	10,7	49,3	40,0	—	56,1	0,4	29,3	25,1	4,9
0,28	0,11	0,29	100,09	14,8	2,6	4,3	78,3	—	35,0	63,4	1,6	56,5	0,4	22,3	27,5	5,7
0,22	0,06	0,33	99,61	12,2	2,1	4,3	79,4	24,6	33,8	41,6	—	57,5	0,4	12,3	27,5	6,8
0,10	0,18	0,72	99,75	14,3	3,2	4,4	78,1	—	43,1	53,8	3,1	69,5	0,4	33,8	24,4	4,5
0,32	Не опр.	0,29	100,22	14,9	2,8	4,5	77,8	6,1	30,3	63,6	—	60,0	0,4	27,3	23,2	5,2
0,10	То же	0,40	100,45	13,7	2,9	6,4	77,0	—	38,9	52,6	8,5	53,9	0,7	25,3	23,9	4,8
0,44	" "	0,28	100,48	13,9	2,7	4,1	79,3	—	47,5	44,3	8,2					

№ п/п	№ проб	Место взятия образца	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма	a	c	b	s	a'	m'	f'	c'	n	t	φ	Q	a:c
40	A-1235	Сыргичи	Мелкозернистый габродиорит	47,28	1,19	22,25	6,75	3,62	0,22	4,08	8,55	3,50	1,14	0,11	0,42	0,37	99,90	10,3	11,3	18,2	60,2	—	1,2	57,0	41,8	81,7	1,9	35,1	10,9	0,91
41	A-1236	Там же	То же	48,44	1,32	19,42	7,95	4,65	0,25	4,21	7,38	3,63	1,48	0,15	0,43	0,26	99,57	10,8	8,3	21,0	59,9	—	36,0	58,1	5,9	78,6	1,9	34,2	10,1	1,3
42	A-1085	" "	Кварцевый диоритовый порфирит	60,50	0,64	16,84	2,28	3,43	0,09	4,44	4,00	2,79	2,11	0,16	0,64	1,28	99,20	9,2	4,8	16,5	69,5	22,7	45,5	31,8	—	67,2	0,8	11,6	15,8	1,9
43	A-1163	" "	Диоритовый порфирит	54,80	0,92	19,97	3,74	3,62	0,11	3,53	5,60	3,18	1,80	0,20	0,55	1,23	99,25	10,0	7,1	16,9	66,0	21,1	37,1	41,8	—	73,1	1,2	19,8	4,9	1,4
44	A-1213a	" "	То же	54,60	0,56	19,54	5,34	3,80	0,11	2,36	5,34	3,70	1,91	0,27	0,64	1,23	99,40	11,5	6,9	15,4	68,2	15,5	27,2	57,3	—	75,1	0,70	31,4	2,5	1,7
45	A-1125	" "	Микродиориты	56,50	0,64	16,57	4,22	2,38	0,22	3,85	6,25	3,75	2,21	Нет	0,37	0,12	97,08	11,6	5,5	15,5	67,4	—	43,8	40,6	15,6	72,5	0,83	23,7	6,1	2,11
46	M-44a	Бассейн р. Оичи	То же	58,24	1,00	17,07	2,76	3,82	0,08	3,22	5,28	4,08	2,40	0,28	0,37	1,74	100,34	12,8	5,0	13,4	68,8	—	42,0	46,0	12,0	72,5	1,3	17,8	7,0	2,6
47	K-656	Гольцы Кропоткина	Дацит	59,00	1,00	15,29	2,29	5,05	0,07	3,42	5,80	3,84	2,92	0,34	Не опр.	1,20	100,22	12,7	3,9	15,6	67,8	—	36,5	43,5	20,0	20,0	1,31	12,2	6,3	3,3
48	10	Сыргичи	Гранит-порфир	68,16	0,35	16,06	0,95	1,70	0,05	1,94	2,94	4,18	3,32	0,22	То же	0,24	100,11	13,9	3,5	6,1	76,5	6,7	41,1	52,2	—	66,0	0,3	13,3	21,7	4,0
49	11	Там же	Мелкозернистый гранит	66,32	0,41	16,01	0,78	2,54	0,05	1,65	3,36	4,08	3,84	0,22	" "	0,40	99,66	14,5	3,5	6,5	75,5	—	44,0	45,5	10,5	62,3	0,5	10,5	18,5	4,2
50	E-IV	Каравкит	Гранодиорит-порфир	65,68	0,64	15,89	1,53	1,92	0,05	1,43	2,88	4,68	4,22	0,34	" "	0,48	99,74	16,3	2,4	6,6	74,7	—	36,7	47,0	16,3	62,7	0,8	19,4	14,4	6,8
51	П-23	Гольцы Кропоткина	То же	61,04	0,70	19,12	1,94	2,16	0,06	1,47	5,24	4,20	3,39	0,08	0,20	0,72	100,32	14,7	5,7	7,2	72,4	—	35,2	54,0	10,8	65,5	0,9	23,5	0,3	2,6
52	П-24	Там же	" "	61,82	0,82	18,85	1,86	1,95	0,04	1,43	4,80	4,28	3,34	0,16	0,19	0,83	100,37	14,7	5,6	6,4	72,3	—	38,4	55,0	6,6	66,0	0,9	25,4	11,6	2,6
53	2	Сыргичи	Гранит-порфир	70,92	0,15	15,41	0,62	1,27	0,05	1,08	2,00	3,44	4,30	0,10	Не опр.	0,31	99,71	13,4	2,4	5,5	78,7	34,2	32,9	32,9	—	54,4	0,2	9,8	28,8	5,6
54	6	Там же	То же	73,28	0,15	13,97	0,62	1,40	0,05	0,40	1,00	5,30	2,78	0,30	То же	0,42	99,67	15,0	1,0	3,0	81,0	17,3	21,7	61,0	—	74,0	0,1	17,4	31,0	15,0
55	П-5	" "	" "	72,00	0,25	14,03	1,89	0,37	0,02	0,62	0,77	3,77	5,11	0,22	" "	0,30	100,08	15,2	0,8	4,1	79,9	29,0	24,2	46,8	—	52,8	0,3	38,7	28,6	19,0
56	15	" "	" "	69,74	0,39	15,40	0,93	1,81	0,03	0,97	2,32	3,80	3,90	0,04	" "	0,78	100,11	13,7	2,8	5,2	78,3	20,8	31,2	48,0	—	59,8	0,4	15,6	26,4	4,9
57	14	" "	Среднезернистый гранит	71,32	0,21	15,03	0,46	1,54	0,03	0,69	1,68	4,48	3,98	0,12	" "	0,32	99,86	15,3	2,0	3,2	79,5	8,3	35,4	56,3	—	63,5	0,4	12,5	22,4	7,7
58	E-II	Каравкит	Мелкозернистый гранит	70,12	0,39	14,49	1,83	0,68	0,03	0,78	1,60	4,32	4,56	0,38	" "	0,51	99,69	15,8	1,6	3,9	78,7	—	34,5	56,9	8,6	58,9	0,3	39,7	24,2	9,9
59	A-1090	Сыргичи	То же	71,91	0,21	14,48	0,76	0,56	0,03	0,73	2,02	4,30	4,32	0,17	0,06	0,56	100,28	15,3	1,8	3,0	79,9	—	42,2	37,8	20,0	60,0	0,25	20,0	27,4	8,5
60	1	Там же	Гранит-порфир	73,44	0,12	14,00	0,78	1,13	0,05	0,52	1,40	3,44	4,32	0,06	Не опр.	0,57	99,83	13,3	1,7	4,0	81,0	36,6	20,0	43,4	—	54,5	0,1	16,7	33,7	8,2
61	13	" "	Фельзит-порфир	75,37	0,07	13,83	0,46	0,84	0,03	0,06	0,73	3,80	4,54	0,10	То же	0,46	100,29	14,2	0,8	3,0	82,0	56,5	6,5	37,0	—	56,0	0,1	13,0	34,8	17,7
62	7	" "	То же	74,36	0,07	14,03	0,46	0,42	0,05	0,40	1,20	4,12	4,10	0,34	" "	0,52	100,07	14,5	1,4	2,3	81,8	34,2	28,5	37,3	—	60,0	0,1	17,1	33,2	10,4
63	П-2	" "	Кварцевый порфир	77,00	Следы	12,52	0,45	0,67	Следы	0,40	0,96	3,36	4,63	0,08	" "	0,29	100,36	13,5	1,1	1,9	83,5	16,6	33,4	50,0	—	52,2	0,0	20,0	38,9	12,3
64	A-1009	" "	Пироксеновый порфирит	49,03	0,98	18,30	7,74	1,61	0,22	6,87	5,79	3,84	3,40	1,56	0,32	1,34	101,00	13,8	22,1	5,7	58,4	—	54,2	38,8	7,0	63,2	1,6	3,09	15,9	1,6
65	A-1134	" "	То же	29,52	0,78	17,81	7,18	2,51	0,30	8,03	6,04	3,20	3,40	0,60	0,23	1,41	101,01	12,2	24,2	6,0	57,6	—	57,0	37,0	6,0	59,1	1,2	25,7	15,2	2,0

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
От редактора	3
Предисловие	5
Глава I. Общие сведения о районе и история его геологического изучения	7
Глава II. Основные черты геологического развития Северо-Восточного Забайкалья	12
Глава III. Геологические образования, вмещающие мезозойские гранитоиды	14
Глава IV. Схема развития мезозойского магматизма Северо-Восточного Забайкалья	25
Глава V. Общая характеристика амуджикано-шахтаминского магматического комплекса	32
Глава VI. Петрографо-минералогический очерк амуджикано-шахтаминского комплекса	47
Глава VII. Петрохимия и геохимия амуджикано-шахтаминского комплекса	76
Глава VIII. Нерчуганский магматический комплекс	91
Глава IX. Сравнительная петрохимическая и геохимическая характеристика пород олёкминского, амуджикано-шахтаминского и нерчуганского комплексов	104
Глава X. Генетические типы рудных месторождений и их связь с магматическими породами	121
Глава XI. Металлогеническая специализация мезозойских гранитоидов	131
Глава XII. Генезис гранитоидов Северо-Восточного Забайкалья	142
Литература	151

Приложения (табл. I—V):

Количественно-минералогический состав мезозойских изверженных пород (табл. I)	156
Результаты измерения плагиоклаза на федоровском столике (табл. II)	160
Результаты измерения оптических констант калиевых полевых шпатов на федоровском столике (табл. III)	172
Результаты измерения оптических констант амфиболов и пироксенов (табл. IV)	177
Химический состав гранитоидов Шилка-Олёкминского района и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому (табл. V)	180

Ю. В. Казыцын, Г. В. Александров, Е. Н. Панов, В. И. Шульдинер, В. В. Павлова

Мезозойские металлоносные интрузии Шилка-Олёкминского района (Северо-Восточное Забайкалье)

Ведущий редактор *Н. Г. Державина*

Корректор *Н. А. Соколова*

Технический редактор *Е. Иерусалимская*

Переплет художника *А. Т. Кирьянова*

Сдано в набор 30/IV — 1966 г.	Подписано к печати 15/II — 1967 г.
Бум. № 2. Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆	Печать, листов 11,5 Условн. печ. листов 16,1 Уч.-изд. л. 16,4
T-00875 Тираж 1600 экз. Цена 1 руб. 30 коп.	Заказ № 645/9157—1 Индекс 3—4—1

Издательство «Недра». Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.

Типография фабрики № 9 ГУГК

1913

НЕДРА • 1967