Л. А. МИХАЛЕВА,
В. А. СКУРИДИН

Раннекаледонская формация батолитовых гранитов Горного Алтая и ее металлогенические особенности

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» · СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR · SIBERIAN BRANCH
INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS

L. A. MIKHALEVA, V. A. SKURIDIN

EARLY GALEDONIAN FORMATION OF BATHOLITIC GRANITES OF MOUNTAINOUS ALTAI AND ITS METALLOGENIC PECULJARITIES

Responsible Editor Academician
V. A. Kuznetsov

PUBLISHING HOUSE «NAUKA» · SIBERIAN BRANCH
NOVOSIBIRSK · 1971

АКАДЕМИЯ НАУК СССР · СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Л. А. Михалева, В. А. Скуридин

РАННЕКАЛЕДОНСКАЯ ФОРМАЦИЯ БАТОЛИТОВЫХ ГРАНИТОВ ГОРНОГО АЛТАЯ И ЕЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Ответственный редактор академик
В. А. Кузнецов

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» · СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК · 1971

УДК 551.305.1+551.22+551.25+552.16+552+552.3

Монография посвящена характеристике слабо изученных раннекаледонских гранитоидных комплексов Горного Алтая (кубадринского и бугузунского), которые сопоставляются авторами с известным в литературе шапшальским гранитоидным комплексом Западной Тувы. Рассматриваются вопросы петрографии, петрохимии гранитоидов и вмещающих их гнейсов — продуктов высокотемпературного регионального метаморфизма; показаны взаимоотношения процессов регионального метаморфизма с процессами мигматизации и образования собственно гранитных пород.

Особый интерес представляют вопросы генезиса, возраста гранитоидов. В работе приводятся данные о палигенном происхождении раннекаледонских гранитоидов, о существенной роли в процессе их образования, перекристаллизации, диффузионного и инфильтрационного метасоматоза.

Рассматривается вопрос о рудоносности раннекаледонских гранитоидных комплексов. Определено место молибден-вольфрамового оруденения в ходе сложного процесса гранитообразования, соответствующее определенной стадии кислотного выщелачивания (грейзенизации).

Установлен формационный тип раннекаледонских гранитоидов и принадлежность их к формации батолитовых гранитов.

Монография представляет большой интерес для широкого круга геологов.

2-9-2; 2-9-3
241—1971 (II)

ВВЕДЕНИЕ

Расчленение магматических пород Горного Алтая на комплексы, установление их формационной принадлежности и связи с оруденением имеет важное значение для решения вопросов эндогенной металлогении и, вместе с тем, представляет одну из наиболее сложных задач геологических исследований этого региона.

Усилиями ряда исследователей (В. А. Кузнецов, 1957, 1963, 1966; Нехорошев, 1958; Ю. А. Кузнецов, 1960; Высокоостровская и др., 1961; Домарев и др., 1963) были разработаны схемы развития магматизма в Горном Алтае и выявлены некоторые общие закономерности пространственного размещения магматических комплексов в тектонических структурах. Однако все еще не изученными оставались петрология и возрастные особенности каледонских гранитоидов, их роль в формировании молибден-вольфрамового оруденения. В литературе эти гранитоиды известны под названием шапшальского комплекса. Герцинские граниты по сравнению с ними изучены гораздо лучше (Калюжный, 1963; Волочкович, Леонтьев, 1964; Кононов, 1965 и др.).

До недавнего времени не было публикаций, в которых давалось бы детальное описание каледонских гранитоидов Горного Алтая, лишь в последнее время появились работы (Дистанова, 1965; Поляков и др., 1965 и др.), посвященные формационному анализу гранитоидного магматизма Алтае-Саянской складчатой области в разрезе теоретических представлений Ю. А. Кузнецова (1964).

В предлагаемой монографии изложены результаты специальных исследований каледонских гранитоидов Горного Алтая. На примере бугузунского и кубадринского комплексов, расположенных в разных структурно-формационных зонах, в ней рассмотрены вопросы петрографии и петрохимии гранитоидов и вмещающих их гнейсов — продуктов регионального по типу и локального по распространению высокотемпературного метаморфизма; показаны взаимоотношения процессов глубокого метаморфизма с процессами метасоматической гранитизации, мигматизации и полного плавления. Приведены данные о существенной роли перекристаллизации, диффузионного и инфильтрационного метасоматоза в процессе образования гранитоидов. Определен формационный тип раннекаледонских гнейсо-гранитных комплексов и выяснена их роль в металлогении Горного Алтая. Для решения вопроса о связи оруденения с гранитоидами были поставлены совместные работы авторов с В. И. Сотниковым, которые позволили выявить разновозрастное вольфрамовое оруденение, формирующееся в связи с неоднократно проявляющимися процессами гранитообразования. Установлены отли-

чия раннекаледонских гранитоидов от более молодых герцинских, сопровождающихся близкой по характеру минерализацией.

Разделы работы о бугузунском гнейсо-гранитоидном комплексе написаны Л. А. Михалевой; разделы, касающиеся характеристики кубадринского гранитоидного комплекса — В. А. Скуридиным. Прочие разделы написаны совместно обоими авторами.

Авторы выражают глубокую признательность академикам Ю. А. Кузнецову и В. А. Кузнецову, чл.-корр. АН СССР Ф. Н. Шахову за консультации, докторам геол.-мин. наук А. М. Дымкину и Э. П. Изоху, кандидатам геол.-мин. наук А. Н. Дистановой и Р. М. Слободскому за ценные замечания при просмотре рукописи, В. В. Скорицкой за оформление графических материалов.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННОСТИ РАННЕКАЛЕДОНСКИХ ГРАНИТОИДОВ

В истории исследования гранитоидов Горного Алтая намечается два периода: первый — с 1842 по 1930 г., характеризующийся единичными геологическими маршрутами, и второй — с 1930 г. по настоящее время, ознаменовавшийся массовыми поисковыми и геолого-съемочными работами.

В течение первого периода изучению гранитоидов уделялось мало внимания, вследствие чего сведения о них были крайне разрозненными и носили случайный характер. Так, П. А. Чихачев, совершивший в 1842 г. путешествие по Алтаю от г. Бийска до с. Кош-Агач, наряду с особенностями геологического строения выделил на карте интрузивные породы: граниты, диориты и др. Спустя несколько десятилетий В. А. Обручев (1915) сделал ряд маршрутов по Алтаю. Описывая геологическое строение Русского Алтая, он подчеркивал, что среди интрузивных пород «наибольшую роль играют граниты, граносиениты и гранодиориты, образующие многочисленные массивы различной величины...» В юго-восточной части Горного Алтая в пределах Сайлюгемского и Курайского хребтов В. А. Обручевым были обнаружены глубоко метаморфизованные породы и высказано предположение о их древнем докембрийском возрасте. Позже В. П. Нехорошев (1932) указывал, что в Горном Алтае, особенно в его восточной части, значительное количество «гранитов, гранодиоритов и родственных им глубинных пород относится.... к каледонскому времени».

Систематическое изучение магматических, метаморфических образований, в том числе и гранитоидов, началось во второй период, с момента открытия в Горном Алтае месторождений полезных ископаемых.

В 1933 г. Ф. Н. Шахов впервые для юго-восточной части Горного Алтая описал серию гранитоидных массивов (среднее течение р. Аргут) и привел детальный петрографический анализ пород. Наиболее древними интрузивными породами района, по его мнению, являются порфировидные граниты, возраст которых определяется как каледонский.

В. А. Кузнецов своими работами (1934, 1936, 1938, 1939), посвященными геологии ртутных месторождений Горного Алтая, значительно пополнил сведения о массивах гранитов, диоритов, перидотитов Курайского хребта. В частности, он установил, что тела гранитов располагаются в виде цепочки в зоне разлома и не производят никакого контактового воздействия на вмещающие породы; возраст гранитов — каледонский. Тогда же В. А. Кузнецов и А. С. Мухин (1936) выявили наличие в пределах южного склона Курайского хребта массивов

габбро-диоритового состава, имеющих также каледонский возраст.

В 1934 г. А. С. Митропольский в результате геологических поисков выделил в Южно-Чуйском хребте зону глубоко метаморфизованных пород. В одной из своих работ при обсуждении вопроса о происхождении метаморфических пород Южно-Чуйского хребта А. С. Митропольский с соавторами (1967) отмечали, что эти породы и приуроченные к ним автохтонные гранитоиды имеют каледонский возраст.

Рассматривая геологическое строение Горного Алтая, Н. Н. Горностаев (1937) установил, что в осевой части Курайского хребта обнажается полоса протерозойских метаморфических сланцев и приуроченных к ним древних гранитоидов.

Исследования Г. Д. Афанасьева (1938, 1949, 1960), проведенные в юго-восточной части Горного Алтая (северный склон Курайского хребта, междуречье Башкаус-Чулышман), позволили ему расчленить палеозойский интрузивный магматизм этой области на ряд естественных ассоциаций. Выделенный Г. Д. Афанасьевым каракемский гранитоидный комплекс имеет каледонский возраст и представлен серией массивов микроклиновых гранитов, лейкократовых гранодиоритов, подверженных последующей микроклинизации.

В 1941 г. А. Н. Чураков, изучив строение восточной части Айгулакского и западной окраины Курайского хребтов, описал небольшие штоки гранитов у оз. Чубек-Коль и на водоразделе рек Чибит — Курумду-Айры, которые прорывают древние толщи. Верхневозрастная граница гранитов неизвестна, но, по данным А. Н. Чуракова, они древнее пермокарбона, так как отложения пермо-карбона перекрывают массивы.

В соседних с Горным Алтаем западных районах Тувы древнекаледонские граниты впервые были выявлены и описаны В. А. Кузнецовым и Г. В. Пинусом (1949) под названием «шапшальского» (чингекатского) комплекса, которое прочно вошло в литературу. Этот комплекс изучался Т. Н. Ивановой (1962, 1963), Г. Г. Бельским и другими исследователями. Характерной его особенностью является четкое расположение массивов вдоль зон региональных разломов. Возраст массивов определен как ордовикский на том основании, что в бассейне р. Барлык была обнаружена галька гранитоидов и гнейсов в базальном конгломерате силурийской толщи (Пинус, 1949).

Аналогами гранитоидов шапшальского комплекса являются граниты Прителецкого района, бассейна рек Башкауса и Чулышмана, Курайского хребта и др. которые, по мнению В. А. Кузнецова (1957), следует рассматривать в качестве производных гранитных магм, возникших в зонах глубинных прогибов в результате гранитизации и плавления песчано-сланцевых толщ.

В более поздний период, когда в Горном Алтае начались систематические геологические съемки и поиски, большую роль в изучении каледонских гранитоидов сыграли работы геологов ВАГТа и ЗСГУ: И. И. Барцевой, А. А. Вишневского, В. Н. Гавриловой, А. Б. Дергунова, В. И. Колесникова, А. Н. Кононова, Н. С. Коржнева, М. Н. Ланда, В. И. Ласькова, В. И. Тараско и др.

Так, И. И. Барцевой, В. И. Колесниковым и др. в пределах Телецкой структурно-формационной зоны был выделен нижнеордовикский гранитоидный комплекс, который можно считать полным формационным аналогом кубадринскому и бугузунскому комплексам. В комплекс объединяются породы зоны метаморфизма и приуроченные к ней гранитоиды. Метаморфизм, гранитизация и образование гранитов, по мнению И. И. Барцевой, представляют собой единый процесс. То обстоятельство, что изменениям подвергались лишь толщи нижнего — среднего

кембрия и кембро-ордовика, а отложения девона нигде не затронуты метаморфизмом, позволило определить возраст комплекса как ордовикский. А. Б. Дергуновым, В. И. Тараско, А. Н. Кононовым и др. отмечались каледонские гранитоидные массивы в пределах осевой зоны и северного склона Курайского хребта. М. Н. Ланда, изучив метаморфические породы и приуроченные к ним гранито-гнейсы, гнейсо-граниты в Курайском хребте, пришла к выводу, что степень метаморфизма прогрессивно увеличивается от биотит-хлоритовых к силлиманит-гранатовым сланцам. Гранито-гнейсы и гнейсо-граниты, по ее мнению, являются продуктом кварцево-щелочного метасоматоза кристаллических сланцев. А. А. Вишневский в междуречье Башкаус — Бугузун выделяет каледонский гранитоидный комплекс, возраст которого определяется исходя из того, что массивы нигде не прорывают отложения девона.

В. П. Нехорошев (1958), анализируя геологическое строение Алтая, наряду с различными магматическими комплексами, выделил таконский гранитоидный комплекс, в который объединяются отдельные мелкие массивы Белокурихинского района и несколько более крупных массивов в восточной части Алтая (в Курайском хребте, на стыке с Тувой и Саянами). Возраст комплекса им условно принимается как досилурийский. В. С. Домарев, К. Н. Вифанский, Е. Б. Высокоостровская (1958) объединили все нижнепалеозойские гранитоиды в горно-алтайский комплекс, образование которого происходило в период главной складчатости (ордовик — силур). Ж. Д. Никольская, В. Е. Попов, В. А. Трофимов (1963), рассматривая историю геотектонического развития Горного Алтая, отмечают, что в период дифференциальных движений происходит образование плутонов (in situ и внедрение) раннекаледонского комплекса гранитоидов ($Cm_3 — O_1$). К. Л. Волочкович, А. Н. Леонтьев (1964), анализируя магматизм Талицко-Монголо-Алтайской зоны, выделяют нерасчлененные, нижне-среднепалеозойские гранитоиды, которые, по их мнению, «соответствуют синорогенным гранитоидам средних этапов салаирского (?) и каледонского тектоно-магматических циклов».

В. А. Кузнецов, развивая предложенную ранее схему магматизма Горного Алтая, отмечает, что на определенных стадиях развития геосинклинальной зоны, в раннекаледонском и герцинском этапах, дважды проявились гранитные комплексы, относящиеся к батолитовому формационному типу. Такое повторение однотипных гранитоидных комплексов служит одним из доказательств полициклического развития магматизма в Горном Алтае (Кузнецов, 1960, 1963, 1966; Кузнецов, Лапин и др., 1964; Кузнецов, Дистанов и др., 1966).

ПОЛОЖЕНИЕ РАННЕКАЛЕДОНСКИХ ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ В ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ И В ОБЩЕЙ СХЕМЕ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА ГОРНОГО АЛТАЯ

Проявления магматизма в закономерной связи с общим ходом геотектонического развития Горного Алтая рассматриваются в работах В. П. Нехорошева (1958, 1966) и В. А. Кузнецова (1958, 1962, 1963). Горный Алтай, по мнению этих исследователей, представляет часть длительно развивавшейся Алтае-Саянской геосинклинальной области, обрамлявшей с юго-запада древнюю Сибирскую платформу. Район

находится на стыке Горно-Шорско-Катунских и Западно-Саянских структур салаирско-каледонского возраста с юго-западными герцинидами Зайсанской геосинклинальной системы. В строении Горного Алтая принимают участие несколько различных по времени консолидации структурно-формационных зон (рис. 1). Развитие последних отличалось некоторыми индивидуальными особенностями, поэтому и магматизм разнородных структурно-формационных зон развивался различно. На ранних этапах геотектонического развития Горного Алтая, находившегося в условиях геосинклинального режима, различия эти были незначительными, но они заметно усилились на более поздних этапах, когда одни структурно-формационные зоны превратились в складчатые сооружения, а другие продолжали геосинклинальное развитие.

Древнейшая досинийская история и магматизм в Горном Алтае слабо проявлены и мало изучены.

Салаирский этап охватывает период с синия до нижнего и частично среднего кембрия. Он имел особое значение для развития структур Горного Алтая. В это время происходило развитие первичных геосинклиналей и формирование нижнего структурного яруса, сложенного вулканогенно-осадочными и карбонатными толщами. Салаирский этап характеризуется возникновением ряда глубинных разломов, часть которых образовалась еще в докембрийском этапе. С этим этапом связана дифференциация геосинклинальной области на зоны геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий, которые позднее оформились как разнородные структурно-формационные зоны. На востоке выделяется Западно-Саянский (Телецкий), а на юго-западе — Горно-Алтайский прогибы, разделенные Катунским горстовым массивом. Салаирский этап развития завершается складчатостью, следствием которой явились полная смена геотектонического режима, прекращение вулканической деятельности и, по существу, замыкание синийско-кембрийской геосинклинальной системы. В результате возник общий структурный план района, наметились простирания складчатых структур и оформились зоны глубинных разломов.

Для салаирского этапа характерна активная деятельность базальтоидных и гипербазитовых магм, производными которых являются спилито-кератофировая вулканогенная и гипербазитовая формации, проявившиеся в зонах глубинных разломов. К спилито-кератофировой вулканогенной формации синийско-кембрийского возраста относятся сложные эффузивно-интрузивные арыджанский диабазово-порфиритовый и каимский диабазовый комплексы, с которыми связываются проявления руд железа, марганца и меди эффузивно-осадочного типа и магматическое титано-магнетитовое оруденение.

К производным гипербазитовой формации относится чаган-узунский гипербазитовый комплекс нижнего кембрия, образующий ряд линейных гипербазитовых поясов — Курайский, Теректинский и др. С ним связываются проявления хромитового и никелевого оруденения (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958).

Каледонский этап характеризуется развитием «вторичных» флишевых геосинклиналей и формированием среднего структурного яруса Горного Алтая. Причем процесс этот проявился не повсеместно и накладывался на геосинклинальные зоны предыдущего салаирского этапа. В каледонский период формируются Ануйско-Чуйский и Уйменско-Лебедской геосинклинальные прогибы, в которых происходит накопление мощных флишоидных песчано-сланцевых толщ.

На протяжении каледонского этапа почти вся территория Горного Алтая завершила геосинклинальное развитие и к началу герцинского

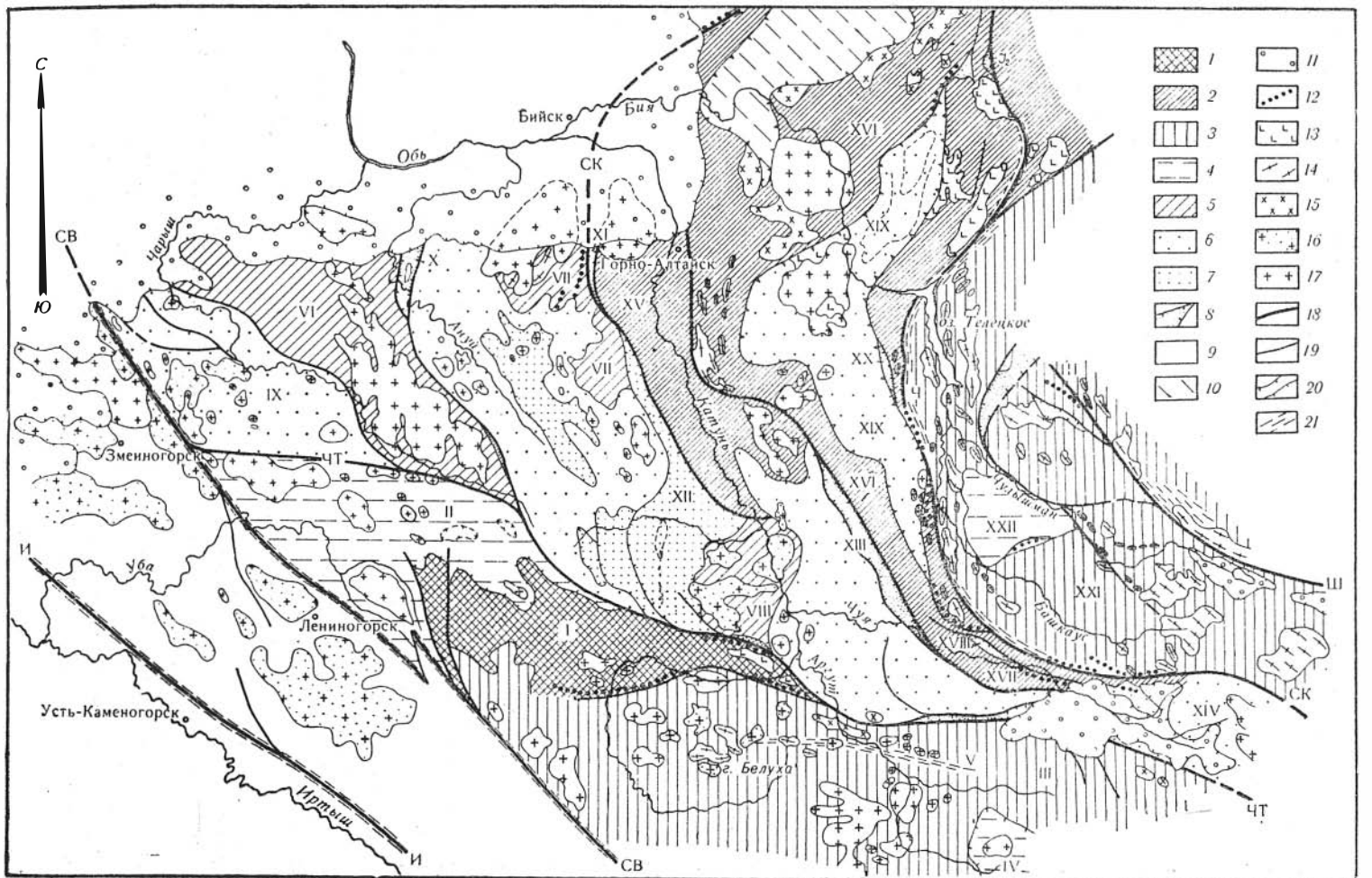
этапа приобрела свойства консолидированного складчатого сооружения. В этот период вдоль зон глубинных разломов в зонах смятия проявился метаморфизм, сопровождавшийся гранитообразованием. К производным метаморфизма относятся описанные в данной работе бугузунский и кубадринский гнейсо-гранитоидные комплексы — представители формации батолитовых гранитов (по Ю. А. Кузнецову, 1964). Возраст гнейсо-гранитоидных комплексов геологическими и радиологическими методами устанавливается как раннекаледонский — досилурийский (450—485 млн. лет). С ним связывается молибден-вольфрамовое оруденение.

Формирование раннекаледонских гранитоидов вызывает консолидацию салаирско-каледонских структур. Главная роль в дальнейшем принадлежит разрывным тектоническим нарушениям — глубинным разломам, с проявлением которых связано формирование таджилинского габбро-диорит-гранодиоритового комплекса (Скуридин, 1964). Возраст его определяется как ордовик-силурийский (интрузивы прорывают отложения кембро-ордовика и, в свою очередь, перекрываются отложениями среднего девона). Массивы таджилинского комплекса сопровождаются золото-шеелитовым оруденением.

Герцинский этап ознаменован замыканием остаточных геосинклинальных прогибов и окончательной консолидацией структур Горного Алтая,— складчатые зоны превратились в прогибы, сохранившие черты геосинклинального режима (Ануйско-Чуйская и Уйменская структурно-формационные зоны). В это время сформировался третий, верхний, структурный ярус.

Раннегерцинский период характеризуется напряженной вулканической деятельностью, излиянием лав, накоплением пирокластических толщ и формированием субвулканических и гипабиссальных интрузий. От вулканизма кембрийского времени девонский вулканизм в Горном Алтае отличается резким преобладанием кислых липарито-дацитовых лав, при подчиненной роли лав среднего и основного составов. Среди производных девонского вулканизма выделяются онгудайский андезитовый и куратинский порфировый эффузивно-интрузивные доскладчатые комплексы (Лапин, 1963), сопровождающиеся образованием субвулканических гранитов (Аксайский и Уландрыкский массивы Юго-Восточного Алтая, Шебеликский — Центрального Алтая и др.). С куратинским порфировым комплексом среднего девона связывается гематитовое оруденение эксгаляционно-осадочного и гидротермального типов (Калугин, 1959; Лапин, 1963).

К раннегерцинской эпохе относится также чарышский габбро-диабазовый комплекс, развитый в Кумиро-Коргонском районе (Прокопцев, 1960). Комплекс локализуется в зоне Чарышского глубинного разлома, являясь производным глубинной базальтоидной магмы. Возраст его определяется в пределах верхний девон — нижний карбон, так как габбро-диабазы прорывают и метаморфизуют дислоцированные отложения среднего девона. Габбро-диабазы, в свою очередь, гранитизированы и пересекаются дайками аплитов, связанных с формированием верхнепалеозойских гранитов Талицкого массива (Михалева, 1963). Геологические данные о возрасте чарышского комплекса подтверждаются радиологическими данными. Абсолютный возраст габбро-диабазов — 350—360 млн. лет (Унксов, 1953). С комплексом связаны магнетитовые руды контактово-метасоматического типа, а также проявления мышьяково-кобальтового оруденения. Чарышский комплекс сопоставим с визейскими габброидами Рудного Алтая, располагающимися вдоль Иртышской зоны смятия и сопровождающимися медно-пирротиновой минерализацией (Кузнецов, 1963).


С
Ю
Бийск
Бия
Обь
СК
СВ
Чарыш
Горно-Алтайск
Анюй
Катунь
оз. Телецкое
Чулышман
Башкаус
Чуя
Аргут
Змеиногорск
ЧТ
Уба
Лениногорск
Усть-Каменогорск
Иртыш
г. Белуха
И
Ш
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
X
XI
XII
XIII
XIV
XV
XVI
XVII
XVIII
XIX
XX
XXI
XXII
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21

Вслед за формированием чарышского комплекса проявился гранитоидный магматизм, производным которого является многофазный яломанский гранитоидный комплекс (Кузнецов, 1947; Михалева, 1963; Кононов, 1965; Слободской, 1966; и др.), развитый в Центральном Горном Алтае. Гранитоиды яломанского комплекса слагают ряд массивов (Яломанский, Кадринский, Чикет-Аманский, Усть-Чуйский), локализующихся в граувакковых толщах в зоне Теректинского глубинного разлома. Особенностью комплекса является пестрый состав слагающих его пород (тоналиты, гранодиориты, биотит-роговообманковые граниты, аляскитовые граниты) и многофазность формирования. С породами первых фаз формирования комплекса связывается полиметаллическое оруденение, с породами последних фаз — проявление редкометальной и вольфрам-молибденовой минерализации. Возраст яломанского комплекса определяется как верхнепалеозойский, в связи с тем, что гранитоиды его метаморфизуют эффузивно-осадочные породы средне-верхнедевонского возраста, а данные определений абсолютного возраста пород калий-аргоновым методом по биотиту и валовому составу показывают 225—290 млн. лет (Кононов, 1963). Яломанский комплекс, по классификации Ю. А. Кузнецова (1964), относится к группе формаций батолитовых гранитов, формирующихся в граувакковых толщах.

Близким по возрасту к гранитоидам яломанского комплекса следует считать комплекс микроклиновых биотитовых гранитов, являющийся производным того же гранитоидного магматизма, который проявился здесь в иных геологических условиях. Типичные представители его Юстыдский, Таштоузекский, Атуркольский, Калгутинский на юго-востоке и Белокурихинский, Тигерекский, Белорецкий массивы на северо-западе и севере Алтая. В отличие от гранитоидов яломанского комплекса, микроклиновые граниты локализуются, как правило, в существенно терригенных толщах и поэтому им свойствен более или менее однородный гранитный состав. Они характеризуются также многофазностью формирования и интенсивным проявлением постмагматических процессов, выражающихся в микроклинизации и грейзенизации гранитов. О позднегерцинском возрасте комплекса свидетельствует тот факт, что граниты Юстыдского массива метаморфизуют отложения фаменского яруса верхнего девона на юго-востоке Алтая. Определения абсолютного

Рис. 1. Тектоническая схема Горного Алтая (по В. А. Кузнецову):

1 — выступ (Теректинский) протерозоя-синия (?); *2* — структурно-фациальная зона салаирского этапа консолидации (Бийско-Катунская); *3—4* — структурно-фациальные зоны каледонского этапа консолидации; *4* — наложенные прогибы в их пределах; *5—7* — структурно-фациальные зоны раннегерцинского этапа; *5* — горстантиклинальные структуры, нижний структурный ярус герцинской (Ануйско-Чуйской) зоны; *6* — средний структурный ярус Ануйско-Чуйской зоны; *7* — синклинальные структуры, верхний ярус этой зоны; *8* — приразломные прогибы; *9* — герцинская структурно-фациальная зона Рудного Алтая; *10* — герцинско-мезозойский (Чумышско-Ненинский) прогиб (южная окраина Кузнецкого прогиба); *11* — кайнозойские прогибы; *12—17* — интрузивные комплексы; *12* — гипербазитовые пояса салаирского (кембрийского) этапа; *13* — салаирские гранитоидные комплексы; *14* — каледонские гранитоидные комплексы; *15* — раннегерцинские (девонские) гранитоидные интрузии; *16* — герцинские гранитоиды змеиногорского типа (комплекса); *17* — герцинские граниты калбинского типа (комплекса); *18* — региональные (глубинные) разломы; *19* — другие крупные разломы; *20* — границы прогибов; *21* — зоны смятия и метаморфизма.

Тектонические структуры, выделенные на схеме: I—V — Чарышско-Теректинская структурно-формационная зона: I — Теректинский горст, II — Коргонский наложенный прогиб, III — Холзунско-Чуйский массив, IV — Калгутинский наложенный прогиб, V — каледонская зона смятия Чуйских Альп; VI—XIV — Ануйско-Чуйская структурно-формационная зона: VI — Талицкий антиклинорий, VII — Белокурихинский и Чергинский антиклинории, VIII — Онгудайский горст, IX — Чарышский синклинорий Северо-Западного Алтая, X — Ануйский приразломный прогиб, XI — Сарасинский приразломный прогиб, XII — Куратинский прогиб, XIII — Бельгебашский приразломный прогиб, XIV — Чуйский прогиб; XV—XVIII — Бийско-Катунская структурно-формационная зона: XV — Катунский горстовый массив, XVI — Бийский массив; XVII — Баратальский горстовый массив, XVIII — Курайский приразломный прогиб; XIX — Уйменско-Лебедская структурно-формационная зона (прогиб); XX — Пыжинский грабен; XXI — Телецкая (Саянская) структурно-формационная зона; XXII — Улаганский наложенный прогиб.

Глубинные разломы: И — Иртышский; СВ — Северо-Восточная зона смятия; ЧТ — Чарышско-Теректинский; СК — Сарасинско-Курайская зона разломов; Ч — Чокракский; Ш — Шапшальский.

возраста гранитов калий-аргоновым методом по биотиту показывают 225—260 млн. лет. С позднегерцинским гранитным комплексом связаны редкометальные пегматиты и высокотемпературная кварцево-вольфрам-молибденовая рудная формация, а также скарновые железорудные и редкометально-полиметаллические месторождения. Позднегерцинские граниты по составу и сопутствующей минерализации сходны с раннекаледонскими гранитоидами и вместе с тем несут признаки отличия.

Формированием позднегерцинских гранитных комплексов заканчивается геосинклинальное развитие области, складчатые структуры консолидируются, и Горный Алтай приобретает характер складчато-глыбового сооружения.

В конце палеозоя проявились глыбовые движения вдоль ранее заложенных глубинных разломов (Курайского, Теректинского, Шапшальского), с которыми связано проникновение в верхние горизонты земной коры базальтоидной магмы и формирование дайковых комплексов лампрофиро-диабазовой формации — теректинского диабазового (Михалева, 1963; Тычинский, Михалева, 1965) и чуйского лампрофирового (Оболенская, 1964). Лампрофиро-диабазовая формация проявляется на конечных этапах развития геосинклинальной области, после образования гранитных комплексов и сопровождается свинцово-цинковой минерализацией.

В последующие эпохи структурный план Горного Алтая не испытывал значительных преобразований. В мезозое и в начале кайнозоя продолжали формироваться межгорные прогибы, выполненные третичными буро-угольными толщами. С позднегерцинскими движениями связаны, по В. А. Кузнецову (1964), проявления низкотемпературной гидротермальной минерализации и сурьмяно-ртутное оруденение.

КУБАДРИНСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ КОМПЛЕКС

В юго-восточной части Горного Алтая, в пределах глубинного Сарасинско-Курайского разлома развиты глубоко метаморфизованные породы и приуроченные к ним гранитоиды с широкими полями мигматитов. Впервые В. А. Кузнецовым (1953, 1957, 1962) эти образования были выделены в Кубадринско-Курайскую зону смятия. В более поздний период метаморфические и гранитоидные породы района изучались М. Н. Ланда, В. И. Тараско, С. Г. Кальсиным, В. А. Скуридиным (1963, 1964, 1965), А. Н. Кононовым (1961), А. И. Родыгиным (1964) и др.

Эти породы рассматриваются как продукты регионального метаморфизма (ультраметаморфизма), образовавшиеся в зоне глубинного разлома с участием сквозьмагматических растворов, и объединяются в гранитоидный (плутонометаморфический) кубадринский комплекс*.

1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА РАЗВИТИЯ КОМПЛЕКСА

Массивы кубадринского гранитоидного комплекса располагаются в пределах раннекаледонской зоны смятия в Курайском хребте. Сложность геологического строения района обусловливается тем, что здесь

* Под магматическим комплексом авторы понимают «ассоциацию продуктов магматической деятельности, тесно связанных друг с другом происхождением и более или менее одновременных. Магматический комплекс — это конкретная магматическая формация» (Ю. А. Кузнецов, 1960).

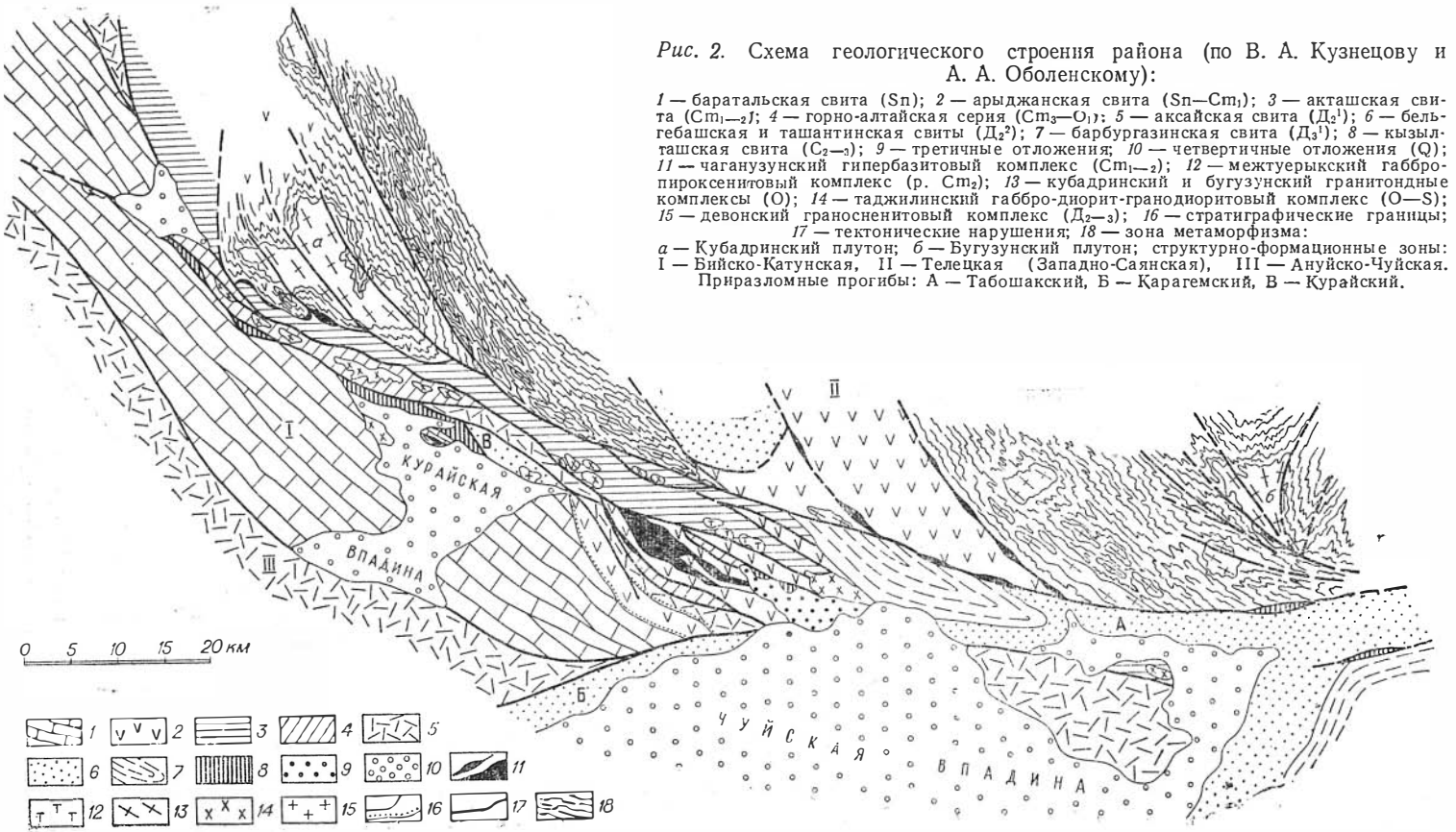


Рис. 2. Схема геологического строения района (по В. А. Кузнецову и А. А. Оболенскому):

1 — баратальская свита (Sn); *2* — арыджанская свита (Sn—Cm_1); *3* — акташская свита (Cm_{1-2}); *4* — горно-алтайская серия (Cm_3—O_1); *5* — аксайская свита ($Д_2^1$); *6* — бельгебашская и ташантинская свиты ($Д_2^2$); *7* — барбургазинская свита ($Д_3^1$); *8* — кызылташская свита (C_{2-3}); *9* — третичные отложения; *10* — четвертичные отложения (Q); *11* — чаганузунский гипербазитовый комплекс (Cm_{1-2}); *12* — межтуерыкский габбро-пироксенитовый комплекс (р. Cm_2); *13* — кубадринский и бугузунский гранитондные комплексы (O); *14* — таджилинский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс (O—S); *15* — девонский граносненитовый комплекс ($Д_{2-3}$); *16* — стратиграфические границы; *17* — тектонические нарушения; *18* — зона метаморфизма:

а — Кубадринский плутон; *б* — Бугузунский плутон; структурно-формационные зоны: I — Бийско-Катунская, II — Телецкая (Западно-Саянская), III — Ануйско-Чуйская. Приразломные прогибы: А — Табошакский, Б — Карагемский, В — Курайский.

происходит сопряжение трех разновозрастных структурно-формационных зон (рис. 2): на севере и северо-западе сопрягаются Бийско-Катунская зона салаирского этапа консолидации с Телецкой (Западно-Саянской) зоной каледонского этапа консолидации; на юге и юго-востоке к ним примыкает Ануйско-Чуйская структурно-формационная зона герцинского возраста. Границами между структурно-формационными зонами служат региональные разломы, относящиеся к группе глубинных разломов геосинклинальных областей (В. А. Кузнецов, 1948, 1952, 1957, 1960, 1962; Пейве, 1945, 1956; Пейве, Синицын, 1950). Причем именно глубинным разломам принадлежит ведущая роль в дифференциации региона на структурно-формационные зоны. В пределах рассматриваемого района границами между Бийско-Катунской и Телецкой зонами является ветвь Сарасинско-Курайского глубинного разлома — Кубадринский региональный разлом. Бийско-Катунская и Ануйско-Чуйская структурно-формационные зоны граничат по Актуринскому региональному разлому.

В геологической истории формирования региона выделяются три крупных этапа: салаирский, каледонский, герцинский. Образовавшиеся в течение этих этапов три структурных яруса резко отличаются набором формаций, их литологическим составом и степенью метаморфизма пород.

По данным В. А. Кузнецова (1952, 1954, 1962) и А. А. Оболенского (1961), центральная часть района (см. рис. 2) сложена породами нижнего структурного яруса, простирающимися в виде полосы северо-западного направления. В строении нижнего структурного яруса участвуют баратальская (Sn), арыджанская ($Sn—Cm_1$) и акташская (Cm_{1-2}) свиты.

Баратальская свита представлена перекристаллизованными известняками с прослоями и линзами силицилитов, основными эффузивами и их туфами. Мощность свиты превышает 5 *км*, причем основание ее в районе нигде не обнаружено.

Баратальская свита согласно или с незначительным угловым несогласием перекрывается арыджанской свитой, которая сложена темно-серыми, зеленовато-черными сильно метаморфизованными диабазами, авгитовыми порфиритами, плагиоклазовыми порфиритами, иногда спилитами, туфами и туфовыми сланцами. В верхних частях свиты встречаются горизонты серых и темно-серых, почти черных, известняков с водорослями плохой сохранности. Часть пород этой толщи испытала глубокий метаморфизм с образованием амфиболитовых сланцев, амфиболитов и мраморов. Амфиболиты залегают среди эффузивно-осадочных пород и прослеживаются в виде выдержанной полосы северо-западного простирания от окраины Чуйской степи (вдоль левого берега р. Чуи) до Курайской степи. Амфиболиты связаны с эффузивами и туфами рядом постепенных переходов. В составе амфиболитов преобладают сине-зеленая роговая обманка типа глаукофана и плагиоклаз; часто развивается большое количество цоизита, клиноцоизита, сфена, рутила и рудных минералов. Иногда в амфиболитах встречаются красно-бурый гранат и моноклинный пироксен. В мраморах обнаруживается незначительная примесь силикатов, в том числе и тремолита, а также рудных минералов. В. А. Кузнецов считает, что амфиболиты образовались за счет эффузивов арыджанской свиты в период формирования зоны смятия, в результате проникновения по этой зоне щелочных растворов. Мощность арыджанской свиты более 2 *км*.

В Акташском районе аналогом арыджанской свиты являются отложения, распространенные вдоль северного склона Курайского

хребта и выделенные здесь в кубадринскую свиту. Кубадринская свита сложена кристаллическими сланцами, гнейсами, метаморфическими сланцами и песчаниками с прослоями эффузивов основного состава и известняков. Породы кубадринской свиты претерпели более поздний, по сравнению с арыджанской, региональный метаморфизм, связанный с формированием зоны смятия вдоль Кубадринского разлома.

Арыджанская и кубадринская толщи имеют характер спилитокератофировых формаций, образовавшихся в условиях глубоких прогибов на первых стадиях развития геосинклинальных систем (Кузнецов, 1954, 1962; Билибин, 1955) и испытавших затем очень сильный метаморфизм.

Верхняя часть разреза нижнего структурного яруса сложена акташской, или каимской свитой, отвечающей по своему составу эффузивно-осадочной формации нижнего и среднего отделов кембрия. В пределах изученного региона она имеет тектонические контакты с подстилающими и вышележащими толщами, что несколько затрудняет корреляцию отложений с отложениями других районов Горного Алтая. Свита разделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижняя подсвита наиболее полно представлена по ручью Рыжий Лог. В ее состав входят преимущественно пироксеновые и пироксен-плагиоклазовые порфириты, альбитофиры, реже встречаются туфопесчаники и туффиты. Верхняя подсвита более разнообразна по своим литологическим особенностям и характеризуется частым чередованием песчаников, серых, зеленовато-серых, известково-глинистых и глинистых сланцев с редкими прослоями мраморизованных известняков. Суммарная мощность свиты достигает 2 *км*.

Литологический состав свит и последовательность смены фаций показывают, что они образуют единый структурный ярус и резко отличаются от всех вышележащих отложений. Причем свиты, слагающие нижний структурный ярус, характерны для первичных геосинклиналей (Кузнецов, 1948, 1962; Пейве, Синицын, 1950; Кэй, 1951; Билибин, 1955). С ранним этапом формирования подвижных зон связано зарождение глубинных разломов, которые оказывают существенное влияние на последующее развитие геологических процессов. С глубинными разломами в салаирском этапе связано проявление эффузивной деятельности, развитие локального метаморфизма (амфиболитизация эффузивов арыджанской свиты), внедрение гипербазитовых интрузий (чаганузунский гипербазитовый комплекс) и интрузий габбро-пироксенитов (межтуерыкский комплекс) (табл. 1).

Чаганузунский гипербазитовый комплекс объединяет серию небольших тел серпентинитов и крупный Чаганузунский массив. Характерная особенность комплекса заключается в четком линейном расположении массивов вдоль зоны регионального разлома. Массивы образуют обособленную группу, называемую Курайским гипербазитовым поясом. Чаганузунский комплекс относится к гипербазитовой формации, проявившейся на раннем геосинклинальном этапе развития зоны (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958; Ю. А. Кузнецов, 1960).

Межтуерыкский габбро-пироксенитовый комплекс также включает в себя несколько массивов, которые приурочены к зоне глубинного разлома и имеют удлиненную форму, согласную с общим простиранием тектонических структур района. Массивы прорывают отложения каимской свиты нижнего — среднего кембрия; в более молодых толщах кембрия и кембро-ордовика они неизвестны. По петрографи-

Таблица 1

Схема развития магматизма района распространения кубадринского гранитоидного комплекса (по В. А. Кузнецову, 1966)

Эпохи магматизма	Отношение магматизма и тектоники	Магматические комплексы: эффузивные	Магматические комплексы: интрузивные	Магматические формации	Контактовый метаморфизм	Дайковая фация	Абсолютный возраст, млн. лет	Геологич. возраст	Основные массивы и свиты
Салаирско-Каледонская	Доскладчатый	Арыджанский диабазовый		Спилито-кератофировая				Cm_1	Арыджанская свита
			Чаганузунский гипербазитовый	Гипербазитовая				Cm_{1-2}	Чаганузунский массив
			Межтуерыкский габбро-пироксенитовый	Габбро-пироксенит-дунитовая				$p.Cm_2$	Массивы в верховье лога Межтуерык
	Соскладчатый		Кубадринский гранитоидный	Батолитовая гранитная		Тела аплитов, пегматитов	456	0	Кубадринский массив; интрузии осевой зоны Курайского хребта
	Послескладчатый		Таджилинский габбро-диорит-гранодиоритовый	Габбро-диорит-гранодиоритовая	Ороговикование	Дайки диоритов	360	0—S	Таджилинский, Джаган-Терекский массивы
Герцинская	Доскладчатый	Порфировый		Порфировая				$Д_2$	
			Девонский граносиенитовый	Субвулканических гранитов	Ороговикование			$Д_{2-3}$	Тыдтугемский
	Послескладчатый		Дайковый комплекс Курайского хребта				233	$P—T_2$	Дайки лампрофиров, диабазов

ческому составу пород и размещению интрузивов в тектонической структуре межтуерыкский комплекс является аналогом габбро-пироксенитового комплекса Горного Алтая (В. А. Кузнецов, 1963) и относится к габбро-пироксенит-дунитовой формации основного эвгеосинклинального ряда (Ю. А. Кузнецов, 1961).

Средний структурный ярус формируется в течение каледонского этапа развития района. Этот период характеризуется заложением в начале верхнего кембрия и развитием в ордовике и силуре вторичных флишевых геосинклиналей. Возникновение вторичных геосинклиналей обусловлено Чокракско-Кубадринским глубинным разломом, который отделяет салаирские структуры Бийско-Катунской структурно-формационной зоны от каледонских структур Телецкой зоны.

В пределах района отложения среднего структурного яруса представлены терригенными, флишоидными толщами и выделяются в горноалтайскую серию кембро-ордовика. В рассматриваемом регионе эти отложения распространены в двух различных структурно-формационных зонах: Телецкой и Бийско-Катунской. Зоны разделены глубинным разломом и имеют резкую разницу в мощностях и составе толщ. В Телецкой, собственно каледонской структурно-формационной зоне, расположенной к северу от разлома, флишоидные отложения кембро ордовика относятся к башкаусской серии и расчленяются на три свиты: горноалтайскую, кумурлинскую, артлашскую. Горноалтайская свита сложена песчано-глинистыми и глинистыми, сильно хлоритизированными породами с многочисленными прослойками кварцевого состава. Артлашская свита представлена кварцево-серицитовыми сланцами и песчаниками, с содержанием до 40% кремнистого материала. В составе кумурлинской свиты, в основном, отмечаются средне-мелкозернистые кварц-полевошпатовые песчаники, реже встречаются сланцы. Общая мощность свиты достигает 8000 *м*.

В Бийско-Катунской зоне отложения кембро-ордовика объединяются в курайскую свиту. Свита сложена алевролитами, сланцами, средне-мелкозернистыми полевошпатовыми песчаниками с горизонтами светло-серых известняков.

Мощность свиты 700 *м*.

Сравнивая мощности толщ и их литологический состав, нетрудно заметить, что отложения кембро-ордовика двух структурно-формационных зон имеют существенные различия. Так, для башкаусской серии характерны ритмичные песчано-сланцевые толщи с преобладанием кварцево-полевошпатового материала, а для курайской свиты большое значение имеют карбонатные породы, вплоть до появления отдельных горизонтов обломочных известняков калькаренитов. Такая повышенная карбонатность курайской свиты объясняется размывом древних толщ известняков Бийско-Катунской зоны и переотложением известковистого материала.

Резкое различие в мощностях связано с тем, что прогиб, в котором происходит отложение пород курайской свиты, формируется на консолидированных участках салаирской структурно-формационной зоны, тогда как башкаусская серия образуется в Телецкой зоне, испытавшей геосинклинальное развитие.

Толщи, слагающие нижний и средний структурные ярусы, примыкающие к Кубадринскому региональному разлому, подверглись интенсивному метаморфизму в связи с формированием вдоль разлома зоны смятия. Зона смятия образуется в условиях значительных глубин и выражается в рассланцовке, хлоритизации и биотизации пород. Наибольший метаморфизм происходит в зоне максимального прогиба; здесь

под влиянием высоких температур и сквозьмагматических растворов развиваются процессы гранитизации и образуется магматический расплав. Массивы, образовавшиеся таким путем, впервые были выделены В. А. Кузнецовым и объединены в кубадринский (шапшальский) гранитоидный комплекс. В современной структуре региона зона смятия и метаморфизма является морфологическим выражением шва глубинного разлома.

В конце каледонского этапа развития района, после завершения основной складчатости, вдоль южного склона Курайского хребта внедряется серия массивов габбро-диорит-гранодиоритового состава, объединяемых в таджилинский интрузивный комплекс. Массивы образуют ряд крупных и мелких тел, вытянутых в виде цепочки на расстоянии более 100 *км*. Характерной особенностью массивов комплекса является четкая приуроченность их к зоне глубинного Сарасинско-Курайского разлома. Анализ петрографических и петрохимических данных позволил сделать вывод, что породы массивов комплекса связаны с очагом магмы, зародившимся в базальтоидном слое (Скуридин, 1964, 1965, 1967). В последующие этапы развития района происходит миграция магматического очага, и в область магмообразования попадают богатые кремнеземом корневые части осадочно-метаморфической оболочки (Соболев, 1957; Изох, 1962; Ю. А. Кузнецов, 1964). Таджилинский интрузивный комплекс является представителем габбро-диорит-гранодиоритовой формации из группы орогенных формаций (Ю. А. Кузнецов, 1962).

Верхний структурный ярус формируется в герцинском этапе развития зоны. К этому периоду рассматриваемый район, как большая часть территории Горного Алтая, представлял неоднородное глыбовое сооружение, расчлененное серией приразломных (шовных) прогибов, в которых происходило накопление эффузивно-осадочных толщ. К числу таких структур относятся Курайский, Бельгебашский приразломные прогибы и прогиб Юго-Восточного Алтая (Белостоцкий, 1960, 1961; В. А. Кузнецов, 1962; Оболенский, 1961).

Анализ последовательности геологического развития показывает, что герцинский этап является заключительным в формировании района. В конце этапа испытывают складчатость толщи в зонах прогибов; вдоль основных структурных швов проявляется блоковая тектоника и образуются сложные зоны взбросов, глыбовых надвигов.

Магматизм в течение герцинского этапа проявился преимущественно в эффузивной форме в эйфельском веке среднего девона. Здесь преобладают кислые эффузивы; на отдельных участках (Кызыл-Шинское поднятие) происходит излияние лав среднего состава. Интрузивная деятельность в герцинском этапе проявилась слабо. Результатом ее явился лишь небольшой массив граносиенитов в устье лога Тыдтугем (девонский граносиенитовый комплекс). К позднегерцинским магматическим образованиям относятся дайки лампрофиров, диабазов, габбро-норитов (дайковый комплекс Курайского хребта). Аналогичные дайковые образования объединены Л. А. Михалевой (1962) в лампрофиро-диабазовую формацию, а Р. В. Оболенская (1963) полагает, что лампрофиры (минетты и керсантиты) образуют самостоятельный (чуйский лампрофировый) комплекс, проявляющийся независимо от дайковых диабазовых серий.

В мезокайнозойском этапе структурный план района претерпел лишь незначительные изменения, выразившиеся в формировании в третичное время междугорных прогибов Курайской и Чуйской степей.

Охарактеризуем главные тектонические нарушения, играющие

большую роль в строении района, проявлении интрузивного магматизма и в размещении оруденения.

Одной из основных структурных линий региона является Кубадринский разлом, который составляет ветвь глубинного Сарасинско-Курайского разлома (Кузнецов, 1962; Оболенский, 1961). В пределах изученного района Кубадринский разлом прослеживается более чем на 100 *км*. Особенности его геологического строения заключаются в следующем: 1) он разделяет Бийско-Катунскую и Телецкую структурно-формационные зоны с резко различными стратиграфическими разрезами; 2) в зоне разлома размещается ряд линзовидных массивов гипербазитов, что свидетельствует о древнем, кембрийском возрасте и большой глубине заложения разлома; 3) в строении разлома участвует зона смятия и метаморфизма, протягивающаяся на десятки километров в район Телецкого озера. В современной структуре Кубадринский разлом представляется как кулисно построенная система крутопадающих взбросов, которые в отдельных случаях приобретают пологое падение и имеют характер чешуйчатых глыбовых надвигов.

Кубадринскому разлому принадлежит значительная роль в формировании Акташского тектонического узла, который расположен на участке максимального изгиба разлома. Акташский тектонический узел, отличающийся исключительно сложным строением, состоит из нескольких дизъюнктивных швов, среди которых главными являются Кысхыштубекский, Курумдинский разломы и Акташский надвиг.

Кысхыштубекский и сопряженный с ним Курумдинский разломы ограничивают с юга и юго-запада два крупных тектонических блока, сложенных древними толщами. Разломы представляют собой взбросы с крутопадающими на северо-восток сместителями. Наблюдаются и более поздние, сдвиговые перемещения по разломам. В южной части Курумдинский разлом приобретает характер дугообразного в плане глыбового надвига, обращенного выпуклостью на юго-восток, с пологим падением сместителя на север и северо-запад. В северной части Курумдинского разлома имеется второй дугообразный изгиб, обращенный выпуклостью на северо-запад, с падением сместителя на юг. Эти наблюдения свидетельствуют о том, что разлом имеет сложную изогнутую форму. Вдоль разломов размещаются линейные тела серпентинизированных гипербазитов, представляющие собой тектонические клинья, затертые и растянутые в виде узких линз.

Акташский надвиг является региональным нарушением, которое на глубине, возможно, сопрягается с Кысхыштубекским разломом. Лежачее крыло надвига сложено породами курайской свиты кембро-ордовика, висячее крыло — более древней толщей нижнего — среднего кембрия (акташская свита). Сместитель Акташского надвига срезает самые различные горизонты курайской свиты. Анализ мощностей срезанных горизонтов и мощности курайской свиты, проведенный П. М. Бондаренко (1963), позволил сделать вывод о том, что перемещение висячего крыла достигало 2—2,5 *км*. О значительном перемещении висячего крыла и о глубине формирования надвига свидетельствует также различный характер деформаций пород висячего и лежачего крыльев надвига. В висячем крыле проявился дислокационный метаморфизм, выразившийся в образовании складок волочения, плойчатости, в интенсивном рассланцевании, тогда как в породах лежачего крыла наблюдаются разрывные и трещинные зоны, сопряженные с поверхностью надвига, своеобразные трещины оперения, зоны брекчирования. Вдоль зоны надвига размещаются различные интрузивные массивы. Так, на западном фланге Акташского надвига, вдоль сместителя,

располагаются линзы серпентинитов на водоразделе рек Чибит и Курумду-Айры и далее на северо-запад (район оз. Чубек-Коль) в зоне надвига зажаты линейные тела габбро-диоритов и гранодиоритов таджилинского комплекса. Наблюдающиеся в пределах зоны надвига тектонические блоки пород девона и карбона свидетельствуют о том, что в герцинскую эпоху тектогенеза в зоне разлома существовал шовный прогиб.

Важной структурной единицей района является Чаганузунский разлом; в пределах описанной зоны он имеет широтное простирание и сложное кулисное строение. Разлом разветвляется на несколько субпараллельных ветвей, выкраивающих блоки разновозрастных пород. Непосредственно в районе Чаганузунского месторождения разлом приобретает характер чешуйчатого глыбового надвига с крутыми углами падения сместителя. Возраст формирования надвига считается герцинским, поскольку в нем участвуют блоки пород верхнего девона и нижнего карбона. В зоне разлома наблюдаются древние интрузии гипербазитов, дайки диоритов; в районе Чаганузунского месторождения обнаружена и описана дайка габбро-норита (В. А. Кузнецов, 1939).

Таковы общие черты геологического строения и тектонической структуры района развития кубадринского гранитоидного комплекса.

2. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КОМПЛЕКСА

Характеристика Кубадринско-Курайской зоны регионального метаморфизма

Эта зона является морфологическим выражением шва регионального Кубадринского разлома, входящего в состав сложного Сарасинско-Курайского глубинного разлома, который считается одной из древнейших (возможно, синийско-кембрийской по возрасту) структур Горного Алтая (В. А. Кузнецов, 1952, 1962, 1963). Кубадринский разлом представляет собой линейное, крутопадающее нарушение, имеющее в плане хорошо выраженную дугообразную форму, обращенную выпуклостью на юго-запад (рис. 3).

Морфология Кубадринско-Курайской зоны смятия очень сложна и в современной структуре представляет полосу интенсивно метаморфизованных пород, прослеживающуюся из верховьев рек Ильдугем, Курайка, Кубадру в район Телецкого озера. Зона обладает более или менее выдержанным простиранием на северо-запад (аз. 290—330°) и падением на северо-восток под углами 75—85°, часто наблюдаются вертикальные углы падения пород. Ширина полос метаморфизованных пород колеблется от 6 до 12 *км*. Зона смятия ограничена выдержанными на десятки километров тектоническими разломами, образующими своеобразную перисто-построенную систему разрывных структур, связанных с основным региональным разломом. В результате перемещений отдельных блоков по этим разрывам вдоль зоны сформировалась сложная система чешуйчатых надвигов.

В пределах изученного района по зоне смятия сопрягаются две древние структурно-формационные зоны — Бийско-Катунская и Западно-Саянская (Телецкая),— различные как по геологическому строению, так и по литологическому составу толщ. В разрезе Бийско-Катунской структурно-формационной зоны выделяются: баратальская эффузивно-осадочная свита (Sn); арыджанская (манжерокская) свита, сложенная плагиоклазовыми порфиритами, туфами и диабазами ($Sn—Cm_1$), акташская (каимская) свита, представленная пироксен-плагиоклазовыми порфиритами, туфами, сланцами с редкими прослоями известняков

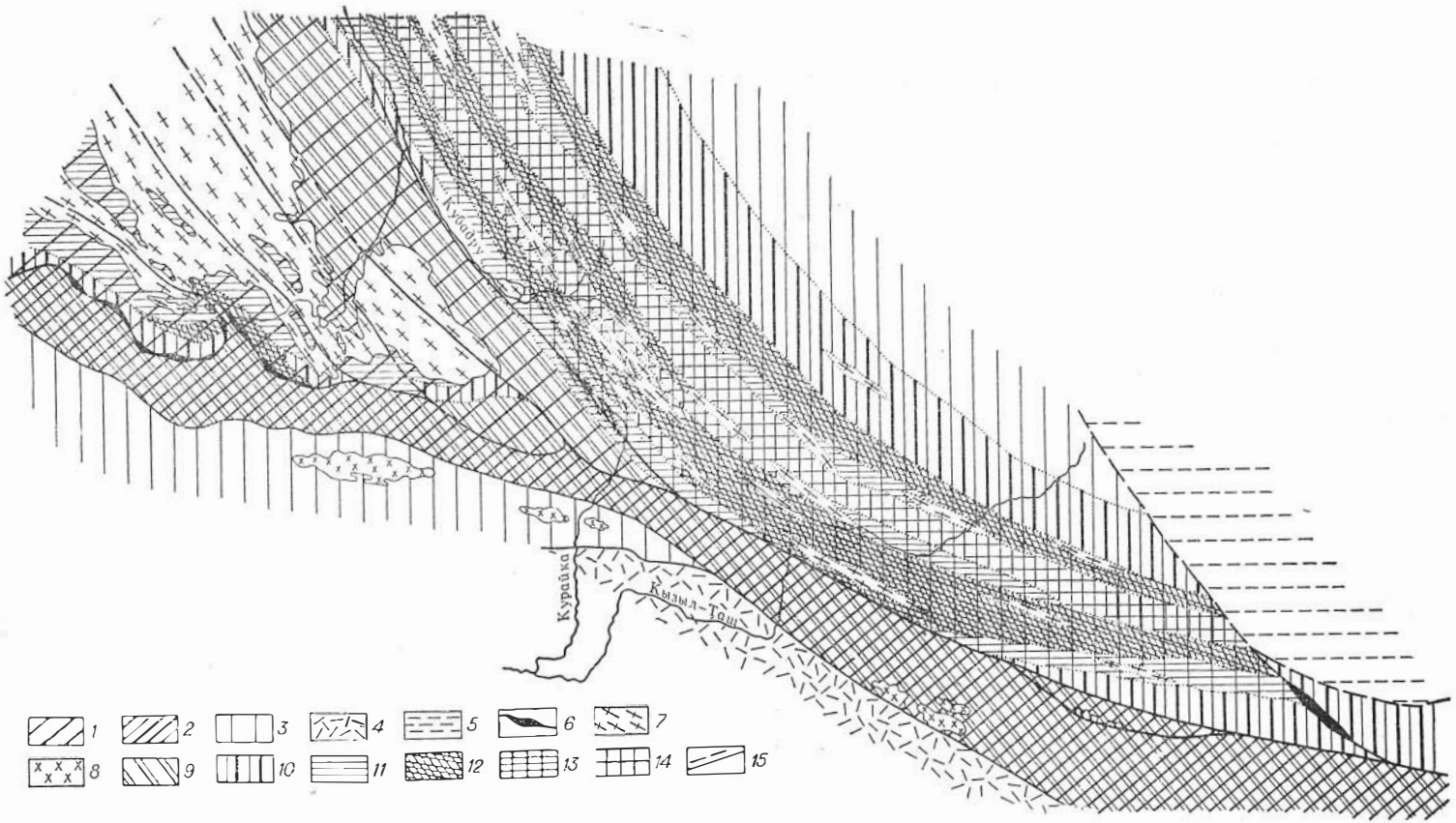


Рис. 3. Схема геологического строения Кубадринско-Курайской зоны метаморфизма (составил В. А. Скуридин по материалам В. А. Кузнецова, А. С. Мухина, В. А. Ласькова, В. И. Тараско, М. Н. Ланда, А. А. Оболенского, В. А. Скуридина, А. Н. Кононова):

1 — кубадринская (арыджанская) свита $Sn—Cm_1$; *2* — акташская (каимская) свита $Cm_1—_2$; *3* — башкаусская серия (курайская свита) $Cm_3—O_1$; *4* — аксайская свита $Д_2^1$; *5* — ташантинская свита $Д_2^2$; *6* — чаганузунский гипербазитовый комплекс; *7* — кубадринский гранитоидный комплекс; *8* — таджилинский габбро-диорит — гранодиоритовый комплекс; зоны метаморфизма: *9* — хлоритовая, *10* — биотит-амфиболовая, *11* — биотитовая, *12* — биотит-гранатовая, *13* — кордиеритовая, *14* — силлиманитовая; *15* — тектонические нарушения.

(Cm_{1-2}). В строении Телецкой зоны участвуют отложения башкаусской серии ($Cm_3 — O_1$), которые расчленяются на три свиты (снизу вверх): горно-алтайскую, кумурлинскую и артлашскую. Сложены эти свиты ритмично переслаивающимися песчано-алеврито-сланцевыми толщами.

Метаморфизму подверглись, в основном, песчано-сланцевые толщи башкаусской серии, сланцы и песчаники кубадринской и каимской свит. В результате метаморфизма в районе возникли шесть различных по степени метаморфизма и последовательно сменяющих одна другую зон: хлоритовая, биотит-амфиболовая, биотитовая, биотит-гранатовая, кордиеритовая и силлиманитовая.

Распространение, размеры и формы массивов кубадринского комплекса

В пределах Кубадринско-Курайской зоны смятия среди глубоко метаморфизованных пород наблюдаются гранито-гнейсы, гнейсо-граниты и порфировидные граниты, образующие разнообразные по размерам и форме тела. Особенно широко распространены они в осевой зоне Курайского хребта (в верховьях рек Кызыл-Ташка, Курайка, Тераңджик) и в бассейне рек Кубадру—Кысхыштубек. Весь этот комплекс именуется кубадринским, по названию крупного и хорошо известного в районе Кубадринского массива.

Тела гранито-гнейсов и гнейсо-гранитов обнаруживают четкую зависимость от структуры вмещающих пород, имеют удлиненную акмолитообразную форму и располагаются в виде чередующихся полос гранито-гнейсов и гнейсов. По простиранию они прослеживаются на сотни и тысячи метров, при ширине 50—100 и более метров. Эти тела в большинстве случаев не имеют четких границ с вмещающими породами. Переход от кристаллических сланцев к гранито-гнейсам постепенный, через зоны неравномерно фельдшпатизированных пород, среди которых встречаются гнейсы с единичными кристаллами полевого шпата и гнейсы, сильно обогащенные порфиробластами. Аналогичные примеры гранитизации метаморфических пород отмечаются многими авторами: А. Симонен (Simonen A., 1948, 1960), Миш П. (Mish P., 1949), Херм М. (Harme M., 1958, 1959), Ингел А. Е. Т., Ингел К. Ж. (Engel A. E. T., Engel C. G., 1958), Мармо В. (Marmo V., 1962), Фелици М. (Felici M., 1964).

Собственно Кубадринский массив (рис. 4) занимает гораздо большую, чем массивы осевой зоны Курайского хребта, площадь, измеряемую в 75—80 $км^2$, и относится к плутонам второй величины согласно классификации интрузивных тел по Г. Клооссу (1928). Это так называемый гнейсо-гранитовый плутон. В геологическом отношении Кубадринский массив и окружающие его породы представляют собой более приподнятый и глубже денудированный блок по сравнению с осевой зоной Курайского хребта. Своеобразие размещения массива заключается в том, что он залегает среди пород кубадринской свиты ($Sn — Cm_1$) на месте исходных вмещающих толщ без признаков раздвигания стенок магматической камеры. В плане он сохраняет тот же характер строения в виде перемещающихся «полос» гранито-гнейсов, гнейсо-гранитов и гнейсов. Гранито-гнейсы на отдельных участках переходят в порфировидные граниты (рис. 5).

Массив имеет удлиненную в северо-северо-западном направлении форму, согласную с общим простиранием тектонических структур. Гра-

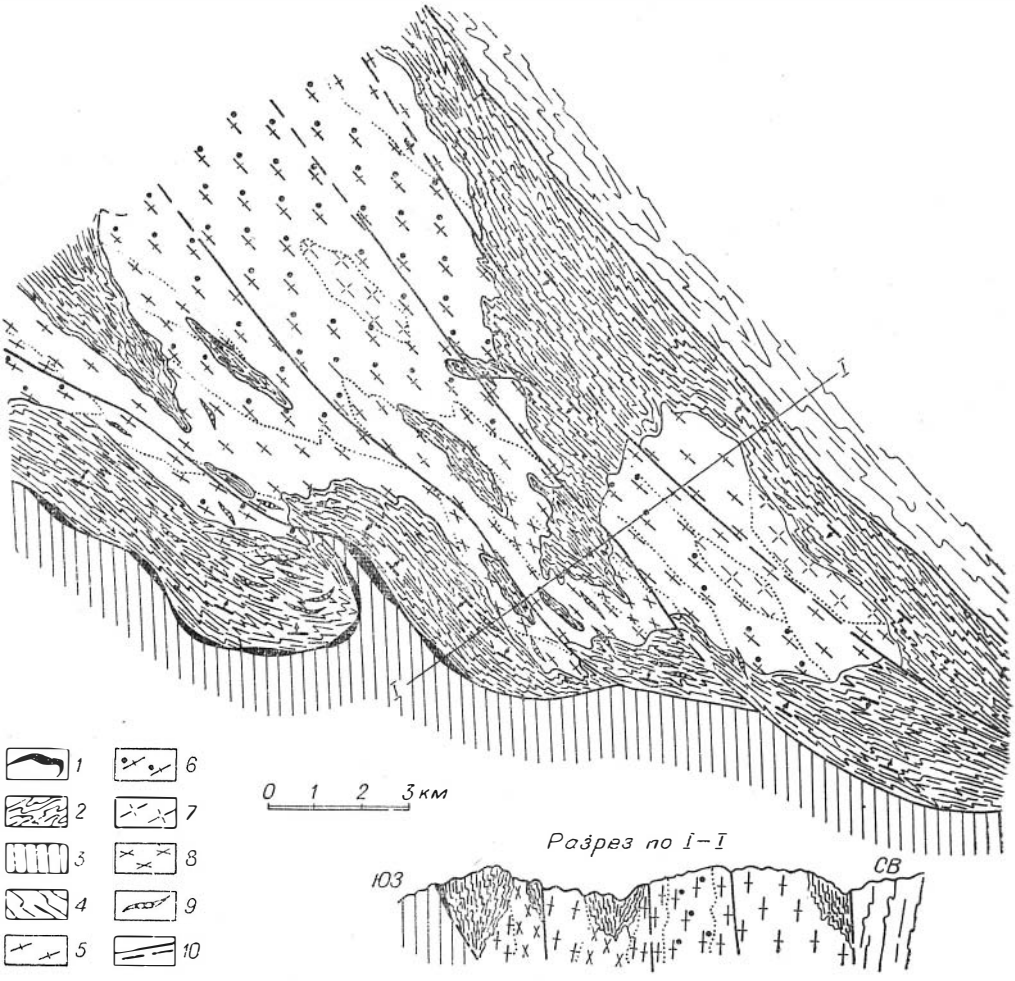


Рис. 4. Схема геологического строения Кубадринского плутона (по В. А. Скуридину): *1* — гипербазиты; *2* — кубадринская свита Sn — Cm_1; *3* — акташская свита Cm_{1-2}; *4* — башкаусская серия Cm_3—O_1; *5* — гнейсо-граниты, гранито-гнейсы кубадринского плутона; *6* — порфировидные биотитовые граниты; *7* — лейкократовые граниты; *8* — гранодиориты и диориты; *9* — тела аплитов и пегматитов; *10* — тектонические нарушения.

ницы массива с вмещающими толщами нечеткие (поэтому на геологических картах и схемах они приводятся с большой степенью условности). В этом отношении интересен юго-западный контакт. Здесь, среди биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов, появляются сначала редкие, а ближе к массиву весьма обильные, вкрапленники калиевого полевого шпата и кварца. Образуются зоны мигматизации, которые постепенно переходят в гнейсо-граниты и биотитовые граниты. В восточной и северо-восточной частях массива эта особенность строения выражена слабо, соответственно и границы его здесь приобретают более четкий характер.

Особенность строения эндоконтактовой зоны Кубадринского массива заключается в том, что в отдельных ее участках (р. Кысхыштубек, левый приток р. Кубадру) появляются породы, близкие по структуре и минеральному составу к гранодиоритам и диоритам. В распределении слагающих массив пород нет строгой закономерности: граниты, диори-

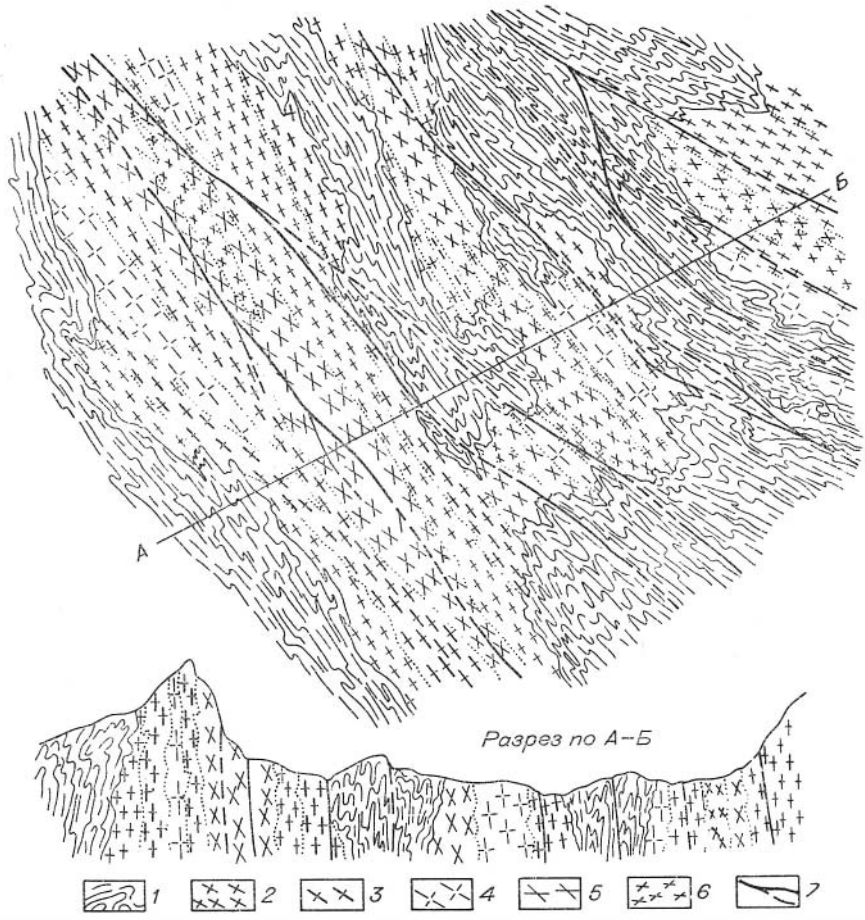


Рис. 5. Геологическое строение центральной части Кубадринского плутона:
1 — метаморфические сланцы; *2* — гранито-гнейсы и гнейсо-граниты; *3* — порфировидные биотитовые граниты; *4* — лейкократовые граниты; *5* — гранодиориты; *6* — диориты; *7* — тектонические нарушения.

ты, гранодиориты встречаются как в краевых, так и в центральных его частях. И все же породы диоритового и гранодиоритового состава встречаются преимущественно в краевых зонах массива. Иногда в массиве наблюдаются реликты вмещающих пород, сохраняющие ориентировку, согласную с простиранием толщ. В пределах Кубадринского массива процессы фельдшпатизации в экзоконтактовой зоне проявились в несколько меньшем объеме, чем в осевой зоне Курайского хребта. Район развития плутона в верховьях рек Кубадру и Кысхыштубек представляет зону, где произошла полная гранитизация вмещающих толщ и образование гранитного расплава (магмы).

3. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД КОМПЛЕКСА

Петрографическую характеристику пород кубадринского комплекса необходимо начать с анализа пород зоны метаморфизма, так как исследования показали, что образованию гранитной магмы предшествовали процессы метаморфизма и гранитизации вмещающих толщ.

Петрографическая характеристика пород зоны метаморфизма

Как уже отмечалось, в пределах Кубадринско-Курайской зоны смятия выделяются шесть последовательно сменяющих друг друга зон метаморфизма: хлоритовая, биотит-амфиболовая, биотитовая, биотит-гранатовая, кордиеритовая и силлиманитовая.

Породы хлоритовой зоны слагают две полосы шириной до 4 *км*, вытянутые в западном и северо-западном направлениях. Образуясь в периферических частях зоны метаморфизма, эти породы наиболее широко распространены в верховьях рек Кубадру, Курайка, Курумду-Айры; обычно они являются переходным звеном между песчано-сланцевыми отложениями и породами более высоких ступеней метаморфизма.

Породы зоны представлены хлоритовыми, хлорито-серицитовыми и кварц-хлорито-серицитовыми сланцами темно-зеленого, зеленого и зеленовато-серого цвета. Встречаются также темно-серые и светло-серые сланцы и песчаники — реликты неметаморфизованных пород. В хлоритовых, хлорито-серицитовых и кварц-хлорито-серицитовых сланцах отчетливо выделяются однородные, полосчатые, плойчатые текстуры (рис. 6).

В породах наблюдаются бластопелитовая и бластоалевропелитовая структуры (рис. 7). Иногда хорошо видно микрополосчатое строение, обусловленное скоплениями тонкообломочного материала, часто имеющими линзообразную форму. Ширина таких полосок колеблется от 0,1 *мм* до 1 *см*. Породы состоят из хлорита (40—80%), мусковита (20—50%), кварца (10—30%); в виде единичных зерен встречаются альбит и эпидот. В зонах перехода к породам более высоких ступеней метаморфизма в хлорито-серицитовых сланцах появляются кристаллы амфибола.

Хлорит наблюдается здесь в виде мелких чешуек размером $0{,}017\times0{,}4$ *мм* и $0{,}15\times0{,}6$ *мм* с неправильными зубчатыми очертаниями. Чешуйки плеохроируют в светло-зеленых тонах; часты изотропные срезы. Иногда в хлорите встречаются четкие полисинтетические двойники с незначительным углом погасания.

Кварц рассеян в породе в виде мелких прозрачных зернышек с прихотливыми пламевидными очертаниями. Размер зерен по диагонали колеблется от 0,005 до 0,15 *мм*.

Серицит, как и хлорит, беспорядочно распределен по всей массе породы.

Эпидот встречается в породах в виде единичных зерен или незначительных по размерам ($0{,}2\times0{,}3$ *мм*) скоплений. Минерал обладает слабым плеохроизмом в желтовато-зеленых тонах.

Амфибол (актинолит-тремолит) в виде тонких удлиненных кристаллов беспорядочно распределен в шлифах. Минерал слабо плеохроирует от светло-зеленого с голубоватым оттенком по оси Ng до почти бесцветного по оси Np; $\angle c : Ng = 12—14°$; $Ng—Np = 0{,}014—0{,}020$.

Породы биотит-амфиболовой зоны распространены не очень широко, нами они наблюдались в верховьях рек Кысхыштубек, Ярлу-Айры, Кубадру. В общем ряду метаморфических пород они являются переходными между породами хлоритовой и биотитовой зон.

В составе пород зоны преобладают биотит-амфиболовые, кварц-биотит-амфиболовые и кварц-амфибол-биотитовые сланцы темно-зеленого, почти черного цвета. Структура пород мелко-среднезернистая. Текстура — неяснополосчатая, обусловленная чередованием очень тонких (от 1 до 3 *мм*) биотитовых, амфиболовых и кварцевых полосок.

Рис. 6. Хлорито-серицитовый сланец зоны смятия с плойчатой текстурой.

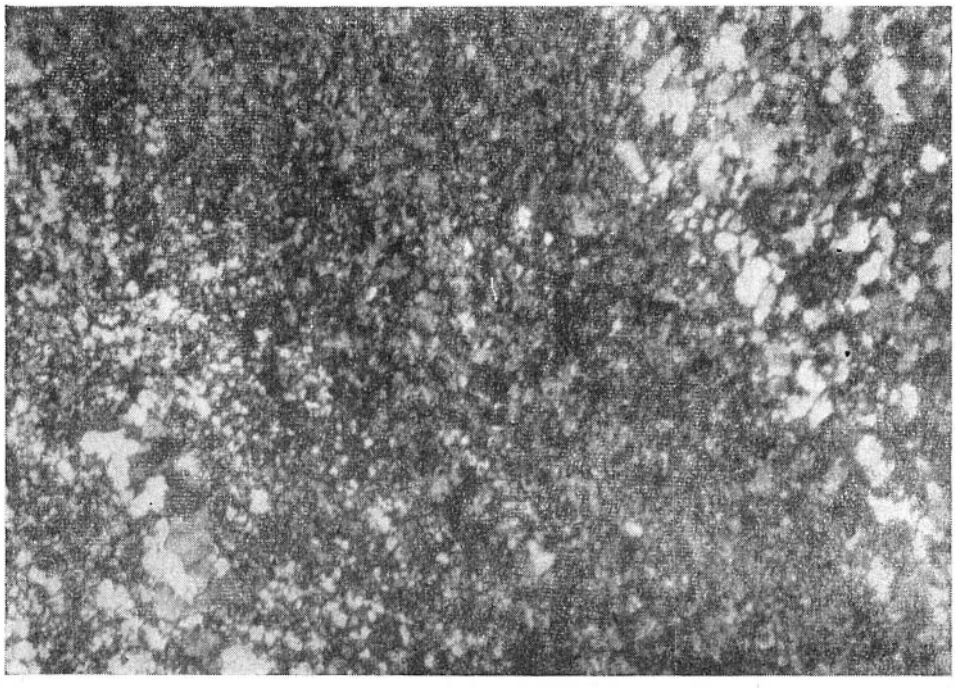


Рис. 7. Кварц-хлорит-серицитовый сланец с бластоалевропелитовой структурой; наблюдается микрополосчатое строение пород. (Ув. 17, с анализатором.)

При микроскопических исследованиях устанавливаются лепидогранобластовая, гранолепидобластовая и микрогранобластовая структуры, отличающиеся друг от друга только количеством чешуйчатых, листоватых и изометричных кристаллов.

Основными породообразующими минералами сланцев являются амфибол, биотит, кварц, иногда встречаются единичные кристаллы альбита, хлорита, эпидота.

Амфибол (актинолит-тремолит) составляет от 25 до 65% всего объема породы. Кристаллы имеют удлиненную форму, размеры их составляют 0,045×0,45 *мм*, 0,10×0,43 *мм*; плеохроируют от светло-зеленого по оси Ng до желтовато-зеленого, почти бесцветного по оси Np. Угол c : Ng непостоянный и изменяется в пределах от 14 до 18°, Ng — Np = 0,04—0,02.

Биотит (до 40%) образует мелкие, неправильной формы чешуйки, реже — удлиненные таблички размером до 0,2×0,5 *мм*. Агрегаты мелких чешуек биотита, вытянутые в направлении сланцеватости, обусловливают слабовыраженную полосчатость. Минерал обладает отчетливым плеохроизмом от темно-бурого по оси Ng до светло-соломенно-желтого по оси Np. Показатель преломления Ng = 1,639 ± 0,002; общая железистость Fe: (Fe + Mg), определенная по показателю преломления (Никитина, 1963), составляет 44—46%.

Кварц встречается в виде зерен разнообразной формы, имеющих пламевидные и бухтообразные очертания. Размер зерен колеблется от 0,05 до 0,25 *мм*. Есть скопления мелких зерен кварца, в них всегда видны следы одностороннего давления, выражающиеся в облачном угасании.

Альбит редко содержит более 8% анортитовой молекулы и наблюдается в небольшом количестве в виде мелких кристаллов (0,07×0,09 *мм*).

В шлифах содержатся мелкие чешуйки хлорита, развивающегося обычно по биотиту.

Эпидот приурочен к трещинам спайности в биотите и амфиболе. Минерал обладает очень слабым плеохроизмом от желто-зеленого по оси Ng до светло-зеленого по оси Np.

Из акцессорных минералов в шлифах встречается циркон. Обычно он представлен изометричными кристаллами (0,07×0,05 *мм*), приуроченными к биотиту; во всех случаях минерал окружен плеохроичными двориками.

Породы биотитовой зоны метаморфизма распространены в пределах описываемой структуры не широко, в основном они наблюдались нами в верхнем течении рек Курайки, Кубадру, Ярлу-Айры; в верхнем и нижнем течении р. Кысхыштубек. Ширина зоны составляет 0,3—0,5 *км* и редко достигает 1—2 *км*. Границы между менее метаморфизованными породами и породами более высоких ступеней метаморфизма условны, поскольку переходы между зонами постепенные.

По петрографическому составу в зоне выделяются роговообманково-биотитовые и биотитовые сланцы. Роговообманково-биотитовые сланцы отличаются от биотитово-роговообманковых предыдущей зоны лишь большим количеством биотита, и поэтому их характеристики мы не приводим.

Биотитовые сланцы темно-коричневого, почти черного цвета, средне-крупнозернистые, всегда с хорошо выраженной сланцеватой текстурой. Иногда имеют полосчатое строение, обусловленное чередованием полос, состоящих из мелких и крупных кристаллов биотита.

Основными породообразующими минералами описываемых пород являются биотит, кварц, полевой шпат; встречаются также единичные кристаллы циркона, апатита и сфена.

Биотит в метаморфических сланцах (В. А. Скуридин, Е. И. Никитина, 1964) составляет от 85 до 90% и представлен крупными чешуйками размером от 0,5×0,6 до 1,0×1,5 *см*. Чешуйки значительно деформированы, края их имеют неровные пламевидные очертания. Цвет минерала бурый, темно-бурый, иногда наблюдается очень слабый зеленоватый оттенок. Плеохроизм резкий: Ng — темно-бурый, Np — соломенно желтый. Показатель преломления $Ng = 1{,}636 \pm 0{,}002$; общая железистость Fe: (Fe+Mg), определенная по показателю преломления, равна 42%. Угол

Таблица 2

Химический анализ биотитов

Окислы	Номера проб					
	1		2		3	
	вес. %	молекулярные кол-ва	вес. %	молекулярные кол-ва	вес. %	молекулярные кол-ва
SiO_2	39,90	664	38,00	633	38,80	646
TiO_2	2,21	28	2,37	30	2,37	30
Al_2O_3	18,00	177	17,50	172	17,44	171
Fe_2O_3	3,52	22	3,05	19	3,60	23
FeO	12,59	175	13,94	194	13,03	181
MgO	10,50	260	12,09	300	11,56	287
CaO	1,06	19	0,63	12	0,63	12
MnO	0,45	6	0,57	7	0,58	8
Na_2O	2,04	33	1,71	27	1,98	32
K_2O	5,43	57	4,85	52	5,10	54
H_2O^+	3,44	191	4,06	226	3,88	216
H_2O^-	0,80	44	0,90	50	0,75	42
Σ	99,94		99,68		99,72	

оптических осей ($2V_{Np}$), замеренный в коноскопе, составляет 14—15°. Дисперсия оптических осей имеет характер $r < v$. Химический анализ биотитов (табл. 2) позволил вывести следующие кристаллохимические формулы (пересчет — по методу В. С. Соболева, 1949):

1. $(K_{0,48}Na_{0,28}Ca_{0,08})_{0,84}(Mg_{1,14}Fe^{+2}_{0,76}Mn_{0,02}Fe^{+3}_{0,2}Al_{0,48}Ti_{0,11})_{2,71}[OH]_2|\overline{Al_{1,2}Si_{2,8}}\overline{O_{10}}|\,0{,}02\,H_2O;$

2. $(K_{0,46}Na_{0,24}Ca_{0,05})_{0,75}(Mg_{1,31}Fe^{+2}_{0,85}Mn_{0,03}Fe^{+3}_{0,16}Al_{0,34}Ti_{0,13})_{2,82}[OH]_2|\overline{Al_{1,2}}\overline{Si_{2,8}O_{10}}|\,0{,}22\,H_2O;$

3. $(K_{0,48}Na_{0,28}Ca_{0,05})_{0,81}(Mg_{1,26}Fe^{+2}_{0,8}Mn_{0,03}Fe^{+3}_{0,18}Al_{0,3}\,Ti_{0,13})_{2,64}[OH]_2|\overline{Al_{1,2}}\overline{Si_{2,8}O_{10}}|\,0{,}13\,H_2O.$

Из данных химического анализа следует, что биотиты содержат 42—43% железистого и 57—58% магнезиального компонентов.

Калиевый полевой шпат составляет 5—7% от общего объема породы; иногда он имеет отчетливую микроклиновую решетку и значительное количество струйчатых пертитов. Размер зерен достигает 1×1,5 *мм*.

Кварц в количестве 5—10% беспорядочно распределен по всей массе породы. Он образует мелкие (0,8×1,2 *мм*) неправильной формы зерна; всегда обладает облачным погасанием. Очертания зерен очень сложные — зазубренные, пламевидные.

Из акцессорных минералов в шлифах встречаются циркон, апатит, сфен. Циркон в виде изометричных и удлиненных кристаллов, часто с хорошо заметными пирамидальными окончаниями; размер кристаллов достигает 0,05×0,5 *мм*; ассоциирует с биотитом. Апатит содержится в породах в незначительном количестве в виде короткостолбчатых, игольчатых кристаллов, отмечаются зерна неправильной формы. Наибольший размер кристаллов 0,1×0,2 *мм*. Приурочен минерал, в основном, к биотиту.

Сфен встречается в виде мелких зерен неправильной, реже ромбовидной, формы в промежутках между кристаллами биотита и кварца. Размер кристаллов 0,03×0,05 — 0,05×0,1 *мм*.

Биотит-гранатовая зона. Породы этой зоны распространены наиболее широко. Они слагают две полосы в пределах осевой зоны Курайского хребта, а в северо-западной части района появляется третья полоса. Мощность полос колеблется от 0,8 до 2,5 *км*. Породы зоны связаны постепенными переходами как с биотитовыми сланцами, так и с силлиманит-гранатовыми породами. В составе их выделяются биотит-гранатовые гнейсы и биотит-гранатовые сланцы, имеющие между собой постепенные переходы и отличающиеся лишь количественным содержанием салических и фемических минералов. В местах переходов от биотит-гранатовой к силлиманитовой зоне наблюдается довольно частое переслаивание биотит-гранатовых сланцев и гнейсов, не содержащих силлиманит, со сланцами и гнейсами, в которых этот высокоглиноземистый минерал присутствует.

Биотит-гранатовые гнейсы макроскопически представляют собой темно-серые породы с мелко-среднезернистой структурой и неоднородной, полосчатой текстурой. При микроскопических исследованиях устанавливается гранобластовая, порфирогранобластовая и лепидогранобластовая структуры. Главными породообразующими минералами являются кварц, плагиоклаз, гранат, биотит, полевой шпат, в единичных зернах встречаются циркон, апатит.

Кварц, составляющий до 40% общего объема породы, представлен мелкими (0,07×0,1 *мм*) и средними (0,5×0,7 *мм*) по величине зернами с прихотливыми зазубренными и пламевидными очертаниями. Минерал в большинстве случаев имеет облачное погасание.

Количество плагиоклаза в породе составляет от 15 до 35%, представлен он обычно олигоклазом № 25—30. Минерал незначительно серицитизирован.

Гранат присутствует в породах в виде идиоморфных хорошо ограненных кристаллов, лишь иногда встречаются бесформенные зерна. Количество его в породах непостоянно и колеблется от 3 до 15%. В большинстве случаев гранат представлен кристаллами в диаметре от 3 *мм* до 1 *см*. В порфиробластах граната наблюдаются захваченные им во время роста кристаллы кварца, плагиоклаза, все включения имеют округлую форму. В большинстве случаев границы между гранатом и окружающими его минералами четкие, лишь изредка встречаются неровные бухтообразные очертания кристаллов граната. Чешуйки биотита в контакте с гранатом несколько сжаты, что свидетельствует о плавном раздвигании биотита во время роста порфиробласт граната. Цвет минерала в штуфе буро-красный, темно-красный. Показатель преломления Ng=1,795.

Таблица 3

Химический анализ граната

Окислы	Номера проб				Окислы	Номера проб			
	С–1		С–2			С–1		С–2	
	вес. %	молекулярные кол-ва	вес. %	молекулярные кол-ва		вес. %	молекулярные кол-ва	вес. %	молекулярные кол-ва
SiO_2	40,27	670,4	39,89	664,0	CaO	2,10	38,0	1,89	33,8
TiO_2	0,39	5,0	0,38	4,0	Na_2O	—	—	—	—
Al_2O_3	19,59	191,9	20,23	198,3	K_2O	0,24	2,4	0,12	1,2
Fe_2O_3	0,18	1,0	0,30	2,0	P_2O_5	0,41	3,0	0,45	3,0
FeO	26,94	374,0	26,72	371,0	H_2O	0,03	1,7	0,02	1,1
MnO	3,89	54,9	3,40	48,0	Σ	100,07		99,51	
MgO	6,03	149,6	6,10	151,0					

На основании пересчетов химических анализов (табл. 3) получены следующие кристаллохимические формулы гранатов:

$$1)\ (Mg_{0,75}Fe^{+2}_{1,87}Mn_{0,27}Ca_{0,19}K_{0,02})_{3,08}\,(Al_{1,92}Fe^{+3}_{0,02})_{1,94}\,(Si_{2,98}Ti_{0,02})_{3,00}O_{12} + \\ + 0{,}37SiO_2;$$

$$2)\ (Mg_{0,8}Fe^{+2}_{1,8}Mn_{0,24}Ca_{0,17})_{3,01}\,(Al_{1,98}Fe^{+3}_{0,02})_{2,0}\,(Si_{2,98}Ti_{0,02})_{3,00}O_{12} + 0{,}32SiO_2.$$

Из данных химических анализов следует, что гранаты относятся к пиральспитовому ряду. Состав гранатов:

1) альмандин ($Fe_3Al_2Si_3O_{12}$) — 60,6%, пироп ($Mg_3Al_2Si_3O_{12}$) — 24,1%, спессартин ($Mn_3Al_2Si_3O_{12}$) — 8,9%, андрадит ($Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$) — 0,2%, гроссуляр ($Ca_3Al_2Si_3O_{12}$) — 6,2%.

2) альмандин ($Fe_3Al_2Si_3O_{12}$) — 61,5%, пироп ($Mg_3Al_2Si_3O_{12}$) — 25,0%, спессартин ($Mn_3Al_2Si_3O_{12}$) — 7,9%, андрадит ($Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$) — 0,3%, гроссуляр ($Ca_3Al_2Si_3O_{12}$) — 5,6%.

Принадлежность граната к указанному ряду была подтверждена результатами рентгеноструктурного анализа, проведенного в лаборатории рентгенографии ИГиГ СО АН СССР аналитиками Н. И. Зюзиным и В. И. Турбиным. Расчет параметра элементарной ячейки *a* равен 11,54 Å, что полностью совпадает с соответствующими данными для альмандина (Михеев, 1957).

Биотит (10—25%) имеет темно-коричневую окраску по Ng и светло-коричневую по Np. Минерал образует крупные (до 1,5×1,2 *см*) порфиробласты, содержащие иногда мелкие включения циркона, окруженные плеохроичными двориками. Показатель преломления Ng=1,632± ±0,002, что соответствует 36—38% общей железистости. В отдельных участках в гнейсах наблюдаются полосы, состоящие почти целиком из чешуек биотита, ширина таких полос колеблется от 0,5 до 7 *см*.

Калиевый полевой шпат составляет около 15% объема породы. Представлен микроклином со слабо выраженным двойникованием по альбитовому и периклиновому законам. Очень редко наблюдается пертитизация калиевых полевых шпатов. Пертитовые вростки представлены альбитом; в продольном сечении они имеют вид коротких, иногда изогнутых волокон, а в поперечном — овальную форму. Средний диаметр пертитовых вростков от 0,002 до 0,01 *мм*.

Кордиеритовая зона. Кордиеритовые сланцы и гнейсы образуют переходную зону между биотит-гранатовыми и силлиманитовыми сланцами. Они распространены преимущественно на северном склоне Курайского хребта и гораздо реже встречаются в осевой его части.

По внешнему виду — это массивные, тонкополосчатые породы, состоящие из чередующихся средне-тонкокристаллических светло-серых и темно-серых, почти черных, полос. В породах отмечаются лепидогранобластовые и порфиробластовые структуры; текстура сланцеватая, обусловленная субпараллельным расположением вытянутых чешуек биотита и удлиненных зерен лейкократовых минералов. Породы состоят из кварца, плагиоклаза, биотита, кордиерита, иногда в них встречается силлиманит. Кварц составляет 25—70% от объема породы; наблюдается в виде неправильных, несколько вытянутых зерен с неровными, пламевидными очертаниями; размер зерен от 0,08 до 1,2 *мм*.

Плагиоклаз представлен олигоклазом № 20—25 и 30. Количество минерала в породах колеблется от 5 до 25%, очертания кристаллов плагиоклаза неровные, бухтообразные. Встречаются порфиробласты призматического габитуса, размером до 1,3×2,5 *мм*.

Биотит наблюдается в количестве от 15 до 35%, минерал образует вытянутые в одном направлении чешуйки размерами 0,5×1,5—0,7×2,1 *мм*, реже встречаются более мелкие чешуйки неправильной формы. Плеохроизм резкий — от бурого по Ng до светло-соломенного по Np; $Ng = 1{,}636 \pm 0{,}002$, что соответствует 38—40% общей железистости.

Кордиерит содержится в породах в единичных кристаллах, изредка его количество достигает 10—15%. Порфиробласты кордиерита имеют неправильную форму, несколько вытянутую по сланцеватости; отдельные индивиды достигают в поперечнике 2,5—3,0 *мм*. Угол оптических осей варьирует от —40 до —60°; показатель преломления $Ng = 1{,}557 \pm 0{,}002$; $Np = 1{,}548 \pm 0{,}002$; Ng—Np = 0,009. В основном минерал приурочен к местам скопления биотита, реже кварца и плагиоклаза. Силлиманит встречается в виде тончайших призм, образующих сноповидные скопления; ассоциирует с биотитом, кварцем, плагиоклазом.

Силлиманитовая зона. Породы силлиманитовой зоны распространены в районе широко; они слагают полосу, простирающуюся вдоль осевой зоны Курайского хребта. Ширина полосы достигает 2,5 км. Как отмечалось выше, породы зоны имеют постепенные переходы к породам биотит-гранатовой и кордиеритовой зон. Фактическое различие между ними заключается лишь в появлении силлиманита и почти полном исчезновении граната.

Среди пород зоны по минеральным ассоциациям можно выделить силлиманит-биотит-микроклиновые гнейсы, силлиманит-биотитовые гнейсы с гранатом и лейкократовые силлиманитовые гнейсы. По внешнему виду породы средне-крупнозернистые, серого, буровато-серого цвета. Обычно в них хорошо выражена сланцеватая текстура, обусловленная грубой параллельной ориентировкой кристаллов силлиманита и чешуек биотита.

Под микроскопом устанавливаются фибронобластовая и нематогранобластовая структуры. Породы состоят из силлиманита (2—25%), кварца (30—40%), микроклина (10—15%), биотита (3—45%), в виде единичных зерен встречаются циркон, апатит.

Силлиманит представлен кристаллами разнообразного облика: спутанно-волокнистыми, параллельноволокнистыми, тонкопризматическими, сноповидными и радиальнолучистыми (рис. 8). Обычно силлиманит образует параллельнопризматические агрегаты (рис. 9), приуроченные к участкам развития биотита, или в виде беспорядочно мелких иголочек пронизывает кристаллы кварца, биотита. Иногда тонкоигольчатый силлиманит окаймляет чешуйки биотита и нередко замещает их. Длина кристаллов колеблется от 0,5 до 2,0 *см*.

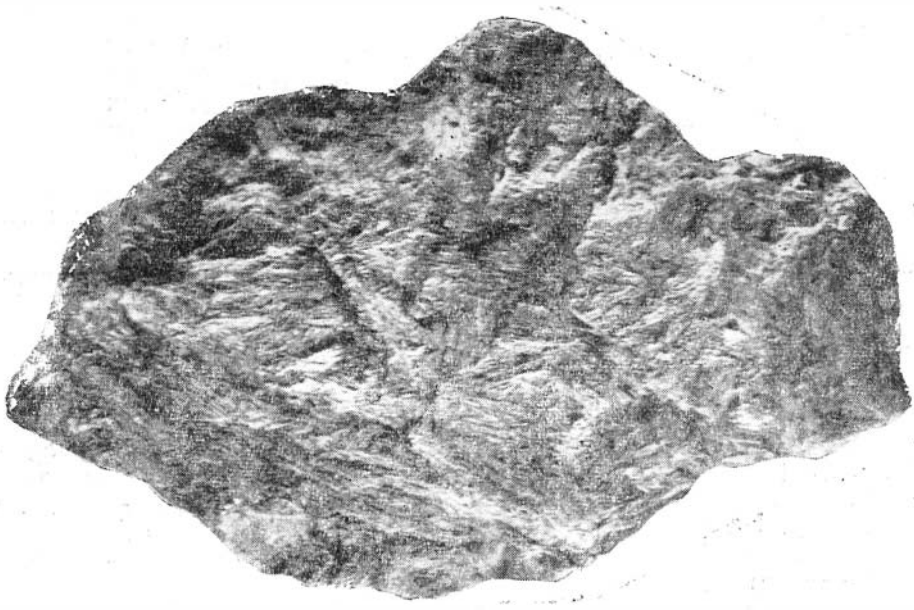


Рис. 8. Радиальнолучистые и параллельношестоватые агрегаты силлиманита (силлиманитовая зона метаморфизма). Ув. 1,5.

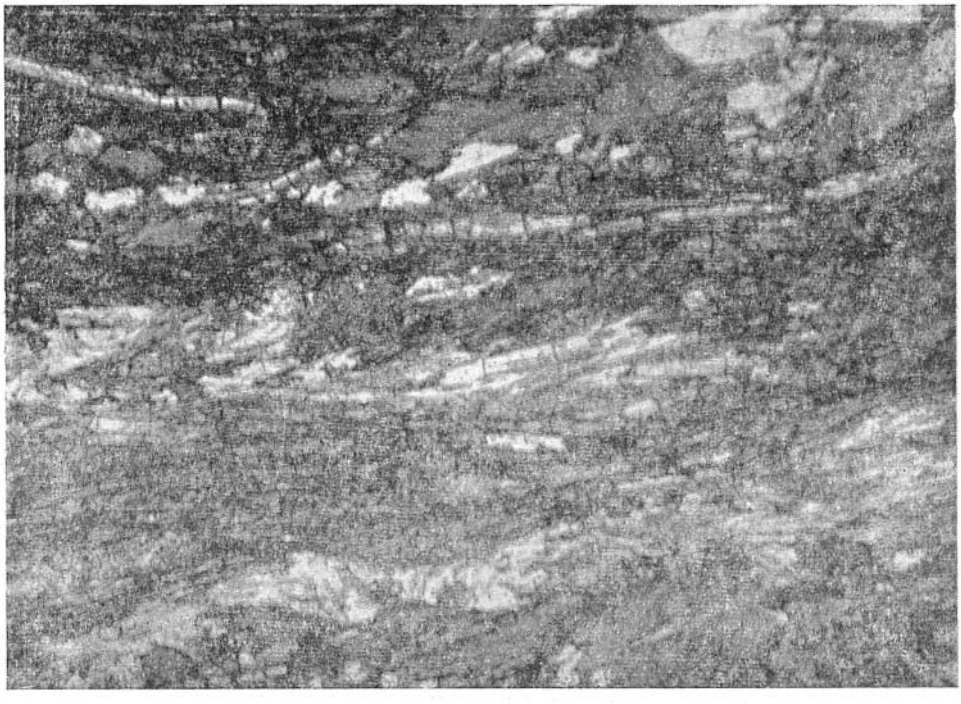


Рис. 9. **Игольчатые кристаллы силлиманита в метаморфических породах зоны смятия.** (Ув. 17, без анализатора.)

Кварц часто слагает значительную часть породы, образует мелкие (0,2×0,1 *мм*) и крупные (1,0×2,5 *мм*) зерна неправильной формы. Отдельные зерна обладают прихотливыми пламевидными очертаниями.

Микроклин, как и кварц, образует мелкие и крупные, сложных очертаний, зерна, иногда несколько вытянутые в направлении сланцеватости. Нередко в кристаллах наблюдается микроклиновая решетка и тонкие струйчатые пертиты распада.

Биотит наблюдается в виде самых разнообразных по форме чешуек, беспорядочно расположенных по всей массе породы. Размеры чешуек колеблются от 0,5 до 5 *мм*. В шлифе биотит обнаруживает сильный плеохроизм — от бурого по Ng (Ng=1,636±0,002, общая железистость 38—40%) до светло-желтого, почти бесцветного по оси Np. Чешуйки биотита часто содержат мелкие иголочки и призмочки силлиманита, иногда встречаются включения циркона.

Мигматиты зоны метаморфизма

В осевой зоне Курайского хребта, среди глубоко метаморфизованных пород (биатит-гранатовых гнейсов, силлиманитовых гнейсов и др.), наблюдаются различные типы мигматитов. В настоящее время мигматитами называют «смешанные» породы, состоящие из измененного материала, который был на месте, и частью из «обособленного в виде жил, линз, пятен или рассеянного межгранулярно, привнесенного или образовавшегося in situ кварцполевошпатового материала» (Шуркин, 1957, стр. 78). Существует несколько классификаций мигматитов (Sederholm, 1923, 1926; Судовиков, 1955, 1964; Шуркин, 1957; и др.). Нами на основе классификации К. А. Шуркина (1957), в пределах изученного района были выделены следующие типы мигматитов: порфиробластические, очковые, линзовидные, тонкопослойные и плойчатые.

Мигматиты составляют постепенные переходы к телам гранитогнейсов и гнейсо-гранитов. При этом структурные направления, свойственные породам субстрата, проходят через поля мигматитов, не меняя своего простирания, что свидетельствует о незначительности изменений объема пород. Большое изменение объема приводит к резкому изменению простирания структурных направлений (Барт, 1956; Судовиков, 1956, 1959). Мигматиты изученного района образуют единый прогрессивный ряд в зависимости от увеличения интенсивности процесса мигматизации: порфиробластические → очковые → линзовидные → → тонкопослойные → плойчатые. В наиболее полных разрезах (верховье р. Курайки) можно наблюдать смену одного вида мигматитов другим с постепенным нарастанием степени мигматизации от слабой (порфиробластические мигматиты) до очень сильной (тонкопослойные плойчатые мигматиты).

Порфиробластические мигматиты (рис. 10) характеризуются наличием порфиробласт калиевого полевого шпата, причем количество их таково, что заметно меняется первоначальный состав пород. Порфиробласты в гнейсах и кристаллических сланцах обычно приурочены к плоскостям слоистости. Размер их колеблется от 0,5×0,7 до 4,2×3,5 *см*. В отдельных случаях наблюдаются скопления порфиробласт полевого шпата в виде полос, хорошо выделяемых на темном фоне биотитовых и биотит-гранатовых сланцев и гнейсов (рис. 11, 12). Размер полос по ширине колеблется от нескольких сантиметров до 2—3 *м*, по простиранию они прослеживаются на десятки метров.

Среди полосчатых мигматитов часто встречается также подтип гетерополосчатых мигматитов, характеризующихся наличием согласных

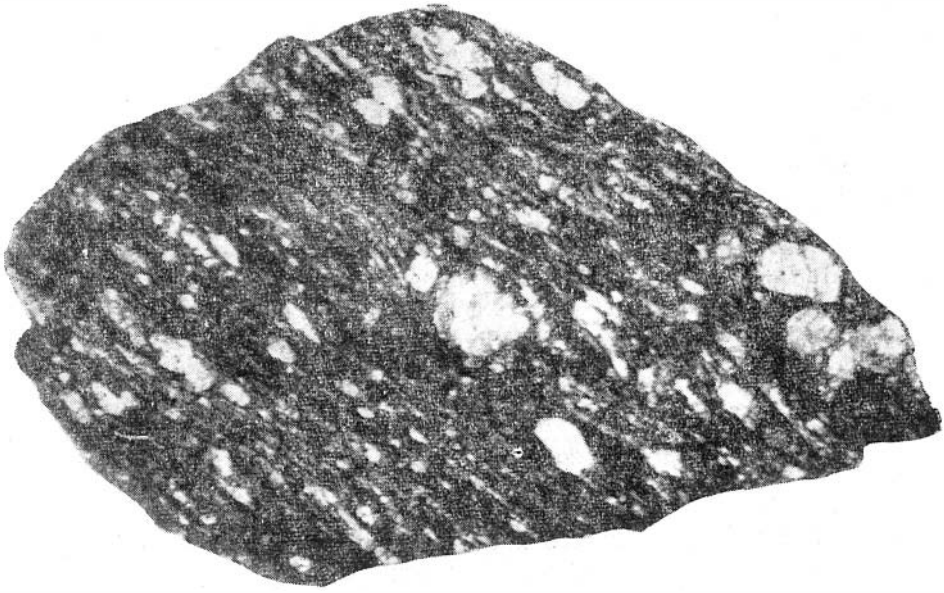


Рис. 10. Порфиробластический мигматит.

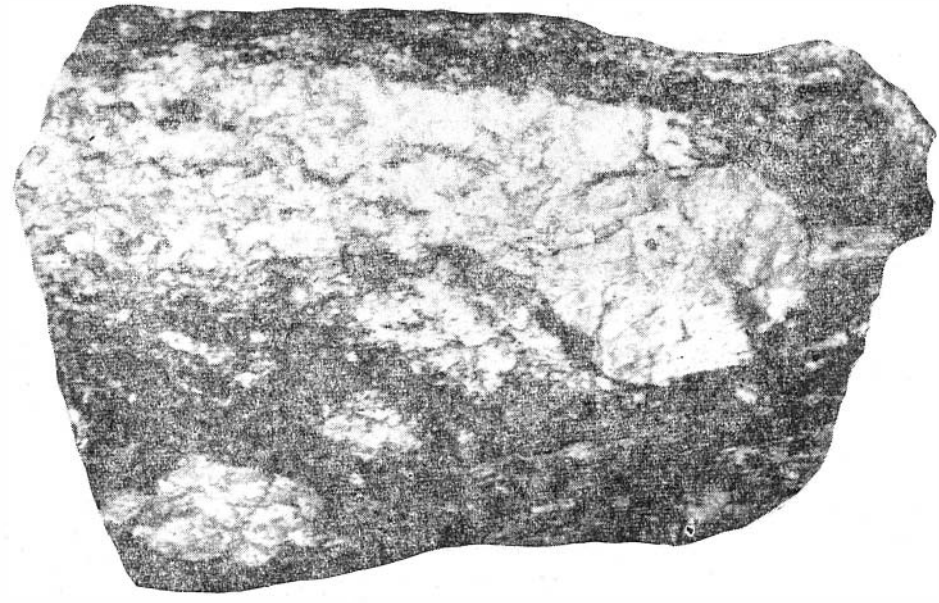


Рис. 11. Переходная зона от порфиробластических к полосчатым мигматитам.

жил аплит-пегматоидного состава. Мощность таких жил неодинакова и варьирует в пределах от 0,5 до 20 *см.*

Тонкопослойные мигматиты в изученном районе отличаются многократным чередованием лейкократовых жилок с тонкими прослоями субстрата (рис. 13). Лейкократовый материал составляет с субстратом нераздельное целое. Такие мигматиты наблюдаются, в основном, в пределах краевых зон тел гранито-гнейсов. Ширина зон неравномерная и колеблется от 1 до 25 и более метров. Сложнодеформированные разности тонкополосчатых мигматитов называются плойчатыми мигматитами (рис. 14).

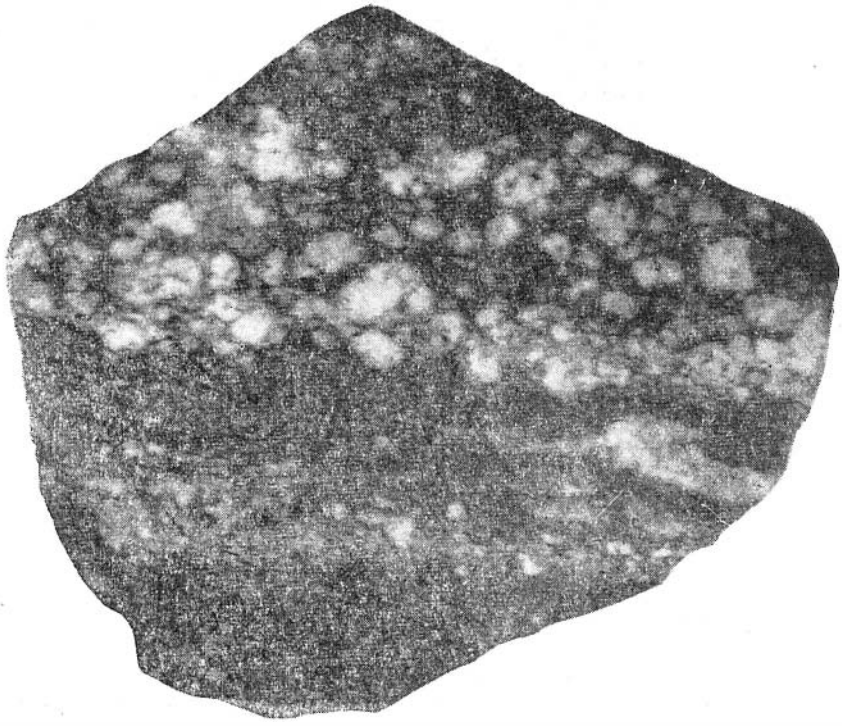


Рис. 12. Полосчатый мигматит. В порфиробластах калиевого полевого шпата видны мелкие включения темноцветных минералов.

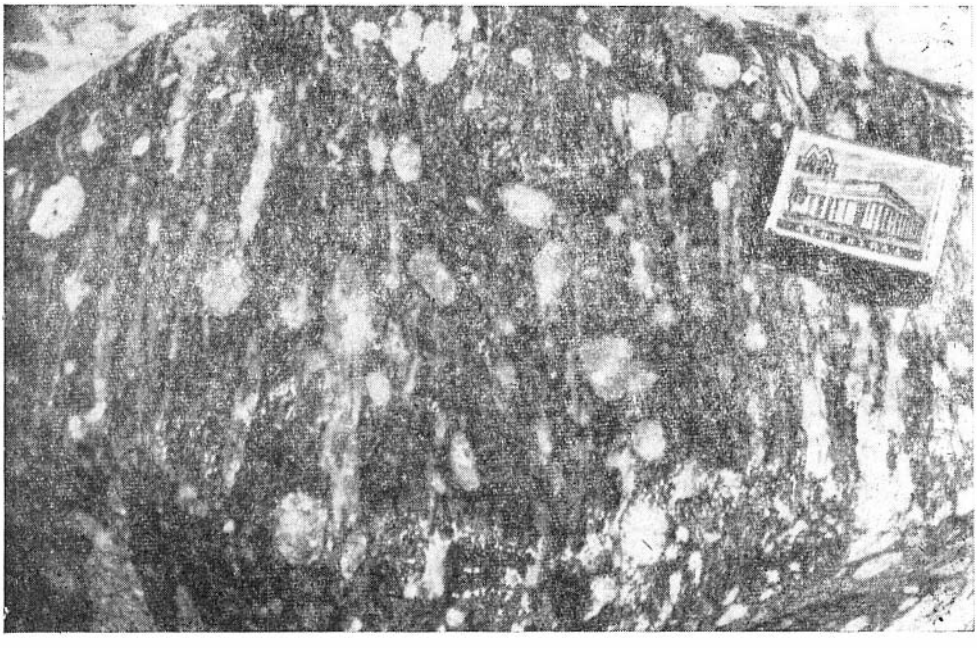


Рис. 13. Переходная зона от очковых к тонкопослойным мигматитам.

Рис. 14. Плойчатый мигматит.

В мигматитах, особенно среди их полосчатых разновидностей, встречаются структуры будинаж (рис. 15). Формированию таких структур способствуют сильные тектонические движения и наличие пород, обладающих различной степенью пластичности. В верховье р. Курайка, в левом борту ее русла, структуры будинаж образованы послойными мигматитами, состоящими из кварца, полевого шпата и турмалина. Мощность будинированных мигматитов колеблется от 1,5 до 6,5 *см.* Будины имеют линзообразную форму, длинная ось их располагается под небольшим углом к сланцеватости в биотитовых гнейсах. Гнейсы плавно огибают будины.

Петрографический состав мигматитов характеризуется наличием минеральных ассоциаций гнейсов и развивающихся среди них новых минералов, являющихся продуктом процесса мигматизации. Микроскопическое изучение пород показало, что гнейсовый субстрат и новообразованные минералы перемежаются друг с другом и строго разграничить их невозможно. Микроскопическое строение мигматитов неоднородно; характеризуется чередованием участков, обладающих гранобластовой, лепидогранобластовой, пойкилобластовой и аллотриоморфнозернистой структурами. Существенной особенностью этих пород являются участки со структурой замещения.

Рис. 15. Структура будинаж в пегматитовых телах. Отчетливо видно дробление и растаскивание отдельных частей кристаллов турмалина (черное), лейкократовый материал плавно огибает будины.

Наиболее распространенные минералы мигматитов — калиевый полевой шпат, кварц, плагиоклаз, биотит. Из аксцессорных минералов в шлифах встречаются циркон, апатит, сфен.

Калиевый полевой шпат — один из главных минералов мигматитов, содержание его непостоянное и колеблется в пределах 30%. Обычно он приурочен к меланократовым частям пород, в них отчетливо выделяются крупные порфиробласты минерала. В лейкократовых участках пород калиевый шпат тесно ассоциирует с кварцем. Калиевый полевой шпат образует самые разнообразные по форме и размерам кристаллы. В порфиробластических мигматитах он встречен в виде четких по форме кристаллов размером по 1,5×2,5 *см*; в большинстве случаев выделения калиевого полевого шпата наиболее ксеноморфны по сравнению с другими минералами и располагаются в промежутках между зернами кварца и плагиоклаза.

При интенсивном процессе мигматизации хорошо видно, как зерна калиевого полевого шпата, разрастаясь, захватывают многочисленные мелкие зерна кварца, биотита, плагиоклаза. Так образуются крупные ксеноморфные зерна калиевого полевого шпата, обычно удлиненные параллельно гнейсовидности. На стыке зерен калиевого полевого шпата и плагиоклаза образуются мирмекиты (рис. 16) — червеобразные прорастания полевого шпата изогнутыми кварцевыми зернами; часто он развивается по плагиоклазу. Процесс начинается с того, что в начале калиевый полевой шпат располагается лишь в интерстициях между зернами кварца, плагиоклаза, биотита, а затем постепенно по тонким трещинкам проникает в плагиоклаз и замещает его. Иногда процесс не доходит до конца и тогда можно наблюдать реликты плагиоклаза в калиевом полевом шпате.

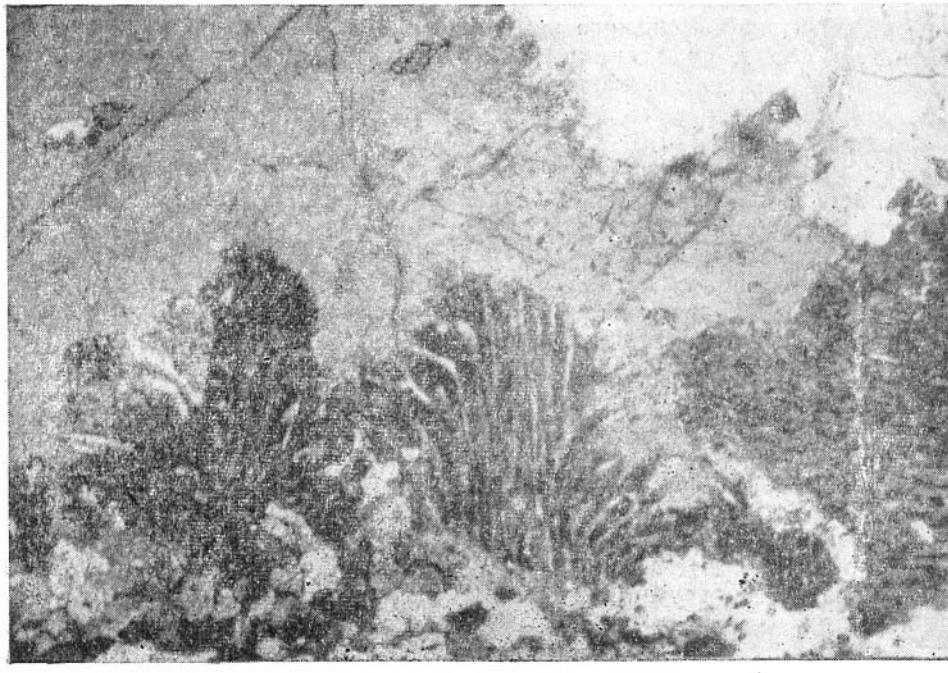


Рис. 16. Мирмекитовая структура в мигматитах. (Ув. 153, с анализатором.)

Калиевый полевой шпат представлен микроклином. Минерал в большинстве случаев четко определяется по характерной решетке, образованной перекрещивающимися двойниками по альбитовому и переклиновому законам. $2V = -84°$; $Ng : \perp 001 = 80°$; $Ng : \perp 010 = 18°$.

Кварц (до 35—40%) в основном составляет гнейсовый субстрат. Он образует мелкие (до $0{,}08 \times 0{,}1$ *мм*) зерна с прихотливыми пламевидными очертаниями. Часто кварц вместе с калиевым полевым шпатом образует послойные жилки, мощностью от 0,3 до 8 *см*.

Плагиоклаз, так же как и кварц, является одним из основных минералов мигматитов и составляет до 30% породы. Наблюдается он в виде небольших кристаллов размером $0{,}14 \times 0{,}1$ *мм* с неровными бухтообразными очертаниями. По составу относится к олигоклазу № 15—20, который, как отмечалось выше, часто замещается калиевым полевым шпатом.

Биотит в виде мелких, удлиненных чешуек составляет основную часть субстрата мигматитов. Количество его крайне не постоянное и колеблется от 3 до 30%; иногда он составляет почти мономинеральные полоски, чередующиеся с лейкократовыми полосками. Минерал сильно плеохроирует от темно-бурого по Ng до светло-соломенно-желтого по Np.

В виде единичных зерен в шлифах очень редко встречаются гранат и силлиманит, сохранившиеся в мигматитах, как реликты минералов гнейсов.

Акцессорные минералы: циркон, апатит, сфен, турмалин — в сумме составляют доли процента. Обычно они наблюдаются в меланократовых прослойках; циркон в единичных случаях встречается в кристаллах плагиоклаза.

Петрографическая характеристика гранитоидов

Массивы кубадринского комплекса не отличаются большим разнообразием пород, среди них выделяются следующие разновидности: гранито-гнейсы, гнейсо-граниты, порфировидные биотитовые граниты, биотит-роговообманковые граниты, аплитовидные граниты, гранодиориты и диориты.

Гранито-гнейсы и гнейсо-граниты — это породы, занимающие в петрологическом отношении промежуточное положение между породами гнейсовой и гранитной структурных фаций. Они слагают целиком мелкие тела в осевой зоне Курайского хребта и незначительные поля в пределах Кубадринского плутона. Породы обладают розовым, желтовато-розовым цветом, гнейсовой текстурой. Часто в краевых зонах встречаются плойчатые и полосчатые текстуры, обусловленные чередованием лейкократовых и меланократовых полос. Ширина таких полос варьирует от 0,5 до 15 *см*. Среди пород встречаются разновидности, в которых калиевый полевой шпат образует крупные порфиробласты, располагающиеся в мелко-среднезернистой кварц-плагиоклаз-биотитовой массе. По своим особенностям эти породы ничем не отличаются от полосчатых мигматитов. Размер порфиробластов достигает 2,0—2,5 *см*, а их количество составляет от 15 до 35% основной массы

Породы обладают гранобластовой, лепидогранобластовой и бластопорфировой структурами. Состоят они из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, реже встречается биотит. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, ортитом, оранжитом.

Кварц в виде зерен с прихотливыми пламевидными очертаниями составляет от 24 до 45% от общего объема породы. Иногда можно

наблюдать, как кварц постепенно замещает плагиоклаз, проникая в него узкими язычками по мельчайшим трещинкам. Этот факт свидетельствует о более позднем образовании кварца.

Калиевый полевой шпат (микроклин) образует значительную часть породы (до 35%), им слагаются почти все порфиробласты. Зерна микроклина распределены неравномерно, в основном они развиваются между кварцем и плагиоклазом. Форма зерен неправильная и обычно отражает форму промежутков между кристаллами других минералов. Часто калиевый полевой шпат образует крупные порфиробласты, внутри которых наблюдаются включения кристаллов плагиоклаза (олигоклаза № 12—14), кварца и чешуйки биотита (рис. 17). Размеры реликтов плагиоклаза достигают 0,30×0,42 *мм*. В отдельных случаях на границе зерен плагиоклаза и микроклина появляются мирмекитовые каемки. Плагиоклаз составляет 15—20% объема породы; по составу относится к олигоклазу с содержанием 12—16% анортитовой молекулы. Форма зерен неправильная, реже таблитчатая; часто в кристаллах плагиоклаза наблюдаются полисинтетические двойники.

Биотита в породах содержится всего около 3% и лишь в разностях с полосчатой текстурой его количество достигает 15—25%. Минерал образует чешуйки и пластинки удлиненной формы (размером до 0,8×0,3 мм), которые приурочены к промежуткам между кристаллами кварца и плагиоклаза. Иногда биотит встречается в виде включений в микроклине. Минерал плеохроирует от темно-бурого по оси Ng до соломенно-желтого по оси Np.

Циркон — наиболее распространенный акцессорный минерал. Его призматические зерна содержатся преимущественно в биотите, но иногда встречаются и в плагиоклазе. Грани кристаллов выражены плохо, ребра и вершины оплавлены. Размер кристаллов достигает 0,2—0,25 *мм*.

Апатит беспорядочно распространен по всей массе пород. Его кристаллы имеют форму удлиненных призм размером от 0,1 до 0,25 *мм* по длинной оси. Иногда встречаются изометричные, шестиугольные срезы кристаллов.

Ортит и оранжит обнаружены в качестве единичных зерен в протолочках пород. Ортит представлен неправильными зернами, редко — кристаллами призматического габитуса. Цвет минерала бурый до черного, размер зерен достигает 0,2 *мм*. Оранжит встречается в форме неправильных зерен лимонно-желтого цвета размером 0,3 *мм*.

В результате более поздних тектонических движений в породах возникают катакластические структуры. Процесс катаклиза выразился в дроблении кристаллов кварца, плагиоклаза, микроклина. В отдельных случаях в кристаллах плагиоклаза возникают S-образные двойники; часто можно наблюдать разрыв и смещение частей кристаллов плагиоклаза и микроклина.

Порфировидные биотитовые граниты, широко распространенные среди пород комплекса, наблюдаются преимущественно в пределах Кубадринского плутона, где они слагают обширные поля как в краевой, так и в центральной частях. Окраска их светло-серая, серая, иногда темно-серая, обусловленная присутствием значительного количества биотита. Особенно характерным для пород является присутствие многочисленных порфировидных выделений калиевого полевого шпата. Порфировидные выделения имеют правильную прямоугольную, реже изометричную форму. Наиболее часто встречаются кристаллы калиевого полевого шпата размером от 1,5×2,2 *мм* до 1,2×2,7 *см*; в редких случаях величина их достигает до 2,5×3,5 *см*. Количество порфировидных выделений колеблется от 5 до 35% от общего объема

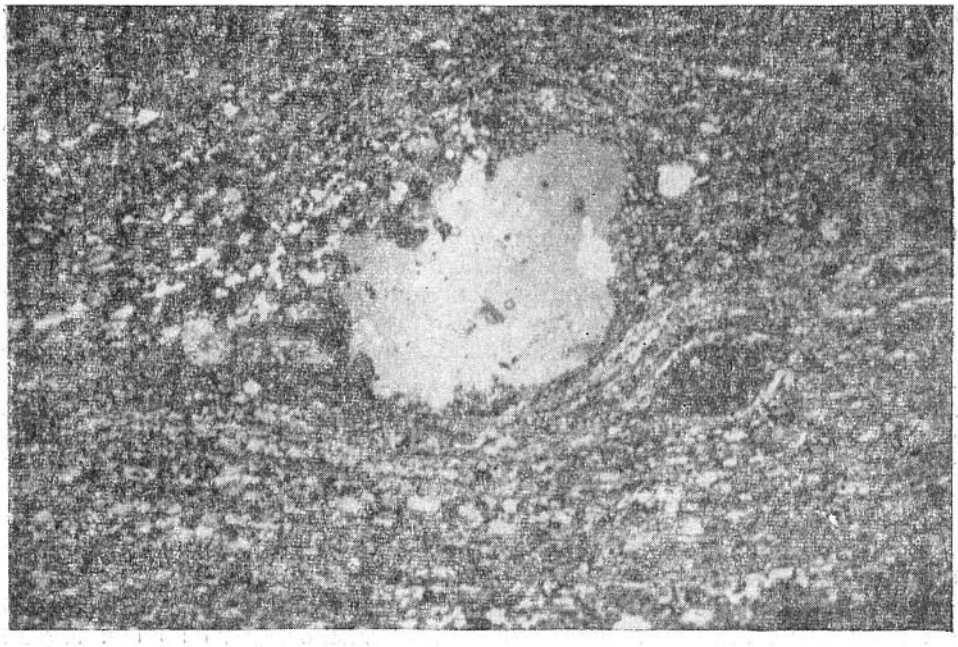


Рис. 17. Образование порфиробласт калиевого полевого шпата в гранито-гнейсах; хорошо видно межгранулярное развитие минерала. В порфиробластах наблюдаются зерна кварца, захваченные во время роста. (Ув. 12,5, с анализатором.)

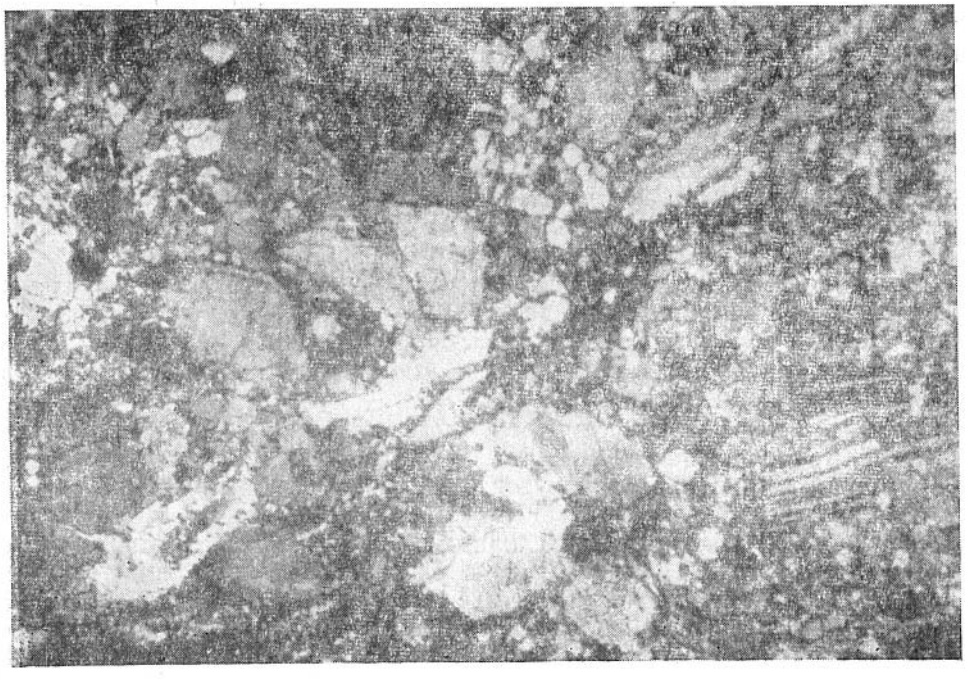


Рис. 18. Катакластические структуры гранитов кубадринского комплекса. (Ув. 46, с анализатором.)

всей породы, что свидетельствует о неравномерности их распределения. В отдельных случаях биотитовые граниты переполнены порфировидными выделениями, в других — содержание порфиробласт резко сокращается. Уменьшение количества порфиробласт наблюдается при переходе к породам гранодиоритового состава.

Среди порфировидных биотитовых гранитов встречаются разновидности пород с резко выраженной плоскопараллельной текстурой, характеризующейся ориентированным расположением чешуек биотита.

В порфировидных биотитовых гранитах встречаются реликты кристаллических сланцев размерами от 0,3 до 1,5—2 *м*. Интересно отметить, что сланцеватая текстура кристаллических сланцев в ксенолитах сохраняет ту же северо-северо-западную ориентировку, что и породы, окружающие массив.

При микроскопическом изучении пород в них устанавливаются порфировидные, гранобластовые и катакластические структуры (рис. 18). Основная масса пород сложена плагиоклазом, кварцем, микроклином, биотитом, роговой обманкой; акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном, ортитом, оранжитом, монацитом, флюоритом, турмалином.

Плагиоклаз, составляющий 20—25% породы, образует удлиненные кристаллы размером до 2,0×0,8 *мм*, обладает четким идиоморфизмом по отношению к другим минералам. Встречаются кристаллы с неровными зазубренными очертаниями, иногда кристаллы имеют S-образную форму. По составу плагиоклаз относится к олигоклазу (№ 11—15).

Кварц встречается в виде ксеноморфных зерен с неровными, часто пламевидными очертаниями. Количество его в породе достигает 35%; размер зерен колеблется от 0,08×0,1 до 1×1,5 *мм*. Минерал обладает облачным угасанием.

Микроклин, как уже отмечалось, образует порфировидные выделения (рис. 19) размером 1,2×2,7 *см*. В основной массе пород он встречается в виде зерен неправильной формы, величиной до 0,5×0,8 *мм*. Часто в одном зерне наблюдаются двойники по альбитовому и периклиновому законам, дающие характерную микроклиновую решетку. Микроклин обычно заполняет промежутки между кристаллами других минералов. В местах соприкосновения микроклина и плагиоклаза возникают мирмекитовые структуры, характеризующиеся прорастанием калиевого полевого шпата кварцем. Зерна кварца в таких структурах имеют удлиненную червеобразную форму, угасание всех зерен одновременное.

Минерал часто замещает кристаллы плагиоклаза, реликты которого отвечают олигоклазу (№ 11—15) (рис. 20).

Таблица 7

Химический анализ биотита из гранитов

Окислы	Вес. %	Молекулярные кол-ва	Окислы	Вес. %	Молекулярные кол-ва
SiO_2	37,18	619	MnO	0,68	9
TiO_2	2,37	30	Na_2O	1,58	25
Al_2O_3	17,28	170	K_2O	4,81	51
Fe_2O_3	4,64	29	H_2O^+	3,50	194
FeO	16,26	226	H_2O^-	0,72	40
MgO	9,86	244	Σ	99,41	
CaO	0,53	9			

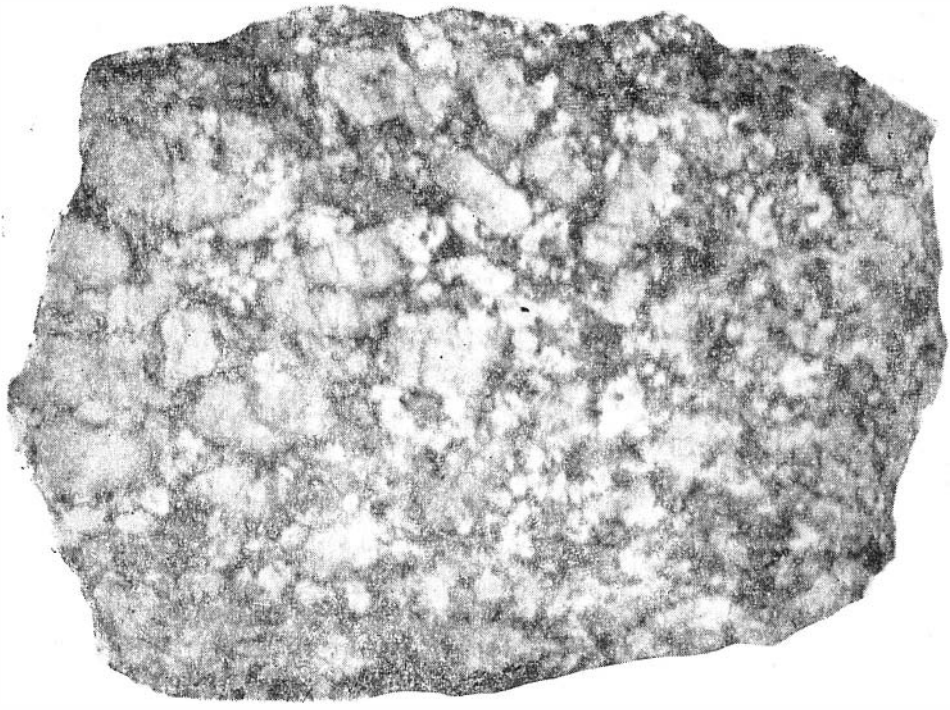


Рис. 19. Порфировидный биотитовый гранит (Кубадринский плутон).

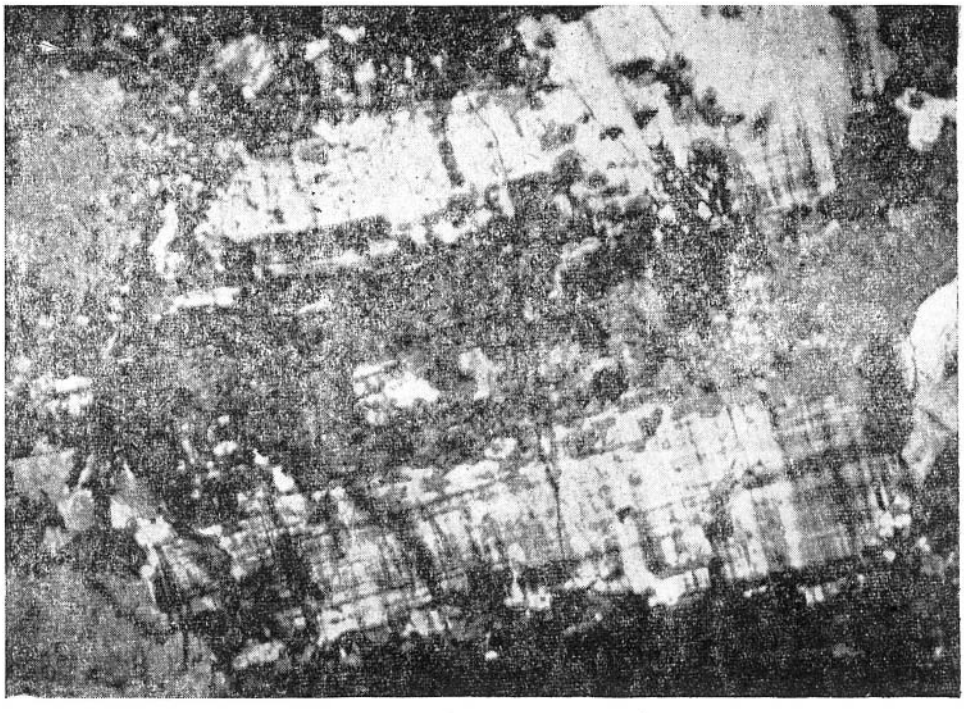


Рис. 20. Порфиробласты микроклина в граните; в центре (темное) видны реликты плагиоклаза. (Ув. 63, с анализатором.)

Биотит (до 10%) образует чешуйки темно-бурого цвета, размером до 0,6 *см*. Минерал плеохроирует в бурых тонах: по Ng — бурый, по Np — светло-бурый. Показатель преломления Ng=1,649±0,002. Общая железистость Fe: (Fe+Mg), определенная по показателю преломления (Соболев, 1950), равна 51,0%. Угол оптических осей ($2V$ замеренный в коноскопе, равен 15—17°. Дисперсия оптических осей имеет характер $r<v$. Результаты химического анализа биотита из гранитов приведены в табл. 4.

На основании химического анализа можно рассчитать кристаллохимическую формулу биотита:

$$(K_{0,48}Na_{0,22}Ca_{0,04})_{0,74}(Mg_{1,1}Fe^{+2}_{1,0}Mn_{0,04}Fe^{+3}_{0,26}Al_{0,3}\ Ti_{0,13})_{2,83}\,[OH]_2\boxed{Al_{1,2}\,Si_{2,8}O_{10}}$$
$$0{,}05H_2O\,.$$

Железистость минерала, рассчитанная по данным химического анализа, равна 51,1%, что хорошо согласуется с результатами оптических исследований.

Амфибол встречается в виде единичных кристаллов, иногда его количество достигает 3%. Цвет минерала зеленый, плеохроирует от светло-зеленого с голубоватым оттенком по оси Np, до темно-зеленого по оси Ng. Амфибол относится к типу обычных роговых обманок, с $Ng=18—20°$; $2V=-78°$.

Циркон наблюдается в виде изометричных кристаллов с пирамидальными окончаниями. Грани кристаллов часто оплавлены. Размер кристаллов 0,048×0,05 *мм*. Минерал ассоциирует с кристаллами биотита, плагиоклаза, амфибола.

Апатит образует короткостолбчатые и удлиненные кристаллы, величиной до 0,11×0,05 *мм*, приурочен обычно к амфиболу и калиевому полевому шпату.

Сфен в незначительном количестве встречается в виде зерен неправильной формы или небольших ромбовидных кристаллов (0,32×0,2 *мм*), приурочен к амфиболу и биотиту.

Монацит, ортит, оранжит, флюорит и турмалин наблюдаются в протолочках пород в виде единичных зерен. Монацит представлен кристаллами с нечеткими оплавленными гранями, размер зерен 0,13×0,3 *мм*. Ортит встречается в виде неправильных, реже призматических зерен, размером до 0,2 *мм*. Оранжит наблюдается в виде мелких (до 0,2 *мм*) зерен лимонно-желтого цвета с раковистым изломом.

Флюорит и турмалин встречаются в единичных пробах. Флюорит представлен неправильными зернами фиолетового цвета. Турмалин образует призматические кристаллы буро-зеленого цвета.

Среди гранитов выделяется разность с незначительным содержанием темноцветных минералов — лейкократовые граниты. Они составляют небольшие поля в Кубадринском плутоне (в его юго-восточной и северо-западной частях) и плавно переходят в обычные граниты. В переходных зонах постепенно увеличивается содержание биотита и роговой обманки. В общем, по минеральному составу и текстурным особенностям лейкократовые граниты аналогичны обычным гранитам.

Гранодиориты слагают небольшие участки в краевой зоне плутона, реже они встречаются в его центральных частях. Макроскопически породы темно-серого цвета со средне-крупнозернистой структурой. Иногда в них наблюдаются порфировидные выделения калиевого полевого шпата размером до 1,9×0,8 *см*. Под микроскопом устанавливается бластокатакластическая структура пород. В составе грано-

диоритов участвуют: плагиоклаз, микроклин, кварц, биотит, амфибол, акцессорные минералы.

Плагиоклаз (до 35—40%) наблюдается в форме удлиненных кристаллов с четкими прямолинейными очертаниями. Размер наиболее крупных кристаллов колеблется от 0,8×1,6 *мм* до 1,7×3,8 *мм*. По составу относится к олигоклазу № 14—18.

Микроклин (до 25—30%) образует как крупные бластопорфировидные выделения, так и мелкие ксеноморфные зерна. Очертания кристаллов неровные, зазубренные, бухтообразные. Обычно крупные кристаллы окружены агрегатами более мелких зерен, образовавшихся в результате дробления. В минерале содержатся реликты кристаллов плагиоклаза (олигоклаза № 14), встречаются включения чешуек биотита.

Кварц (20—25%) встречается в виде мелких (0,08×0,1 *мм*) зерен с прихотливыми бухтообразными очертаниями.

Биотит (до 8%) встречается в форме листочков и пластинок с максимальными размерами до 1,2×2,5 *мм*. Цвет минерала бурый, зеленовато-бурый. Плеохроизм резкий: от земновато-бурого по оси Ng до светло-желтого по оси Np. Общая железистость Fe : (Fe+Mg), определенная по показателю преломления (Ng=1,651±0,02), равна 53%; $2V_{Np}=17°$. Дисперсия оптических осей имеет характер $r<v$. Химиче-

Таблица 5

Химический анализ биотита из гранодиоритов

Окислы	Вес. %	Молекулярные кол-ва
SiO_2	37,24	620
TiO_2	2,8	35
Al_2O_3	17,44	171
Fe_2O_3	5,15	33
FeO	16,58	231
MgO	9,31	231
CaO	1,16	20
MnO	0,5	7
Na_2O	1,1	18
K_2O	4,21	45
H_2O^+	3,39	188
H_2O^-	0,97	54
Σ	99,85	

Таблица 6

Химический анализ роговой обманки из гранодиоритов

Окислы	Вес. %	Молекулярные кол-ва
SiO_2	40,90	681,0
TiO_2	2,80	35,0
Al_2O_3	12,34	121,4
Fe_2O_3	6,31	39,1
FeO	11,02	153,2
MnO	0,71	10,1
MgO	12,04	298,8
CaO	11,20	200,0
Na_2O	0,50	8,0
K_2O	1,09	12,0
H_2O	1,36	75,6
Σ	100,37	

Таблица 7

Химический анализ роговой обманки из диоритов

Окислы	Вес. %	Молекулярные кол-ва
SiO_2	39,64	659,8
TiO_2	3,27	40,7
Al_2O_3	12,26	120,6
Fe_2O_3	6,85	43,0
FeO	11,85	165,0
MnO	0,96	13,6
MgO	10,61	263,2
CaO	11,80	210,0
Na_2O	1,16	18,6
K_2O	0,6	6,0
H_2O	1,02	57,0
Σ	100,02	

ский анализ биотита из гранодиоритов приведен в табл. 5. Кристаллохимическая формула биотита из гранодиоритов:

$$(K_{0,4}\ Na_{0,16}Ca_{1,09})_{0,65}\,(Mg_{1,03}Fe^{+2}_{0,03}Mn_{0,03}Fe^{+3}_{0,28}Al_{0,32}Ti_{0,16})_{2,85}\,[OH]_2\,\boxed{Al_{1,2}Si_{2,8}O_{10}}\,0{,}08H_2O,$$

железистость, рассчитанная на основе химического анализа, равна 53%, что полностью согласуется с результатами оптических исследований. Иногда биотит замещается мусковитом.

Амфибол (до 7%) представлен небольшими кристаллами (0,5×1,0 *мм*). Минерал обладает темно-зеленым цветом; плеохроирует от светло-зеленого по оси Np до зеленого, темно-зеленого по оси Ng.

Амфибол относится к типу обычных роговых обманок с Ng=18° 2V=— 72°. Химический анализ роговой обманки из гранодиоритов приведен в табл. 6.

Кристаллохимическая формула:

$$(Na_{0,16}K_{0,2})_{0,36}Ca_{2,0}(Mg_{2,7}Fe^{+2}_{1,4}Mn_{0,1})_{4,2}(Al_{0,55}Fe^{+3}_{0,6})_{1,15}[OH]_2|\underline{Al_{1,65}Ti_{0,3}Si_{6,05}O_{22}}|,$$

железистость Fe: (Fe+Mg), рассчитанная по данным химического анализа, равна 39,2%.

Акцессорные минералы в гранодиоритах представлены цирконом, апатитом, сфеном, оранжитом.

Циркон встречается в виде мелких (0,1—0,15 *мм* в длину) призматических кристаллов с коородированными и часто оплавленными гранями. Обычно минерал приурочен к биотиту и плагиоклазу. В биотитах кристаллы циркона окружены плеохроичными двориками.

Апатит наблюдается в породах в виде короткостолбчатых кристаллов размером от 0,08 до 0,1 *мм,* ассоциирует с роговой обманкой.

Сфен образует скопления зерен неправильной формы, встречаются мелкие ромбовидные кристаллы, приурочен к трещинам спайности в амфиболе и биотите.

Оранжит — минерал лимонно-желтого цвета с раковистым изломом, отмечается в единичных зернах в протолочках из гранодиоритов.

Диориты обнаружены в незначительном количестве в верховьях р. Кысхыштубек и в районе перевала Таджилу-Кубадру. Диориты слагают преимущественно небольшие участки краевой зоны Кубадринского плутона, в редких случаях наблюдались в его центральной части. Макроскопически — это породы темно-серого цвета, среднезернистые, равномернозернистые, часто с такситовой текстурой. Структура пород приближается к гипидиоморфнозернистой, характеризуется беспорядочным расположением зерен минералов и различной степенью идиоморфизма; наблюдается также катакластическая структура, выражающаяся в незначительном дроблении кристаллов плагиоклаза и смещении отдельных их частей.

Состав пород крайне не постоянный и варьирует в широких пределах: плагиоклаз до 55%, биотит — 25, амфибол — 25, кварц — 15, микроклин — 1,5, акцессорные минералы до 3,5%. Породы с такситовой текстурой почти полностью сложены роговой обманкой, биотитом с незначительным содержанием плагиоклаза и по составу близки к меланократовым диоритам и габбро-диоритам.

Плагиоклаз образует короткостолбчатые индивиды с простыми двойниками и удлиненные кристаллы с полисинтетическими двойниками. Минерал характеризуется отчетливым идиоморфизмом по отношению к кварцу, амфиболу, биотиту. Наряду с четкими, прямолинейными очертаниями встречаются зерна с зубчатыми краями. Короткостолбчатые кристаллы по составу отвечают андезину с содержанием 30—32% анортитовой молекулы. Кристаллы андезина сильно соссюртизированы. Удлиненные кристаллы по углу симметричного угасания в зоне $\perp$ (010) отвечают альбит-олигоклазу № 7—11.

Биотит встречается в виде небольших (до 1,5×2,0 *мм*) пластинок, чешуек темно-бурого цвета, обладает резким плеохроизмом от темно-бурого по оси Ng до светло-соломенно-желтого по оси Np; показатель преломления Ng=1,655±0,002; общая железистость Fe: (Fe+Mg), определенная по показателю преломления, равна 50—57%. Биотит незначительно хлоритизирован; по трещинам спайности развиваются многочисленные мелкие кристаллы эпидота.

Роговая обманка образует короткопризматические кристаллы размером 1,0×1,5 *мм,* часто с извилистыми очертаниями. Наблюдаются также кристаллы с характерной призматической спайностью, пересекающейся под углом 56°. Минерал обладает плеохроизмом от сине-зеленого цвета по оси Ng до светло-желтого с зеленоватым оттенком по оси Np; ∠c : Ng = 11—13°, 2V = —62°. Химический анализ роговой обманки из диоритов приведен в табл. 7.

Кристаллохимическая формула:

$$(Na_{0,4}K_{0,14})_{0,54}Ca_{1,9}(Mg_{2,4}Fe^{+2}_{1,5}Mn_{0,13})_{4,03}(Al_{0,6}Fe^{+3}_{0,8})_{1,4}[OH]_2\ \underline{|Al_{1,6}Ti_{0,4}Si_{6,0}O_{22}|},$$

железистость Fe : (Fe+Mg), рассчитанная по данным химического анализа, равна 44,1%.

Кварц резко ксеноморфен по отношению ко всем минералам; обычно выполняет промежутки между кристаллами плагиоклаза, амфибола.

Микроклин, так же как и кварц, является ксеноморфным минералом; его редкие мелкие зерна были встречены в интерстициях между кристаллами плагиоклаза, биотита.

Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном. Циркон встречается в диоритах в виде удлиненных и изометричных кристаллов, размером до 0,3 *мм*. Обычно он ассоциирует с биотитом, плагиоклазом и роговой обманкой. Сфен образует мелкие ромбовидные кристаллы (до 0,1 *мм*); часто встречаются скопления неправильной формы, приуроченные к трещинам спайности в амфиболе и биотите. Апатит в диоритах представлен мелкими (до 0,1 *мм*) призматическими кристаллами, приуроченными в основном к темноцветным минералам.

Акцессорные минералы

В настоящее время общепризнано, что исследования акцессорных минералов и элементов-примесей в них не только расширяют наши познания в петрологии и минералогии интрузивных комплексов, но и дают хороший дополнительный материал для корреляции интрузивных образований (Преображенский, 1941; Рохлин, 1941; Ланчик, 1951; Туровский, Бошнякова, 1955; Poldervaart, 1956; Елисеева, 1957; Хамбраев, 1958; Ляхович, Золотарев, Родионов, Соболев, 1959; и др.). Кроме того, акцессорные минералы и элементы-примеси в них являются одним из геохимических критериев связи определенных типов оруденения с магматизмом (Туровский, 1953, 1960; Рабинович, 1955; Куровец, 1960; Руб, 1964). С целью выявления таких связей были изучены акцессорные минералы гранитоидных пород комплекса (Никитина, Берзина, Скуридин, 1963).

Для изучения акцессорных минералов отбирались пробы весом 8—12 *кг*, которые измельчались на щековой и валковой дробилках до 0,3 *мм*. Из проб методом квартования отбирался дубликат весом 0,5 *кг,* а оставшаяся часть пробы рассеивалась на ситах диаметром 0,3; 0,2 и 0,1 *мм*. Проба каждого класса взвешивалась и промывалась до получения серого шлиха. Шлих подвергался магнитной и электромагнитной сепарации, а затем — разделению в тяжелой жидкости. Полученные фракции взвешивались, в них определялся видовой состав минералов, количественные содержания которых пересчитывались в граммах на тонну. Для спектрального анализа использовались мономинеральные фракции, полученные путем доводки бромоформом в фарфоровых чашках отдельных фракций шлиха и отбора зерен под

бинокуляром. Спектральные анализы акцессорных минералов произведены аналитиком Н. Г. Сноповым.

В породах кубадринского комплекса были определены и описаны следующие акцессорные минералы: циркон, апатит, ильменит, сфен, лейкоксен, магнетит, ортит, оранжит, монацит, флюорит, шеелит, касситерит, турмалин. Ниже приводится краткая характеристика выделенных минералов.

Циркон — наиболее распространенный акцессорный минерал пород комплекса. В зависимости от петрографического состава пород циркон образует различные концентрации и обладает различными физическими и химическими свойствами.

Граниты кубадринского комплекса характеризуются наибольшим содержанием циркона (до 164 *г/т*), где он присутствует в двух морфологических разновидностях.

1. Циркон светло-розовый, представлен мелкими (до 0,1 *мм* в длину) прозрачными кристаллами призматического габитуса с удлинением: 2 : 1, 3 : 1 (рис. 21, *а*). Из кристаллографических форм встречаются призма (100), дипирамида (111), редко — призма (110) и дитетрагональная дипирамида (311), характеризующиеся резко выраженным подчиненным развитием. Сохранность кристаллов плохая, грани и ребра корродированы, часто оплавлены. По трещинам в кристаллах развиваются гидроокислы железа, придающие циркону красноватый оттенок. В некоторых кристаллах отмечаются точечные включения биотита. В ультрафиолетовых лучах минерал люминесцирует лимонно-желтым цветом.

2. Циркон бурого цвета, непрозрачный или полупрозрачный (см. рис. 21, б). Размеры кристаллов несколько больше, чем у светло-розового циркона, но не превышают 0,20 *мм*. Грани кристаллов матовые со следами растворения. Окраска неравномерная, пятнистая. Габитус короткопризматический с удлинением 1,5:1, 2:1. Преобладающими формами являются призма (110) и дипирамида (111). Непрозрачный циркон этого типа не люминесцирует, у полупрозрачного отмечается пятнистая лимонно-желтая люминесценция. Перловым люминесцентным анализом в буром цирконе обнаружен уран. Элементы-примеси изучались только в розовом цирконе, количественно преобладающем над бурым. В нем установлены: Yb, Pb — десятитысячные доли, Mo, Cu, Sn, Hg, Hf — тысячные доли, Zn — сотые доли процента.

В диоритах кубадринского комплекса наблюдается несколько пониженное содержание циркона, не превышающее 42 *г/т*. Габитус кристаллов призматический, удлинение 2,5 : 1. Размер зерен крупнее, чем у цирконов гранитов (0,25—0,5 *мм* и более). Грани кристаллов координированы. Большинство кристаллов циркона представлено комбинацией призм (110) и (100) с дипирамидами (111) и (131). Реже наблюдается сочетание форм (110), (100) и (111) или (110) и (111), (131). Цвет циркона светло-бурый до темно-серого. Минерал непрозрачен и содержит много газовых включений и биотита. Светло-бурый циркон обладает лимонно-желтой люминесценцией, интенсивность которой зависит от количества включений: чем больше включений, тем слабее люминесценция, у темно-бурых кристаллов циркона с большим количеством включений она отсутствует. Для циркона диоритов кубадринского комплекса характерны Hf, Y, Yb (сотые доли процента), As, Cd (тысячные доли процента), Pb, Ni (следы). Но по составу элементов-примесей он беднее циркона из гранитов этого же комплекса: в нем не обнаружены Mo, Sn, Zn; зато в большем количестве отмечаются Hf, Y, Yb.

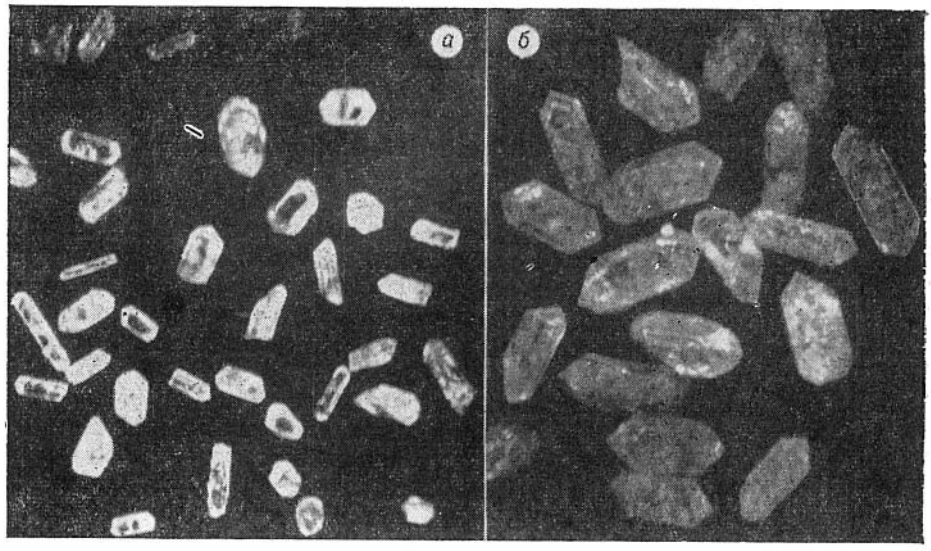


Рис. 21. Циркон из гранитов кубадринского комплекса. (Ув. $1\bar{1}0$):
а — светло-розовые прозрачные кристаллы; *б* — бурые непрозрачные и полупрозрачные кристаллы.

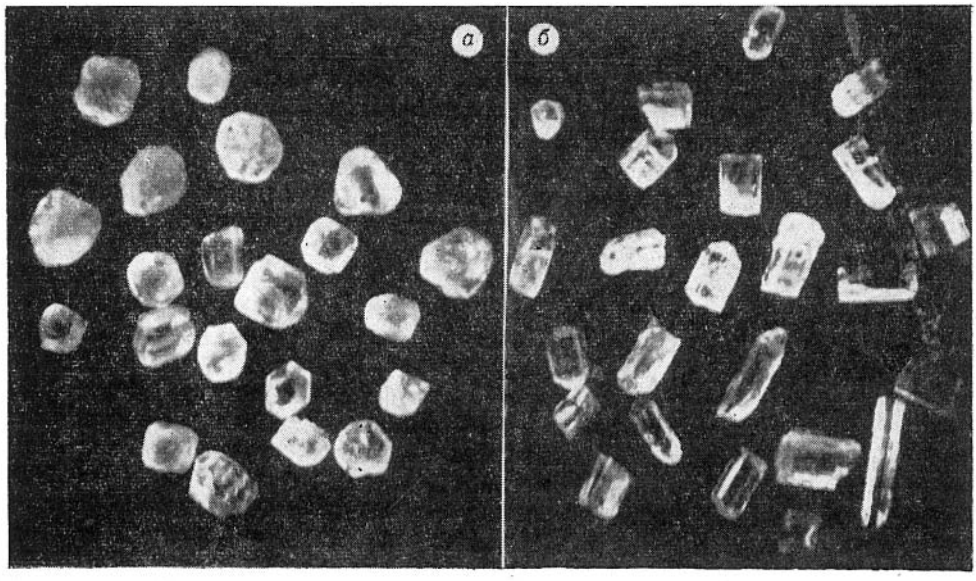


Рис. 22. Апатит из гранита кубадринского комплекса. (Ув. 110):
а — преобладающий морфологический тип; *б* — сравнительно редкий тип.

Апатит встречается повсеместно в породах комплекса. Содержание его колеблется от единичных зерен до 140 *г/т*. Морфологические, физические и химические свойства апатита так же, как и циркона, несколько отличны в породах разного петрографического состава.

Для гранитов характерны два морфологических типа апатита: первый, преобладающий тип, представлен крупными (до 0,5 *мм*) короткопризматическими до изометричных, непрозрачными кристаллами молочно-белого цвета (рис. 22, *а*) с явными следами интенсивного

растворения, проявляющимися в общей округлости зерен, коррозий и матовости граней; второй, более редкий тип, представлен мелкими (меньше 0,1 *мм*) водяно-прозрачными бесцветными кристаллами призматического габитуса, с четкими гранями без следов последующего растворения (см. рис. 22, *б*), кристаллы образованы комбинацией гексагональной призмы (1010), пинакоида (0001) и слабо выраженными гранями дипирамиды (1011). Как первая, так и вторая разновидности апатита очень редко содержат включения тонкочешуйчатого биотита. На спектральный анализ была отобрана общая проба апатита обеих разновидностей. В минерале обнаружены: Pb, Hg — сотые доли; Sn, Y, Yb, Zr, Cd, As, Bi — тысячные доли процента.

В диоритах содержание апатита по сравнению с гранитами резко снижается (не превышает 42 *г/т*). Он представлен мелкими (меньше 0,1 *мм*) бесцветными, прозрачными призматическими кристаллами с удлинением 2 : 1. Кристаллы образованы гранями призмы (1010) и нечетко выраженными гранями дипирамиды (1011). Грани кристаллов оплавлены. В апатите наблюдается большое количество тонкодисперсных темных включений, концентрирующихся в центральной части кристаллов, иногда включения представлены пузырьками газа. Спектральным анализом в апатите диоритов установлены следующие элементы-примеси: La, Zr, As — сотые доли, Cd, Pb, Cu — тысячные доли процента. Апатит диоритов беднее элементами-примесями по сравнению с апатитом гранитов. В нем нет таких элементов, как Y, Yb, Sn, в 10 раз снижается содержание Pb. Характерно повышенное содержание La, не обнаруженного в апатите гранитов.

Ильменит в породах комплекса распространен повсеместно. Максимальное содержание его в диоритах достигает 507 *г/т*, в гранитах оно не превышает 10 *г/т*, а местами снижается до единичных зерен. Представлен неправильными зернами, редко толстотаблитчатыми кристаллами, размером 0,25 *мм* и больше. Грани кристаллов сильно корродированы, оплавлены, с ячеистыми углублениями. В ильмените из гранита установлены: Nb, Zn — сотые доли; Pb, V, Ga, Cu, Sn, Ni — тысячные доли процента и следы.

Сфен мало распространен в породах данного комплекса. Наибольшее его содержание достигает в гранитах 72 *г/т*. В диоритах он или отсутствует, или фиксируется лишь в единичных зернах. Представлен неправильными корродированными кристаллами светло-бурого цвета, содержащими большое количество включений биотита и других темноцветных минералов. Спектральный анализ сфена показал присутствие: Mo — десятые доли; Sn, As, V — сотые доли, Y, Pb, Cd, Cu, Bi — тысячные доли процента; Yb, Be, Ga — следы.

Лейкоксен встречается в гранитах в виде редких неправильных зерен светло-серого цвета.

Магнетит — широко распространенный акцессорный минерал. Максимальное количество его отмечается в диоритах (до 9600 *г/т*). Представлен, главным образом, кристаллами октаэдрического облика с тусклыми корродированными гранями, реже в неправильных зернах. Размер кристаллов 0,25—0,5 *мм*. Значительно меньше распространены (в основном в диоритах) мелкие (до 0,1 *мм*) октаэдрические кристаллы магнетита с четко выраженными ребрами и сильным металлическим блеском. В магнетите из гранитов спектральным анализом установлены: Cr, Ni, V, Zn — сотые доли; Co, Cu, Ga, Zr, P — тысячные доли процента; Sn, Mo — следы.

Ортит встречен только в гранитах в незначительных количествах (до 1,3 *г/т*). Представлен неправильными зернами. Редко наблю-

даются кристаллы призматического габитуса, вытянутые вдоль оси (010), с шероховатыми нечеткими гранями. Цвет бурый до черного, окраска неравномерная: от центра к периферии кристаллов наблюдается посветление окраски, нередко на поверхности зерен цвет меняется до светло-желтого. Излом раковистый. В тонких осколках слабо просвечивается. Размер зерен до 0,2 *мм*. Спектральным анализом в ортите установлены: Ga — десятые доли; Th, V — сотые доли; Gu, Zr, Pb, Cu — тысячные доли процента; Be, Sn — следы.

Торит-оранжит присутствует в небольших количествах (до 1,1 *г/т*) в гранитах, в единичных зернах отмечен в одной пробе диорита. Представлен неправильными зернами, достигающими 0,3 *мм*. Цвет лимонно-желтый до красновато-желтого, часто окраска неоднородная, что обусловлено степенью метамиктного изменения. Блеск смолистый. Излом раковистый. В тонких осколках минерал просвечивает. Дает четкую реакцию на торий. Перловым люминесцентным анализом в нем установлен V. Спектральный анализ торита показал присутствие в нем Sn — десятые доли; Pb, U — сотые доли; Y, Yb, Cd, Cu — тысячные доли процента; Ni, Be — следы.

Монацит обнаружен только в одной пробе гранита в количестве 66 *г/т*. Представлен кристаллами с нечеткими оплавленными краями. Цвет светло-желтый. Кристаллы прозрачные. Размеры зерен 0,13—0,3 *мм*. Среди элементов-примесей характерно присутствие U — десятые доли; Th, Y — сотые доли; Pb, Yb — тысячные доли процента; Cu, Sn — следы.

Шеелит в виде мельчайших (0,1 *мм*) единичных зерен встречен в отдельных пробах гранита и диорита. Цвет белый, блеск жирный. В ультрафиолетовых лучах обладает голубой и реже желтой люминесценцией.

Касситерит наблюдался в единичных зернах лишь в одной пробе гранита в виде остроугольных обломков диаметром 01—0,3 *мм*. Цвет минерала светло-бурый до темно-бурого. Дает замедленную реакцию на оловянное зеркало.

Флюорит и турмалин встречаются в единичных пробах гранита. Первый представлен неправильными зернами фиолетового цвета, второй — призматическими кристаллами бурого цвета.

В результате изучения акцессорных минералов из пород кубадринского гранитоидного комплекса можно сделать следующие выводы:

1. Породы кубадринского интрузивного комплекса характеризуются специфическим составом акцессорных минералов (магнетит, ильменит, сфен, апатит, циркон, монацит, ортит, оранжит, флюорит, турмалин, шеелит, касситерит). По классификации А. В. Рабиновича (1955), они могут быть отнесены к циркон-апатит-монацит-оранжитовому типу.

2. Одноименные акцессорные минералы гранитов и диоритов обладают различными свойствами. Особенно это проявляется у циркона, наиболее чувствительного к изменению физико-химических условий среды.

3. Наблюдается отчетливая закономерность в распределении элементов-примесей в отдельных акцессорных минералах. В породах одного и того же петрографического состава основные элементы-примеси в разноименных акцессорных минералах тождественны.

Жильная фация комплекса

Жильные породы, генетически связанные с гранитоидами кубадринского комплекса, имеют довольно широкое распространение в изученном районе. По составу они не отличаются большим разнообразием,

среди них выделяются аплиты, аплитовидные граниты и пегматиты (рис. 23).

Аплиты и аплитовидные граниты в пределах экзо- и эндоконтактовых зон Кубадринского плутона представлены многочисленными жилами небольшой мощности (от 2 *см* до 1,5 *м*), лишь в единичных случаях достигшей 10 *м*. Длина жил варьирует от 1,5—2 *м* до 25—35 *м*. Простирание жил самое разнообразное, но преимущественно северо-северо-западное, согласное с общим простиранием геологических структур; падение крутое (65—85°) на северо-восток. Контакты жил обычно резкие, прямолинейные. По внешнему виду аплиты и аплитовидные жильные граниты представляют собой светло-серые, молочно-белые с розоватым оттенком породы. Структура пород

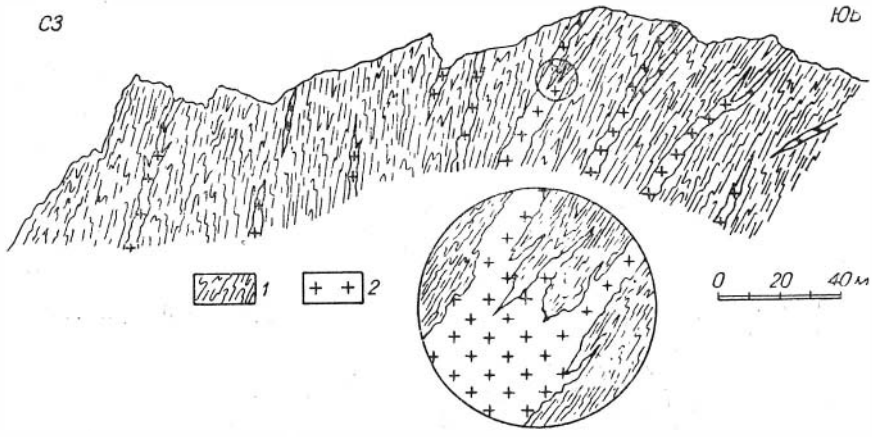


Рис. 23. Размещение жил аплитов в метаморфической толще:
1 — метаморфические сланцы акташской свиты; *2* — аплиты.

мелко- и микрозернистая. На светлом однородном фоне аплитовидных гранитов очень редко встречаются мелкие чешуйки биотита. Иногда в краевых и центральных участках жил наблюдаются участки с крупнозернистой структурой.

Микроскопическое изучение аплитов и аплитовидных гранитов показало, что они состоят из кварца (30—35%), микроклина (40—45%), плагиоклаза (25—35%), акцессорных минералов; в аплитовидных гранитах, кроме того, наблюдаются единичные чешуйки биотита. Структура пород аллотриоморфная, в отдельных участках гипидиоморфнозернистая, микропегматитовая.

Кварц образует мелкие (до 1,0 *мм*) зерна изометричной, неправильной формы с бухтообразными, пламевидными очертаниями. Иногда наблюдаются тонкие микропегматитовые вростки кварца в калиевом полевом шпате.

Микроклин присутствует в породах в значительном количестве в виде мелких (0,3—0,5 *мм*) неправильных зерен, реже встречаются более крупные (1,2—1,5 *мм*) кристаллы с прямоугольными очертаниями. Характерно, что микроклин сильно пертитизирован и содержит микропегматитовые вростки кварца.

Плагиоклаз наблюдается в виде мелких зерен (0,2—0,3 *мм*) неправильной, реже таблитчатой формы. Очертания зерен неровные, бухтообразные; таблитчатые кристаллы имеют прямоли-

нейные края. По составу плагиоклаз отвечает альбит-олигоклазу № 7—12.

Биотит отмечается редко. Образует небольшие (0,2—0,4 *мм*) вытянутые чешуйки. Окраска минерала бурая, плеохроизм резкий от бурого — по оси Ng до светло-желтого — по оси Np. Иногда в биотите наблюдаются мелкие включения циркона, окруженные плеохроичными двориками.

Пегматиты встречаются как в Кубадринском плутоне, так и в окружающих породах, но наиболее широко они распространены среди метаморфических пород осевой зоны Курайского хребта. В гранитах пегматиты образуют линзообразные тела, не имеющие резких контактов и связанные с ними постепенными переходами. Мощность таких тел не превышает 25—40 *см,* по простиранию они прослеживаются до 1,5—2,0 *м.*

В метаморфических сланцах тела пегматитов крупнее: их мощность колеблется от нескольких десятков сантиметров до 2—3 и более метров, по длине они прослеживаются на 5—10, иногда 25—30 *м.* Простирание тел северо-северо-западное, согласное с общим простиранием геологических структур. Минералогический состав пегматитов довольно однообразен: они состоят из молочно-белого калиевого полевого шпата, серого кварца, отдельных чешуек мусковита; довольно часто в пегматитах встречаются кристаллы турмалина. Породы характеризуются письменной или графической структурой (рис. 24).

Калиевый полевой шпат, микроклин составляют до 60—70% от общего объема породы. Минерал представлен крупными кристаллами,

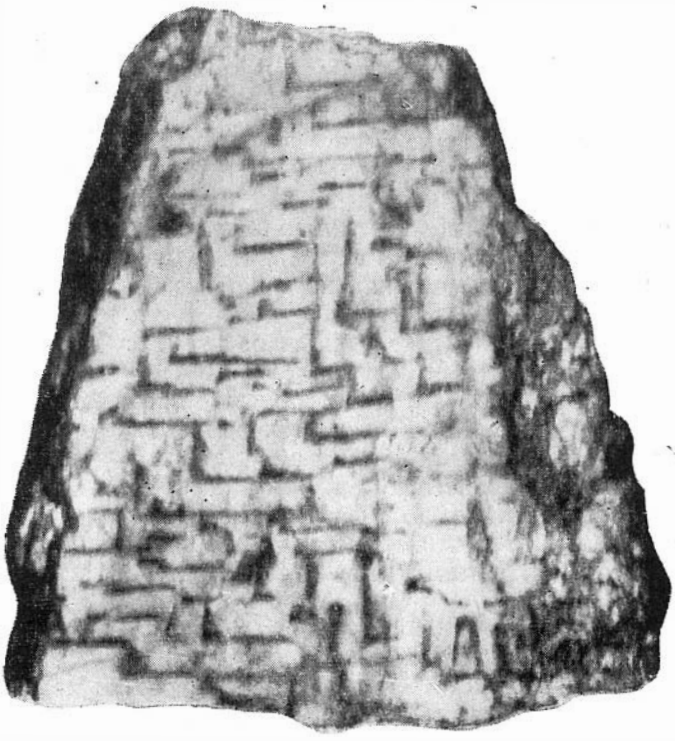


Рис. 24. Графическая структура пегматитов (верховье р. Курайка).

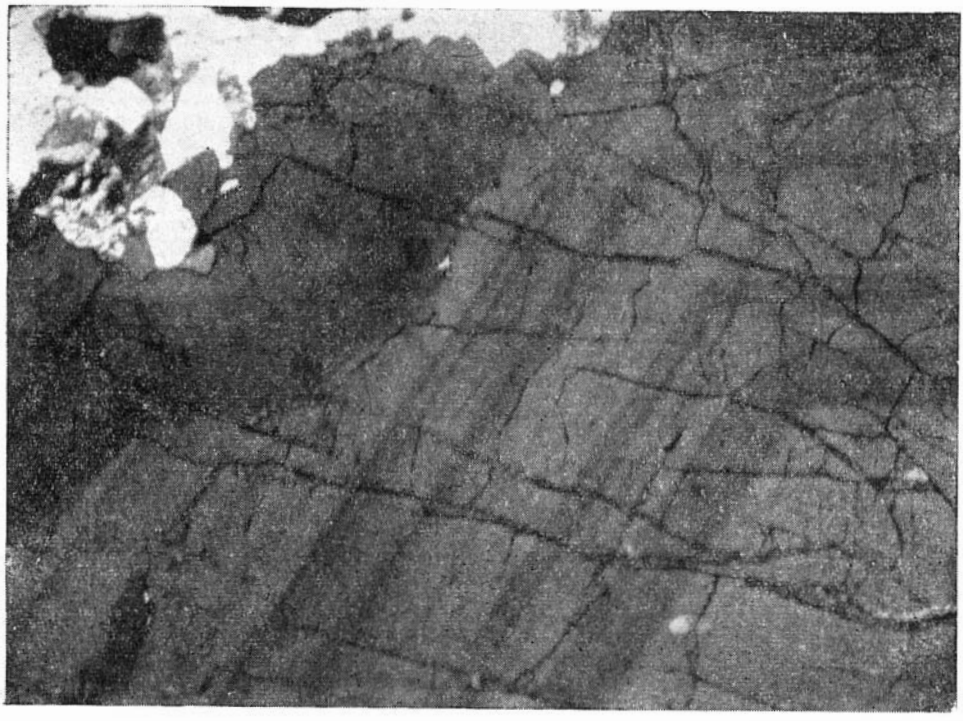


Рис. 25. Зональное строение кристаллов турмалина. (Ув. 63.)

размером до 4,6×3,0 *мм*. Содержит включения плагиоклаза — альбита № 7—10.

Кварц (до 30—40%) образует крупные зерна до 3×1 *мм*. Минерал находится в закономерном срастании с калиевым полевым шпатом (графическая структура). Зерна кварца имеют неправильную форму и одинаковую оптическую ориентировку, что обнаруживается при скрещенных николях по их одновременному угасанию.

Мусковит встречается в пегматитах в виде мелких (0,05×0,07 *мм*) и крупных (2×3 *см*) чешуек. Иногда он содержит включения кварца и апатита.

Турмалин наблюдается в пегматитах в форме удлиненных, шестоватых кристаллов; их размер в поперечном сечении достигает 5×6,5 *см*. В образцах цвет минерала черный, в шлифах — темно-зеленый, с незначительным синеватым оттенком. В турмалине наблюдается изменение окраски по зонам (рис. 25), выделяются зоны, окрашенные в темно-зеленый и светло-зеленый цвета.

Результаты химического анализа турмалинов, отобранных из пегматитов, приводятся в табл. 8.

Таблица 8

Химический анализ турмалинов

Окислы	Проба 1		Проба 2	
	вес. %	молекулярные кол-ва	вес. %	молекулярные кол-ва
SiO_2	35,6	593	35,9	596
TiO_2	0,7	9	0,7	9
Al_2O_3	31,4	306	31,9	314
Fe_2O_3	0,4	3	0,5	3
FeO	8,0	111	8,0	111
MnO	0,06	—	0,07	—
MgO	7,2	179	7,4	183
CaO	1,7	30	1,7	30
Na_2O	0,74	11,6	0,74	11,8
K_2O	0,24	2,4	0,24	2,4
B_2O_3	9,6	137,0	9,51	136,0
H_2O	3,89	217,0	3,66	203,0
F	0,18	6,8	0,13	6,8
Σ	99,66		100,45	

Таблица 9

Химический анализ пород кубадринского комплекса

№ обр.	Название пород, место взятия	Окислы, %												П. п. п.	Сумма
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5		
150	Гнейсо-гранит, р. Курайка	75,95	0,02	12,30	0,53	1,00	0,03	0,30	0,80	3,30	5,00	0,11	0,06	0,24	99,64
162	» » »	75,82	0,02	13,1	0,30	1,30	0,03	0,40	0,80	3,50	5,00	0,17	0,06	0,15	100,65
184	Гранит, р. Курумду-Айры	75,26	0,39	14,86	0,40	1,00	0,04	0,18	1,50	1,38	3,85	0,33	—	0,81	100,00
210	» р. Кубадру	74,96	—	15,62	0,27	0,83	—	1,05	1,12	1,57	3,84	0,15	0,44	0,33	100,18
183	» р. Курумду-Айры	74,06	0,18	11,64	0,81	1,35	0,01	0,78	0,94	3,14	5,18	0,30	1,21	0,47	100,07
182	» » »	73,90	0,18	11,47	1,17	1,25	0,01	0,74	1,26	3,85	3,29	0,24	0,89	1,16	99,41
129	» р. Кысхыштубек	73,70	0,27	13,99	0,72	1,29	0,02	0,72	1,12	2,09	4,59	0,14	0,32	0,66	99,63
175	» р. Кубадру	72,80	0,20	14,28	0,98	1,49	0,03	0,79	1,82	1,98	4,12	0,08	0,06	0,82	99,45
200	» »	72,74	0,23	14,33	1,34	1,30	0,19	0,49	1,21	2,83	4,58	—	0,52	0,48	100,23
205	» »	72,70	0,18	13,71	0,41	1,35	0,01	1,10	1,47	3,90	3,64	0,13	0,89	0,74	100,23
128	» р. Кысхыштубек	72,46	0,34	13,92	1,52	1,58	0,02	0,72	1,96	1,36	3,05	0,09	0,70	1,41	99,13
176	» р. Кубадру	72,09	0,26	14,53	1,18	1,94	0,04	0,46	1,03	2,70	5,06	—	0,29	0,72	100,30
191	» р. Курайка	70,42	0,40	17,41	1,19	1,44	—	1,27	2,03	1,28	3,70	0,04	0,25	0,46	99,89
207	Граносиенит, р. Кубадру	66,44	0,40	13,94	2,82	2,57	0,03	1,59	1,40	3,14	6,10	0,18	0,76	0,76	100,13
181	» р. Кысхыштубек	65,60	0,73	14,52	1,10	3,69	0,28	1,08	2,80	2,68	5,43	0,41	1,72	0,37	100,41
201	Меланократовый диорит, р. Кубадру	54,72	1,32	14,24	4,35	7,30	0,10	4,34	4,76	3,64	2,40	0,24	1,08	0,81	99,30
127	» » р. Кысхыштубек	52,90	2,06	14,84	5,19	5,46	0,25	3,58	7,14	2,73	1,30	0,24	0,68	2,56	98,89

Исходя из приведенных данных, можно рассчитать следующие кристаллохимические формулы турмалина:

$$(Na_{0,2}K_{0,06}Ca_{0,3})_{0,56}(Mg_{1,8}Fe^{+2}_{1,1}Ti_{0,1}Fe^{+3}_{0,06}Al_{1,8})_{4,86}[B_{2,6}Al_{3,7}Si_{5,7}(O_{25,94}OH_{4,0}F_{0,06})_{30}];$$

$$(Na_{0,2}K_{0,06}Ca_{0,3})_{0,56}(Mg_{1,8}Fe^{+2}_{1,1}Ti_{0,08}Fe^{+3}_{0,06}Al_{2,3})_{5,34}[B_{2,6}Al_{3,7}Si_{5,7}(O_{26,04}OH_{3,9}F_{0,06})_{30}].$$

Как видно из анализов и полученных формул, турмалин относится к магнезиально-железистой разности со значительным содержанием глинозема.

4. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДНЫХ ПОРОД КОМПЛЕКСА

Петрохимическая характеристика пород

Для изучения петрохимических особенностей гранитоидных пород кубадринского комплекса мы имеем 16 полных химических анализов, выполненных в лаборатории технологии силикатов Томского политехнического института. Все анализы пересчитаны по методу А. Н. Заварицкого (1944) и в виде векторов нанесены на диаграмму (табл. 9, 10; рис. 26).

Рассматривая положение фигуративных точек на плоскости проекции *ASB*, замечаем, что почти все они группируются вдали от оси *SB*, что свидетельствует о богатстве пород щелочными алюмосиликатами.

По направлению векторов на плоскости *ASB* можно выделить две группы пород: 1) породы, пересыщенные глиноземом (анализы удовлетворяют условию $Al > K + Na + 2Ca$), и 2) породы нормального ряда (анализы удовлетворяют условию $2Ca + Na + K > Al > Na + K$).

Векторы пород первой группы направлены резко влево. По их наклону относительно оси *SB* можно сделать вывод о том, что породы

Таблица 10

Результаты пересчета химических анализов пород кубадринского комплекса по методу А. Н. Заварицкого

№ обр.	Числовые характеристики												
	a	*c*	*b*	*s*	*a'*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	*φ*	*t*	*Q*	*a:c*
150	13,9	0,9	2,0	83,2	6,6	70,0	23,4	—	50,0	22,0	0,01	37,7	15,5
162	14,1	0,9	2,7	82,3	23,6	52,8	23,6	—	51,4	9,5	0,01	35,5	15,6
184	8,2	1,7	7,8	81,3	81,6	15,1	3,3	—	35,8	4,4	0,4	44,5	4,8
210	8,5	1,3	11,0	79,2	76,5	8,5	15,0	—	38,5	2,0	—	40,1	6,5
183	13,9	0,6	3,8	81,7	—	51,3	34,5	14,2	48,1	18,3	0,2	35,0	23,0
182	12,9	1,0	3,7	82,4	—	56,2	32,4	11,4	64,0	25,0	0,2	38,0	12,9
129	10,8	1,3	7,3	80,6	60,6	23,7	15,7	—	40,8	7,5	0,3	37,3	8,3
175	10,0	2,1	7,6	80,3	54,3	28,7	17,0	—	41,8	10,4	0,2	38,5	4,8
200	12,4	1,4	6,5	79,7	50,3	38,3	11,4	—	48,4	17,1	0,2	33,2	8,8
205	13,4	1,7	4,3	80,6	19,7	38,3	42,0	—	62,1	9,4	0,4	43,9	3,2
128	7,3	2,3	10,0	80,4	61,5	26,8	11,7	—	40,4	12,4	0,4	43,9	3,2
176	12,8	1,2	7,0	79,0	50,0	39,3	10,7	—	45,1	13,4	0,3	31,2	10,7
191	7,7	2,3	14,0	76,0	70,0	15,5	14,5	—	34,5	6,5	0,4	41,7	3,3
207	15,7	1,4	7,7	75,2	—	61,5	34,7	3,8	43,9	30,0	0,4	17,6	11,2
181	14,0	2,8	7,2	76,0	—	65,8	25,5	8,7	43,0	13,4	0,8	21,2	5,0
201	11,6	3,8	20,3	64,3	—	53,5	36,5	10,0	70,1	18,7	1,8	1,6	3,0
127	8,4	6,3	19,8	65,5	—	53,1	32,2	14,7	76,0	23,9	2,9	7,9	1,9

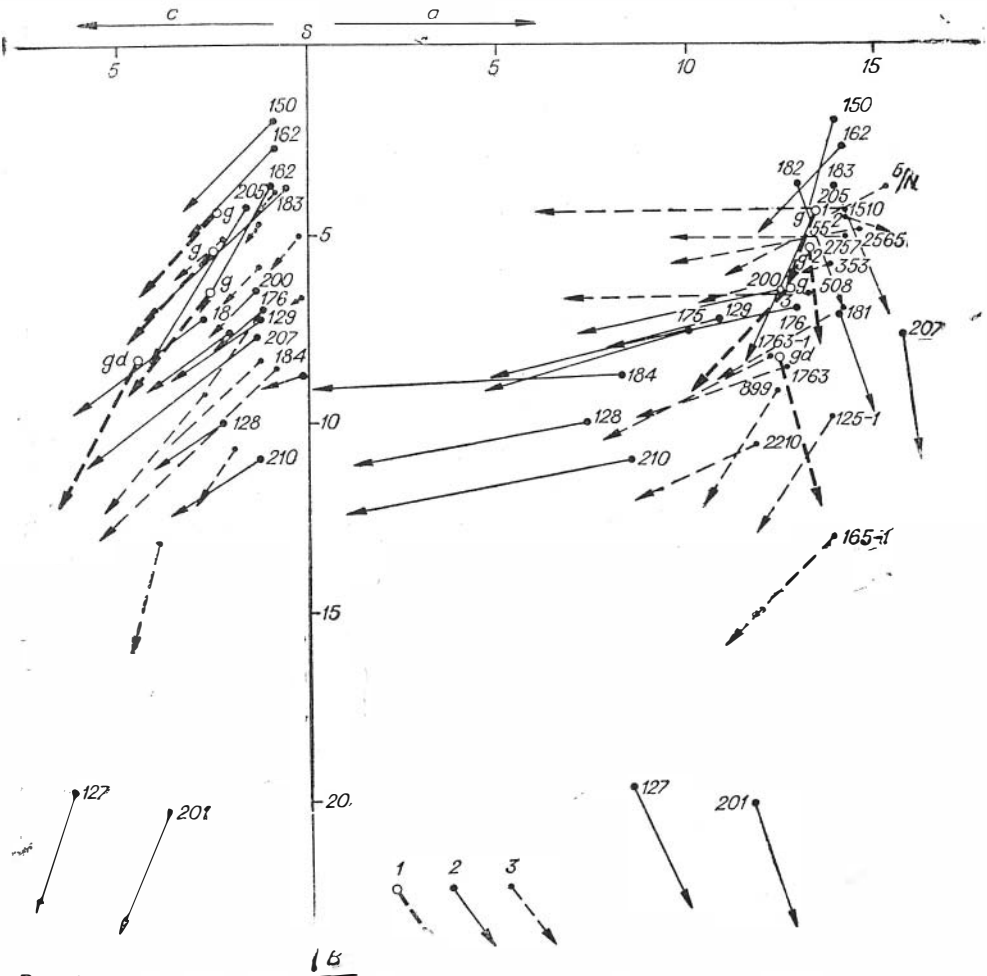


Рис. 26. Векторная диаграмма химических составов пород кубадринского и шапшальского гранитоидных комплексов:

1 — средние типы пород по Р. Дэли; *2* — породы кубадринского комплекса; *3* — породы шапшальского комплекса.

имеют различную степень пересыщения глиноземом. При сравнении положения векторов этой группы с положением векторов средних типов гранитов по Р. Дэли (анализы № 1 и № 3) отмечаются следующие особенности: а) породы кубадринского комплекса характеризуются большим избытком глинозема, что выражается в более пологом расположении векторов (см. рис. 26), и меньшей железистостью в фемической части — их векторы более длинные, чем векторы средних типов пород; б) начальные точки почти всех векторов пород группы расположены ближе к оси *SB,* чем начальные точки средних типов пород, что отражает меньшее количество атомов щелочных металлов в алюмосиликатах пород группы; в) разности, близкие к гранитам, содержат больше кремнезема; это свойство выражается положением фигуративных точек ближе к вершине *S*.

Векторы пород второй группы направлены вправо. По сравнению со средними типами гранитов по Р. Дэли (анализ № 2) граниты второй группы имеют некоторые особенности химизма, хорошо выраженные на плоскости диаграммы *ASB*: а) начальные точки векто-

ров располагаются в одних случаях ближе к вершине *S*, в других — несколько удалены, что отражает соответственно большее и меньшее содержание кремнезема; б) фигуративные точки гранитов, в основном, лежат дальше от оси *SB*, т. е. породы содержат больше щелочных металлов в алюмосиликатах; в) по наклону и длине векторов рассматриваемой группы пород можно сделать вывод, что граниты обладают несколько меньшим содержанием магния и железа. Среди второй группы пород наблюдаются разности, приближающиеся по химическому составу к граносиенитам, но отличающиеся большим содержанием кремнезема. Отдельные представители этой группы по составу близки к меланократовым диоритам и габбро-диоритам, что связано с повышенным содержанием в породах роговой обманки, биотита, магнетита.

Положение фигуративных точек на плоскости *CSB* отличается большим постоянством. Все они характеризуются незначительным удалением от оси *SB*, что свидетельствует о небольшом количестве полевошпатовой извести. Крутой наклон векторов к оси *SB* позволяет считать, что в большинстве пород калий преобладает над натрием. На основе классификации химических составов пород по числовым характеристикам, предложенной А. Н. Заварицким (1944), породы

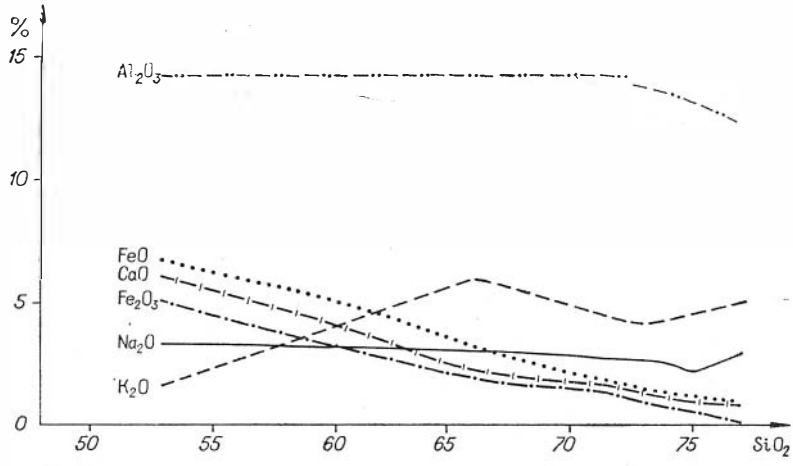


Рис. 27. Вариационная диаграмма химического состава пород кубадринского комплекса.

кубадринского комплекса относятся к классу пересыщенных кремнеземом и богатых щелочами пород.

Для химических анализов пород комплекса нами составлена вариационная диаграмма (рис. 27). На ней показано поведение различных окислов в зависимости от увеличения содержания кремнезема. Породы комплекса характеризуются рядом особенностей: 1) с возрастанием содержания SiO_2 крайне незначительно убывает Al_2O_3; 2) такие окислы как FeO, CaO, Fe_2O_3, MgO закономерно убывают с возрастанием SiO_2; 3) Na_2O с увеличением SiO_2 до 75% убывает очень слабо, а при дальнейшем возрастании SiO_2 количество Na_2O увеличивается; 4) в поведении окиси калия с увеличением содержания SiO_2 наблюдается следующая зависимость: сначала намечается увеличение K_2O до 6,0%, затем уменьшение до 4,0% и снова возрастание до 5,5%.

Основные выводы из петрохимической характеристики пород комплекса сводятся к следующему:

1. Породы комплекса по химическому составу разделяются на две группы: а) пересыщенные глиноземом и б) породы нормального ряда.

2. Кислые представители обеих групп пород обладают меньшей железистостью по сравнению со средними типами пород по Р. Дэли.

3. Большинство пород комплекса характеризуется резким преобладанием K_2O над Na_2O.

Акцессорные элементы-примеси в гранитоидных породах комплекса

Изучение акцессорных элементов-примесей в составе горных пород расширяет наши представления о химизме последних. С этой целью было выполнено 240 полуколичественных спектральных анализов на Cr, Ni, Mn, Co, V, Cu, Ti, Ga, Pb, Mo, Sn, Zn, Be, Nb, Y, La, Li, Se, Ba, Ge, Sc, In, Cd, W, Ta, Th, U, Ce, Re, Tl, Hf. Полуколичественные определения акцессорных элементов проводились Л. Г. Изюмовой в спектральной лаборатории ИГиГ СО АН СССР методом оценки концентраций. Метод основан на сравнении спектров проб и эталонов (эталоны приготовлялись на силикатной основе из окислов и солей различных элементов). Навеска пробы (30 *мг*) испарялась в кратере угольного электрода активизированной дуги переменного тока; сила тока равнялась 15—16 *а*, напряжение — 220 *v*, расстояние между электродами — 2 *мм*. Спектры фотографировались на дифракционном спектрографе ДФС-13, с решеткой 600 штрихов на 1 *мм*, при ширине щели 0,022 *мм*.

Чувствительность применяемого метода (прибор ДФС-13) для различных элементов (в процентах):

V, Ga, In, Yb, Co, Cu, Mo, Ni, Ag	0,0001
Be, Ge, Pb, Sc, Ti, Sn	0,0003
Au, Y, Mn, Nb, Te, Cr, Zr	0,0030
W, Cd, La, Li, Zn	0,01
As, Ce, U, Tl, Ba	0,03

Из перечисленных 32 элементов 10 (Jn, Cd, W, Ta, Th, U, Ce, Re, Tl, Hf) в породах комплекса совершенно не установлены. Обнаруженные элементы были разделены на группы по классификации А. Н. Заварицкого (1944). Из десяти групп элементов этой классификации в породах кубадринского комплекса установлены следующие:

1. Группа редких акцессорных элементов (Zr, Y, Li, La, Nb, Be, Ge).
2. Акцессорные элементы группы железа (Co, V, Ti, Cr, Ni, Mn).
3. Петрогенные акцессорные элементы (Sr, Ba).
4. Элементы металлические рудные (Cu, Zn, Pb).

Распределение и концентрация элементов показаны на графиках (рис. 28). Ниже приводится характеристика акцессорных элементов выделенных групп.

Рассмотрение акцессорных элементов-примесей мы начнем с группы редких акцессорных элементов, так как их распределение, частота встречаемости и средние содержания наиболее характерны для пород кубадринского комплекса и резко отличаются от распространения аналогичных элементов в породах таджилинского комплекса.

Элементы этой группы распределены в различных породах по-разному, но наибольшая их концентрация обнаруживается в кислых породах кубадринского комплекса.

Цирконий наиболее широко распространен в породах комплекса. Из графиков (см. рис. 28) видно, что он присутствует почти в равных количествах и в одинаковом числе проб как в гранитах, так

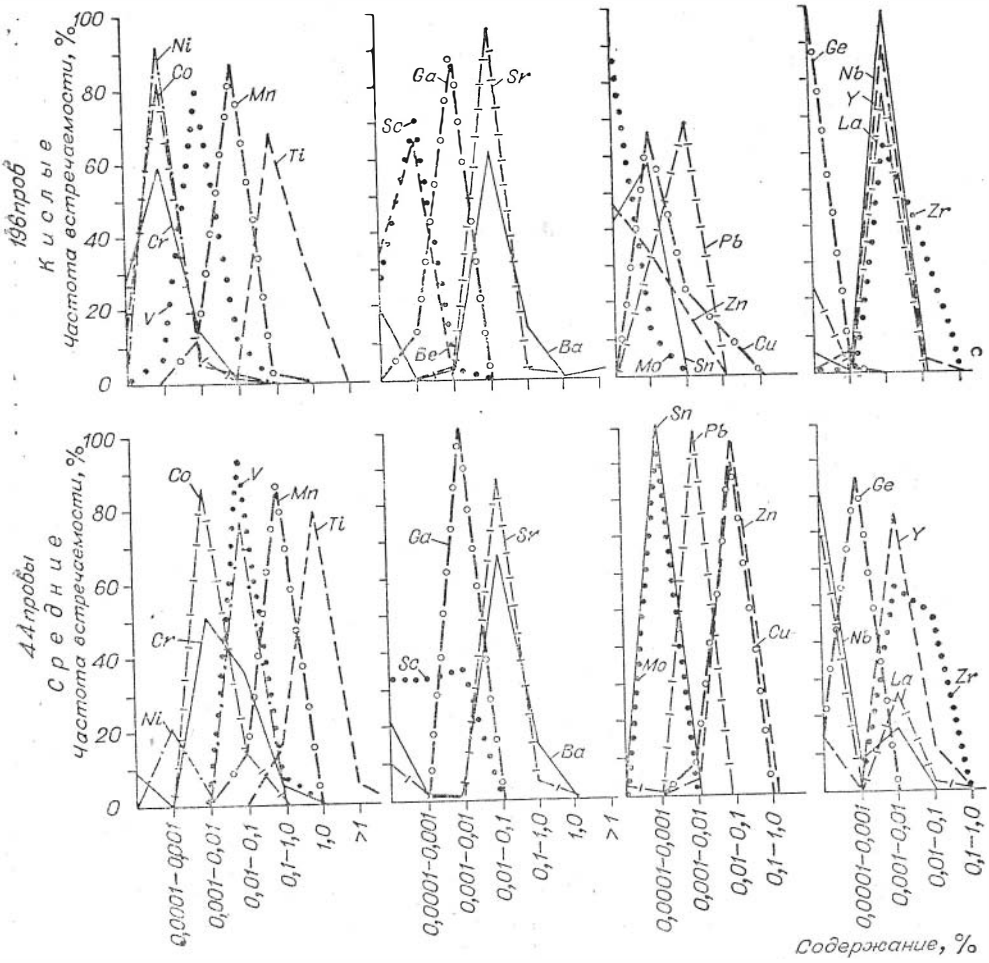


Рис. 28. Вариационные кривые частоты встречаемости и содержания акцессорных элементов-примесей в породах кубадринского комплекса.

и в диоритах, но в последних все же отмечается некоторое увеличение проб с большим содержанием циркония (до 46,5% проб с содержанием 0,01—0,1 % Zr). Подобную же картину дает сопоставление между собой средних содержаний циркония в гранитах и диоритах (табл. 11). При сравнении со средним содержанием циркония в кларках аналогичных пород земной коры (Виноградова, 1962) отчетливо видно, что в гранитах кубадринского комплекса оно в 2 раза, а в диоритах — почти в 2,5 раза ниже кларкового.

Изучение распределения циркония в породах кубадринского комплекса показало, что в основном он приурочен к циркону, что согласуется с выводами С. Р. Нокколдса и Р. Аллена (1956), а также Х. Дегенхардта (1957). Кроме того, цирконий обнаружен в значительных количествах в биотитах гранитов и гранодиоритов комплекса (Скуридин, Никитина, 1964). С. Р. Нокколдс, Р. Л. Митчелл (1948) при исследовании биотитов некоторых каледонских интрузивных пород Западной Шотландии нашли, что цирконий содержится в биотитах в среднем около 40 *г/т*. По данным Х. Дегенхардта (1957), содержание циркония в биотитах колеблется от 33 до 463 *г/т*. Высокая концентра-

Таблица 11

Сравнительное содержание акцессорных элементов-примесей в породах кубадринского комплекса с кларками аналогичных пород

Элементы	Породы			
	Кислые		Средние	
	кубадринский комплекс	земная кора	кубадринский комплекс	земная кора
Co	$3{,}6\times10^{-4}$	5×10^{-4}	5×10^{-3}	1×10^{-3}
V	$4{,}3\times10^{-3}$	4×10^{-3}	4×10^{-2}	1×10^{-2}
Ti	0,7	0,23	0,9	0,8
Cr	$7{,}6\times10^{-4}$	$2{,}5\times10^{-3}$	$1{,}7\times10^{-2}$	5×10^{-3}
Ni	$6{,}2\times10^{-4}$	8×10^{-4}	$2{,}6\times10^{-2}$	$5{,}5\times10^{-3}$
Mn	3×10^{-2}	6×10^{-2}	2×10^{-1}	$1{,}2\times10^{-1}$
Sr	$2{,}5\times10^{-2}$	3×10^{-2}	$3{,}4\times10^{-2}$	8×10^{-2}
Ba	$6{,}7\times10^{-2}$	$8{,}3\times10^{-2}$	$2{,}5\times10^{-2}$	$6{,}5\times10^{-2}$
Ga	$1{,}2\times10^{-3}$	2×10^{-3}	$1{,}4\times10^{-3}$	2×10^{-3}
Be	1×10^{-4}	$5{,}5\times10^{-4}$	—	$1{,}8\times10^{-4}$
Sc	$1{,}3\times10^{-4}$	3×10^{-4}	$5{,}3\times10^{-4}$	$2{,}5\times10^{-4}$
Y	3×10^{-3}	$3\,4\times10^{-3}$	$2{,}6\times10^{-3}$	—
Zr	1×10^{-2}	2×10^{-2}	$1{,}1\times10^{-2}$	$2{,}6\times10^{-2}$
Nb	1×10^{-3}	2×10^{-3}	$2{,}8\times10^{-4}$	2×10^{-3}
La	$1{,}3\times10^{-3}$	6×10^{-3}	8×10^{-4}	—
Ge	—	1×10^{-2}	$1{,}8\times10^{-4}$	—
Pb	$1{,}1\times10^{-3}$	2×10^{-3}	3×10^{-3}	$1{,}5\times10^{-3}$
Zn	$1{,}1\times10^{-4}$	6×10^{-3}	3×10^{-2}	$7{,}2\times10^{-3}$
Cu	13×10^{-3}	2×10^{-3}	$2\ 10^{-2}$	$3{,}5\times10^{-3}$
Mo	$1{,}8\times10^{-5}$	$1{,}0\times10^{-4}$	$1{,}7\ 10^{-4}$	9×10^{-4}
Sn	1×10^{-4}	3×10^{-4}	$1{,}6\ 10^{-4}$	—

ция циркония в биотитах, возможно, зависит от наличия включений циркона в этом минерале.

В незначительных количествах цирконий установлен в калиевом полевом шпате (0,08—0,008%), роговой обманке (0,008%), кварце (0,001%), ортите (0,005—0,001%), ильмените и магнетите (0,01—0,005%).

Иттрий обнаружен во всех породах комплекса, причем концентрация и частота встречаемости его в гранитах и диоритах почти одинаковы, отличие заключается лишь в том, что в диоритах наблюдается больше проб с содержанием от 0,01 до 0,1% (рис. 29). Сравнение средних содержаний натрия с кларками аналогичных пород земной коры показало, что в гранитах кубадринского комплекса они почти равны.

Изучение геохимических особенностей иттрия (Нокколдс, Митчелл, 1948; Нокколдс, Аллен, 1954; Таусон, 1962; и др.) показало, что наибольшая его концентрация приурочена к сфену и роговой обманке, где он изоморфно замещает кальций (RiY=1,06 Å; RiCa=1,06 Å). В мономинеральных фракциях пород кубадринского комплекса иттрий присутствует в сфене (тысячные доли процента), роговой обманке (сотые — тысячные доли процента), биотите (тысячные доли процента), калиевом полевом шпате (0,0003%).

Литий установлен в 20% проб гранитов; в диоритах он совсем не обнаружен. Геохимическими исследованиями (Вагер, Митчелл, 1943; Нокколдс, Митчелл, 1948; Хорстман, 1957; Таусон, 1961) доказано, что литий концентрируется в железо-магнезиальных силикатах (преимущественно в биотитах), где он может изоморфно замещать магний (RiLi=0,78 Å; RiMg=0,78 Å). Нашими работами (Скуридин, Никитина, 1964) литий установлен в биотитах гранитов в тысячных долях процента.

Лантан в породах комплекса распространен преимущественно среди гранитов, где он встречается в 76,6% проб с содержанием от 0,01 до 0,1%; в диоритах лантан отмечен лишь в 27% проб. Среднее содержание лантана в гранитах комплекса в 1,6 раза выше, чем в диоритах, но в то же время оно в 4,5 раза ниже кларкового. Спектральным анализом лантан обнаружен в ортите, апатите — сотые доли процента, магнетите, роговой обманке — тысячные доли процента.

Ниобий отмечается почти во всех пробах гранитов (содержание от 0,001 до 0,01%), в диоритах только в 23,4% проб. Сравнение показывает, что в гранитах среднее содержание ниобия близко к кларковому, а в диоритах в 14 раз меньше.

Все исследователи геохимии ниобия (Хевеши, Александер и др., 1935; Герасимовский, Знаменский, 1959; и др.) отмечают, что он накапливается преимущественно в кислых породах. В мономинеральных фракциях ниобий найден в биотитах (сотые — тысячные доли процента), роговых обманках (тысячные доли процента), ильменитах (сотые доли процента).

Бериллий обнаружен лишь в гранитах комплекса в 66,4% проб с содержанием от 0,0001 до 0,001%; в диоритах не установлен ни в одной пробе. Среднее содержание бериллия в гранитах комплекса в 5,5 раза ниже кларкового. Аналогичные данные по преимущественному распространению бериллия в кислых породах получили Т. Г. Сахама (1952), Э. Б. Санделл, С. С. Голдич (1952), А. А. Беус (1959). Спектральным анализом бериллий обнаружен в роговой обманке (сотые доли процента), калиевом полевом шпате (тысячные доли процента), апатите, сфене, оранжите, ортите (тысячные доли процента).

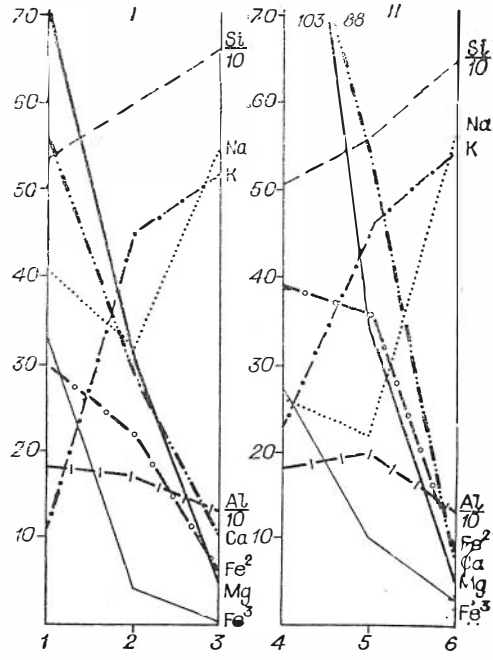


Рис. 29. Диаграммы изменений состава пород зон мигматизации (пересчет по Т. Барту):
I — разрез по р. Курайка; II — по р. Куркурек; 1, 4 — кристаллические сланцы; 2, 5 — мигматиты; 3, 6 — гранито-гнейсы.

Германий наблюдается преимущественно в диоритах комплекса, где он обнаружен в 83,6% проб с содержанием от 0,0001 до 0,001%; в гранитах элемент почти полностью отсутствует.

Исследования по геохимии германия в изверженных горных породах и минералах (Вардани, 1957; Таусон, 1961) свидетельствуют о широком изоморфизме германия и кремния, что может быть объяснено близостью ионных радиусов этих элементов ($RiGe^{+4}$=0,44 Å; $RiSi^{+4}$=0,39 Å). Однако Вардани (1957) отмечает, что германий обладает способностью замещать многие другие элементы в породообразующих минералах. Нашими работами германий установлен в сфене (тысячные доли процента), роговой обманке (десятитысячные доли процента).

Галлий отмечен во всех породах комплекса. Его среднее содержание в диоритах (0,0014%) несколько больше, чем в гранитах (0,0012%), по сравнению с кларками аналогичных пород (см. табл. 11) оно ниже в 1,5 раза. Изучение распределения галлия в породах (Вагер, Митчелл, 1943; Сахама, 1945; Санделл, 1949; Нокколдс, Митчелл, 1948; Борисенок, 1959; и др.) показывает, что он преимущественно связан с алюминием ($RiAl$=0,54 Å; $RiGa$=0,62 Å). В мономинеральных фракциях пород (Нокколдс, Митчелл, 1948; Борисенок, Таусон, 1959;

и др.) галлий обнаружен в плагиоклазах, роговых обманках, биотите, калиевых полевых шпатах, где он изоморфно замещает алюминий (RiAl=0,54 А), титан (RiTi=0,64 Å), железо ($RiFe^{+3}$=0,67 Å). В акцессорных и породообразующих минералах кубадринского комплекса галлий установлен в сфене, ортите, ильмените, магнетите (тысячные доли процента), роговой обманке, калиевом полевом шпате (тысячные доли процента), биотите (сотые доли процента).

Скандий присутствует во всех породах комплекса, причем в диоритах наблюдается больше проб с более высоким содержанием (от 0,001 до 0,01%) (см. рис. 28). Сравнение с кларками аналогичных пород (табл. 11) показывает, что в гранитах среднее содержание скандия в два раза ниже, а в диоритах — в два раза выше кларкового. Этот факт несколько большего накопления скандия в породах основного состава неоднократно отмечался исследователями (Нокколдс, Митчелл, 1948; Нокколдс, Аллен, 1954; и др.), что связано с возможностью изоморфного замещения железа ($RiFe^{+2}$=0,83 Å) скандием (RiSc=0,83 А). В мономинеральных фракциях скандий отмечен лишь в роговой обманке (сотые доли процента) и турмалине (тысячные доли процента).

Элементы группы железа (Ti, Co, V, Cr, Ni, Mn) установлены почти во всех породах кубадринского комплекса.

Титан отмечается как в гранитах, так и в диоритах, но наибольшая его концентрация наблюдается в диоритах. Среднее содержание титана постепенно возрастает от гранитов (0,7%) к диоритам (0,9%). Сравнение средних содержаний с кларками земной коры (Виноградов, 1962) показывает, что и в гранитах, и в диоритах оно превышает кларк. Спектральным анализом титан обнаружен в роговой обманке, турмалине, сфене, магнетите (десятые доли процента); цирконе, апатите (сотые доли процента); кварце (тысячные и десятитысячные доли процента).

Кобальт наблюдается во всех породах комплекса. Основная концентрация элемента установлена в диоритах ($5 \cdot 10^{-3}$); в гранитах среднее его содержание ($3{,}6 \cdot 10^{-4}$) в 14 раз меньше, чем в диоритах. Из сравнения с кларками аналогичных пород отчетливо видно, что в гранитах среднее содержание Co в 1,4 раза ниже, а в диоритах — в 5 раз выше кларкового. Повышенная концентрация кобальта в породах средней основности объясняется тем, что он (RiCo=0,82 Å) способен изоморфно замещать магний (RiMg=0,78 Å), железо ($RiFe^{+2}$= =0,83 Å) в темноцветных минералах (Санделл, Голдич, 1952; Малюга, 1952; Юнг, 1959). В мономинеральных фракциях кобальт установлен в роговой обманке (сотые доли процента), турмалине, ильмените, магнетите (тысячные доли процента).

Ванадий установлен во всех породах комплекса, наиболее характерен для диоритов, где он отмечен в 93% проб с содержанием 0,01—0,1%; в гранитах количество проб с таким содержанием равно 12,8% (см. рис. 29). Среднее содержание ванадия в диоритах в 9 раз больше, чем в гранитах. Сопоставление средних содержаний ванадия с кларками в аналогичных породах (табл. 11) показывает, что в гранитах оно равно кларку, а в диоратах — в 4 раза больше. Повышенное количество ванадия в диоритах связано с тем, что он в темноцветных минералах изоморфно замещает закисное железо (RiV=0,66 Å; $RiFe^{+3}$=0,67 Å) (Брей, 1942; Сахама, 1945). Спектральным анализом

ванадий установлен в роговой обманке, ильмените, сфене, ортите, магнетите (сотые доли процента).

Хром присутствует преимущественно в породах диоритового состава. Его среднее содержание в гранитах в 3 раза ниже кларкового (см. табл. 11), а в диоритах в 3 раза превышает кларк. Основная концентрация хрома приурочена к темноцветным минералам, где он может замещать железо, алюминий магний ($RiCr=0{,}64$ Å; $RiFe^{+3}=0{,}67$ Å; $RiMg=0{,}78$ Å) (Сахама, 1952). В мономинеральных фракциях хром установлен в роговой обманке (тысячные доли процента), магнетите (сотые доли процента).

Никель определен во всех породах комплекса. В гранитах он присутствует в 92% проб с содержанием 0,0001—0,001%, в диоритах никель отмечен в 77% проб с содержанием 0,01—0,1%. Среднее содержание никеля в гранитах ниже кларкового, а в диоритах в 5 раз превышает кларк. Элемент накапливается, в основном, в темноцветных минералах, где никель изоморфно замещает магний ($RiNi=0{,}78$ Å; $RiMg=0{,}78$ Å) (Санделл, Голдич, 1952; Сахама, 1952). Спектральным анализом никель установлен в роговой обманке (сотые — тысячные доли процента); магнетите, турмалине (сотые доли процента); сфене, оранжите, цирконе (тысячные доли процента).

Марганец отмечается как в гранитах, так и в диоритах кубадринского комплекса. В диоритах он установлен в 86% проб с содержанием 0,1—1,0%, тогда как в гранитах марганец с таким содержанием определен лишь в 1,4%, а в 86% проб его содержание колеблется от 0,01—0,1%. Среднее содержание марганца в гранитах в два раза ниже, а в диоритах в 1,6 раза выше кларкового. На незначительное содержание марганца в породах кислого состава по сравнению с диоритами указывал Т. Г. Сахама (1952). Элемент накапливается преимущественно в темноцветных минералах, где он замещает железо, магний, кальций ($RiMn=0{,}91$ Å; $RiFe^{+2}=0{,}83$ Å; $RiMg=0{,}78$ Å; $RiCa=1{,}06$ Å). В мономинеральных фракциях марганец обнаружен в роговой обманке (десятые доли процента), турмалине, магнетите (сотые доли процента); полевом шпате, кварце (тысячные доли процента); цирконе, апатите (сотые — тысячные доли процента).

Группа петрогенных элементов представлена в породах комплекса стронцием и барием.

Стронций распространен почти во всех породах комплекса. Его среднее содержание в гранитах близко к кларковому, а в диоритах в два раза ниже кларкового. В мономинеральной фракции стронций определен в полевом шпате (десятые и сотые доли процента), где он изоморфно замещает калий и кальций вследствие близости ионных радиусов ($RiSr=1{,}27$ Å, $RiCa=1{,}06$ Å; $RiK=1{,}33$ Å) (Нокколдс, Митчелл, 1952; Турекьян, Калп, 1959).

Барий характерен как для гранитов, так и для диоритов кубадринского комплекса. Среднее содержание его в гранитах почти равно кларку (см. табл. 11), а в диоритах в 2,6 раза ниже кларкового. Спектральным анализом барий установлен в калиевом полевом шпате (сотые доли процента), где он замещает калий ($RiBa=1{,}43$ Å; $RiK=1{,}33$ Å); кроме того, барий определен в цирконе (десятые доли процента) и магнетите (сотые доли процента).

Группа металлических рудных элементов. Спект-

ральным анализом в породах комплекса определены следующие элементы данной группы: Cu, Zn, Pb, к ним условно отнесены Sn и Mo.

Медь устанавливается во всех породах, причем наибольшее количество проб (90%) с содержанием от 0,01—0,1% приходится на диориты (см. рис. 29), тогда как в гранитах число проб с таким содержанием Cu резко сокращается до 11% и возрастает число проб (до 66%) с низким ее содержанием (0,0001—0,001%). Среднее содержание меди (см. табл. 11) в диоритах в девять раз больше, чем в гранитах. Из сравнения средних содержаний меди с кларками в аналогичных породах (Виноградов, 1962) следует, что в гранитах оно равно кларку, а в диоритах в 6 раз больше. Концентрация меди в породах более основного состава объясняется тем, что она может изоморфно замещать двухвалентное железо в магнезиальных силикатах (Сандел, Голдич, 1952). Спектральным анализом медь установлена в роговой обманке (сотые и тысячные доли процента); пирите, магнетите, турмалине (сотые доли процента); цирконе, апатите, сфене, оранжите, монаците, ортите (тысячные доли процента).

Цинк отмечается во всех пробах диоритов и в 53% проб гранитов. Наибольшая концентрация элемента наблюдается в диоритах, где он отмечен в 95% проб с содержанием 0,01—0,1%; в гранитах количество проб с таким содержанием равно 1% (см. рис. 29). Сравнение с кларками аналогичных пород земной коры показывает, что в гранитах среднее содержание цинка в 55 раз ниже, а в диоритах — в 4 раза выше кларкового. Цинк накапливается, в основном, в темноцветных минералах, где он изоморфно замещает железо ($RiZn=0{,}83$ Å; $RiFe^{+2}=0{,}83$ Å). В мономинеральных фракциях цинк обнаружен в биотите (десятые доли процента); роговой обманке, пирите, магнетите, цирконе (сотые доли процента).

Свинец постоянно присутствует во всех породах комплекса, но наибольшая концентрация элемента приурочена к диоритам, где он отмечается в 97% проб с содержанием 0,01—0,1% (см. рис. 29). Среднее содержание свинца в диоритах в 2,3 раза больше, чем в гранитах. Из сравнения средних содержаний свинца с кларками аналогичных пород (Виноградов, 1962) следует, что в гранитах оно в 1,5 раза ниже, а в диоритах в 2 раза выше кларкового. Спектральным анализом свинец установлен в биотите, апатите, оранжите (сотые доли процента); калиевом полевом шпате, цирконе, сфене, монаците, ортите, ильмените, магнетите (тысячные доли процента).

Молибден присутствует в основном в диоритах, в гранитах он установлен лишь в 11% проб. Среднее содержание элемента в гранитах в 10 раз меньше, чем в диоритах. Сравнение средних содержаний молибдена с кларками аналогичных пород показывает, что и в гранитах, и в диоритах оно в 5 раз ниже кларкового. В мономинеральных фракциях молибден определен в сфене (десятые доли процента), роговой обманке, цирконе (тысячные доли процента), что согласуется с выводами многих исследователей (Курода, Сандел, 1959; Студеникова, Гликина, Павлова, 1957; Таусон, Студеникова, 1959; Таусон, 1961) о способности молибдена замещать ряд элементов ($RiFe^{+3}=0{,}67$ Å; $RiTi=0{,}64$ Å; $RiAl=0{,}57$ Å; $RiMo=0{,}68$ Å) в кристаллических решетках породообразующих минералов.

Олово устанавливается во всех пробах диоритов, в гранитах оно определено лишь в 58% проб (см. рис. 29). Среднее содержание элемента в диоритах почти в два раза выше, чем в гранитах (см. табл.

11). Сопоставление среднего содержания олова с кларками в аналогичных породах показывает, что в гранитах элемента в три раза меньше. Спектральным анализом олово устанавливается в биотите (десятые и сотые доли процента), роговой обманке, ильмените (тысячные доли процента), где оно изоморфно замещает титан ($R_iSn = 0{,}74$ Å; $R_iTi = 0{,}64$ Å) (Барсуков, Павленко, 1956; Барсуков, 1957; Таусон, 1961).

Анализ распространения и концентраций акцессорных элементов-примесей в гранитоидных породах кубадринского комплекса позволяет сделать следующие выводы:

1. Для пород комплекса характерна группа редких элементов (Zr, Y, La и др.), преимущественное распространение которых наблюдается в гранитах. Средние содержания элементов этой группы в гранитах близки к кларкам в аналогичных породах земной коры (Виноградов, 1962), а в диоритах они резко занижены.

2. Элементы группы железа (Cr, Ni, Mn и др.) концентрируются в диоритах комплекса.

3. Из группы рудных элементов обращает на себя внимание поведение таких элементов как Cu, Pb и Zn. Их средние содержания в диоритах значительно (в 2—6 раз) превышают кларки этих элементов в аналогичных породах земной коры, тогда как в гранитах средние содержания элементов равны (для Cu) или ниже соответствующих кларков.

5. ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА И ВОЗРАСТА ПОРОД. МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПЛЕКСА

Приведенный выше фактический материал свидетельствует о том, что в процессе образования пород кубадринского комплекса было несколько этапов (стадий) изменений вмещающих толщ, предшествующих появлению гранитной магмы.

Первым, начальным этапом изменения пород был метаморфизм, региональный по типу, локальный по распространению, которому подверглись песчано-сланцевые толщи кемброордовика. В результате в районе возникли различные по степени метаморфизма, последовательно сменяющие одна другую зоны: хлоритовая, биотит-амфиболовая, биотитовая, биотит-гранатовая, кордиеритовая и силлиманитовая. Петрографическим анализом установлено, что породы зон метаморфизма характеризуются разнообразными минеральными ассоциациями от низкотемпературных до высокотемпературных. Так, для пород зоны хлоритовых сланцев типичны ассоциации кварц-кальцит-хлорит-серицит, кварц-хлорит-эпидот, кварц-хлорит-кальцит-тремолит; для биотит-амфиболовой зоны — кварц-биотит-роговая обманка; для биотитовой и биотит-гранатовой зон — кварц-биотит-альмандин, кварц-биотит-альмандин-калиевый полевой шпат; для кордиеритовой зоны — кварц-плагиоклаз-кордиерит-биотит; для силлиманитовой зоны — кварц-силлиманит-биотит. Это разнообразие пород обусловлено как составом исходного материала, так и постепенным увеличением температуры и давления. Анализ минеральных ассоциаций позволил сопоставить

Таблица 12

Сопоставление фаций метаморфизма

Метаморфические зоны	Фации регионального метаморфизма по Ф. Тернеру
Хлоритовых сланцев	Зеленых сланцев
Биотит-амфиболовых »	
Биотитовых гнейсов	Амфиболитовая
Биотит-гранатовых »	
Кордиеритовая	
Силлиманитовая	Гранулитовая

выделенные в районе метаморфические зоны с минеральными фациями регионального метаморфизма по Ф. Тернеру (1951) (табл. 12).

Более наглядно соотношение фаций метаморфизма отражается диаграммой В. С. Соболева (1964), где хорошо иллюстрируется постепенная смена фаций метаморфизма в зоне регионального разлома. Изучение минеральных парагенезисов глубоко метаморфизованных пород Кубадринско-Курайской зоны смятия показывает, что они образуются при температурах и давлении, отвечающих области перехода от амфиболитовой к гранулитовой фациям метаморфизма ($t=820°$; $p=6—7$ *кбар*).

Второй стадией, предшествующей образованию гранитов, была гранитизация метаморфизованных пород. В результате этого процесса в районе возникли большие поля мигматитов. Как указывалось выше, мигматиты образуют единый ряд: порфиробластические → очковые → линзовидные → тонкопослойные → плойчатые мигматиты и составляют переходную группу пород между метаморфизованными породами и гранито-гнейсами, гнейсо-гранитами. Процесс гранитизации протекал, вероятно, под действием сквозьмагматических растворов, которые по гипотезе Д. С. Коржинского «имеют глубинное, ювенильное происхождение и выделяются из недр планеты при гравитационной ее дифференциации в течение всей геологической ее истории» (1955, стр. 221); причем именно сквозьмагматические растворы являются переносчиками тепла, воды, калия, натрия и других компонентов. Процесс миграции

Таблица 13

Химический анализ метаморфических пород и гранитов

Окислы	I разрез по р. Курайка			II разрез по р. Куркурек		
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	57,89	67,86	77,03	53,58	60,86	75,82
TiO_2	0,09	0,05	0,01	0,78	0,11	0,16
Al_2O_3	16,58	16,50	13,11	16,10	18,26	13,07
Fe_2O_3	4,77	0,69	0,03	3,88	1,38	0,34
FeO	3,88	3,08	0,87	4,95	4,66	1,29
MnO	0,07	0,05	0,01	0,15	0,10	0,03
MgO	5,14	2,36	0,33	7,3	2,45	0,41
CaO	5,65	3,01	1,12	8,7	5,29	0,79
Na_2O	2,31	1,84	3,34	1,44	1.26	3,50
K_2O	0,88	4,01	4,70	1,9	4,0	5,0
H_2O	0,28	0,14	0,15	0,16	0,07	0,17
P_2O_5	0,2	0,07	0,02	0,1	0,13	0,06
П.п.п.	2,63	0,77	0,09	1,21	1,44	0,15
Σ	100,35	100,31	100,6	100,15	100,34	100,48

1,4 — кристаллические сланцы; 2,5 — мигматиты; 3,6 — гранито-гнейсы.

вещества обеспечивался в основном инфильтрацией сквозьмагматических растворов, чему в большой степени способствовали зоны повышенной трещиноватости в пределах глубинного разлома (Коржинский, 1952, 1955, 1960; Поспелов, 1960, 1963).

Для выяснения химизма процесса гранитизации нами были отобраны анализы по наиболее характерным разрезам (в верховьях р. Курайка и по р. Куркурек), где наблюдались постепенные переходы от кристаллических сланцев (первичного состава) к мигматитам и гнейсо-гранитам. Анализы были пересчитаны по методу Барта, результаты анализов приведены в табл. 13 (см. рис. 29).

При пересчете данных анализов кристаллических сланцев и мигматитов получены следующие числа электроположительных ионов в стандартной ячейке:

1) $K_{11}Na_{41}Ca_{56}Mg_{71}Mn_0Fe^{+2}_{30}Fe_{33}Al_{181}Ti_0Si_{536}P_1[O_{1582}(OH)_{18}]$;

4) $K_{45}Na_{32}Ca_{29}Mg_{31}Mn_0Fe^{+2}_{22}Fe^{+3}_{4}Al_{173}Ti_0Si_{602}P_0[O_{1592}(OH)_8]$;

2) $K_{23}Na_{41}Ca_{88}Mg_{103}Mn_1Fe^{+2}_{39}Fe^{+3}_{27}Al_{179}Ti_6Si_{506}P_1[O_{1590}(OH)_{10}]$;

5) $K_{46}Na_{22}Ca_{53}Mg_{34}Mn_0Fe^{+2}_{36}Fe^{+3}_{10}Al_{198}Ti_0Si_{562}P_1[O_{1594}(OH)_4]$.

Пересчеты показывают, что гранитизация толщ сопровождалась последовательно

	привносом	и	выносом
(разрез по р. Курайка)	K — 34; Si — 66;		Ca — 27; Mg — 40; Na — 9; Fe^{+2} — 8; Fe^{+3} — 29; Al — 8; P — 1;
(разрез по р. Куркурек)	K — 23; Si — 52; Al — 19;		Ca — 35; Mg — 69; Na — 4; Fe^{+2} — 3; Fe^{+3} — 17,

т. е. имел место обычный для процесса гранитизации привнос калия, кремния и вынос кальция, железа, магния и других компонентов. Состав пород под влиянием сквозьмагматических растворов постепенно изменялся и приближался к составу гранитной эвтектики. Эта стадия в изменении пород является наиболее важной. Ю. А. Кузнецов, рассматривая происхождение гранитоидных пород, писал: «На определенной стадии процесса метасоматической гранитизации, когда вследствие местной концентрации ряда компонентов, в том числе и летучих, состав гранитизированного материала приближается к составу гранита или, иначе, к составу тройной эвтектики, кварц+калиевый полевой шпат+кислый плагиоклаз,— начинается плавление при продолжающемся метасоматозе. Когда объем жидкой фазы достигает примерно 25% общего объема, вся система кристаллы+жидкость получает способность к течению. Этот момент можно считать моментом рождения гранитной магмы...» (1955, стр. 319).

Дальнейший процесс магматического замещения развивается со все более увеличивающимся привносом щелочей, при этом возрастает роль натрия. Если при образовании мигматитов наблюдался, в основном, привнос калия и кремния, то в дальнейшем к ним присоединяется натрий. Обратимся опять к табл. 13. Анализ состава гнейсо-гранитов по методу Барта показал, что породы имеют следующие количества электроположительных ионов в стандартной ячейке:

3) $K_{52}Na_{55}Ca_{10}Mg_4Mn_0Fe_6^{+2}Fe_0^{+3}Al_{132}Ti_0Si_{661}P_0[O_{1591}(OH)_9]$;

6) $K_{55}Na_{58}Ca_7Mg_5Mn_0Fe_9^{+2}Fe_3^{+3}Al_{132}Ti_1Si_{653}P_0[O_{1585}(OH)_{15}]$.

Из сравнения анализов мигматитов (2,4) и гнейсо-гранитов (3,6) отчетливо видно, что образование гнейсо-гранитов идет с привносом и выносом

(разрез по р. Курайка) K — 9; Na — 36; Si — 91; Ca — 19; Mg — 27; Fe^{+2} — 16; Fe^{+3} — 4; Al — 41.

(разрез по р. Куркурек) K — 9; Na — 36; Si — 91; Ca — 46; Mg — 29; Fe^{+2} — 27; Fe^{+3} — 7; Al — 66.

Кроме указанных элементов в процессе магматического замещения сквозьмагматическими растворами привносились F, Li, B, фиксирующиеся в породах комплекса. На заключительных этапах становления пород кубадринского комплекса формируется основная масса лейкократовых гранитов, аплитов, пегматитов.

Последовательность образования гранитоидных пород комплекса может быть выражена парагенетической диаграммой (рис. 30), где отражена зависимость химического и минералогического состава пород, аналогично тому, как это сделано у В. А. Жарикова (1959). На диаграмму нанесена котектическая линия (I—I), соединяющая точки одновременной кристаллизации. Диаграмма хорошо иллюстрирует наши выводы о том, что потенциал щелочей увеличивается от пород с большей основностью к кислым и что щелочность пород кубадринского комплекса соответствует полю 1 диаграммы Д. С. Коржинского, построенной для парагенезисов гранитоидных пород в зависимости от величины химических потенциалов калия и натрия (Коржинский, 1946, 1957). Общая схема образования всех пород кубадринского комплекса такова: метаморфизм → гранитизация → плавление.

В свете высказанных предположений о генезисе пород кубадринского комплекса интересно рассмотреть поведение отдельных групп акцессорных элементов-примесей. Нами сопоставлялись средние содержания акцессорных элементов-примесей в метаморфизованных породах башкаусской серии (Cm_3—O_1) и в гранитоидах кубадринского комплекса (табл. 14).

Анализ таблицы хорошо иллюстрирует тот факт, что в процессе магматического замещения, происходящего под действием сквозьмагматических растворов, во вмещающие толщи выносятся элементы группы железа (Co, V, Cr и др.). Средние содержания элементов данной группы в породах башкаусской серии от 1,5 до 16 раз больше, чем в гранитах. В то же время в диоритах происходит незначительная концентрация этих элементов.

Обращает на себя внимание поведение группы редких акцессорных элементов (Y, Zr, Nb и др.); сравнительный анализ средних содержаний свидетельствует, что в гранитах концентрация этих элементов более высокая, чем в породах башкаусской серии.

Возраст пород кубадринского комплекса. Решение этого вопроса имеет большое значение для правильного понимания истории развития магматизма Курайской рудной зоны. Большинство исследователей района (В. А. Кузнецов, 1957, 1962; В. П. Нехорошев, 1958; А. Б. Дергунов; В. Н. Гаврилова и др.) считают возраст гранитоидных пород комплекса каледонским (ордовикским).

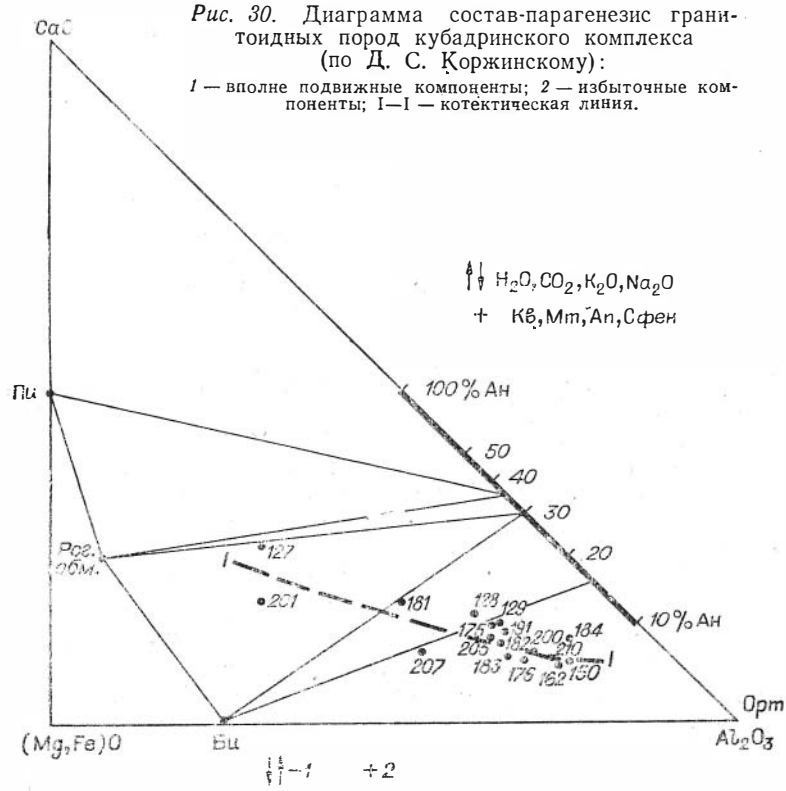


Рис. 30. Диаграмма состав-парагенезис гранитоидных пород кубадринского комплекса (по Д. С. Коржинскому):

1 — вполне подвижные компоненты; *2* — избыточные компоненты; I—I — котектическая линия.

В работах Г. Д. Афанасьева (1949, 1960) и других находим указания на возможно более молодой (герцинский) возраст гранитов из осевой зоны и северного склона Курайского хребта.

В пользу раннекаледонского возраста пород кубадринского комплекса говорят следующие данные:

1. Структурное положение Кубадринского плутона и более мелких тел определяется приуроченностью к зоне глубинного Сарасинско-Курайского разлома, являющегося одной из древнейших (синийско-кембрийской) по времени заложения структур Горного Алтая (В. А. Кузнецов, 1962).

2. Региональному метаморфизму подверглись песчано-сланцевые толщи кембрия и кембро-ордовика; эффузивно-осадочные толщи девона никаких следов метаморфизма не несут.

3. Все массивы комплекса располагаются среди глубоко метаморфизованных толщ кембрия и кембро-ордовика; в более молодых толщах девона массивы комплекса отсутствуют.

Таблица 14

Сравнение средних содержаний акцессорных элементов-примесей в породах башкаусской серии и кубадринского комплекса

Элементы	Породы башкаусской серии (50 анализов)	Кубадринский комплекс	
		граниты (196)	диориты (44)
Co	$1{,}6\cdot10^{-3}$	$3{,}6\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-3}$
V	$1{,}1\cdot10^{-2}$	$4{,}3\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-2}$
Cr	$1{,}2\cdot10^{-2}$	$7{,}6\cdot10^{-4}$	$1{,}7\cdot10^{-2}$
Ni	$4{,}4\cdot10^{-3}$	$6{,}2\cdot10^{-4}$	$2{,}6\cdot10^{-2}$
Mn	$1{,}4\cdot10^{-1}$	$3\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-1}$
Y	$1{,}3\cdot10^{-1}$	$3\cdot10^{-3}$	$2{,}6\cdot10^{-3}$
Zr	$4{,}5\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$1{,}1\cdot10^{-2}$
Nb	—	$1\cdot10^{-3}$	$2{,}8\cdot10^{-4}$
Pb	$2{,}2\cdot10^{-4}$	$1{,}3\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$
Zn	$5{,}3\cdot10^{-3}$	$1{,}1\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-2}$
Cu	$1\cdot10^{-3}$	$2{,}3\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$
Mo	$5\cdot10^{-5}$	$1{,}8\cdot10^{-5}$	$1{,}7\cdot10^{-4}$

4. Выполнение в лаборатории абсолютного возраста ИГиГ СО АН СССР определения калий-аргоновым методом по биотиту показали, что биотитовые сланцы имеют абсолютный возраст 467 млн. лет, а граниты — 456 млн. лет (табл. 15), что согласуется с нашими представлениями об образовании массивов в ордовике, вслед за метаморфизмом пород.

Сказанное подтверждается также некоторыми дополнительными данными, полученными при изучении аналогичных гранитоидных комплексов соседних районов. Так, на восточном продолжении изученных структур, в верховьях р. Токпак, расположен одноименный гранитный плутон. По данным лаборатории абсолютного возраста ВСЕГЕИ, возраст гранитов Токпакского массива равен 425 млн. лет (А. П. Дергунов).

Северо-восточнее изученного нами района, в пределах Чулышманской зоны метаморфизма В. И. Колесниковым и др. выделяется аналогичный комплекс гранитоидов. Авторы считают, что возраст гранитов определяется возрастом метаморфизма, который сопровождал тектогенез в конце нижнего ордовика. Этот вывод согласуется с определением абсолютного возраста кристаллических сланцев, который равен 410 млн. лет.

В прилегающих к Горному Алтаю районах Западной Тувы В. А. Кузнецовым и Г. В. Пинусом (1949) был выделен шапшальский (чингекатский) гранитоидный комплекс, являющийся полным эквивалентом кубадринскому комплексу. Верхняя возрастная граница комплекса определяется наличием в составе гальки базального конгломерата силура гранитов, сходных по составу с шапшальскими гранитами (Г. В. Пинус, 1949).

Металлогеническая характеристика кубадринского комплекса. Рудопроявления, генетически связанные с этим комплексом, довольно разнообразны, но незначительны по масштабам; они представлены вольфрамом, молибденом, свинцом, кобальтом, железом и редкометальной минерализацией.

Вольфрамовая минерализация представлена шеелитом, который устанавливается в шлихах, взятых из района Кубадринского плутона и в протолочках гранитов и диоритов. Повышенное содержание шеелита было отмечено В. И. Тараско и С. Г. Кальсиным в шлихах из верховьев р. Кысхыштубек и Кубадру, причем наибольшее количество шеелита в протолочках пород массива позволяет предполагать возможотдельных случаях — до 20% тяжелой фракции). Нашими исследованиями шеелит установлен в протолочках пород Кубадринского массива. Пробы были взяты из порфировидных гранитов в среднем течении р. Кысхыштубек и гранодиоритов в верхнем течении р. Кубадру. Шеелит белого цвета: размер зерен 0,1×0,15 *мм*; блеск жирный. В ультрафиолетовых лучах минерал обладает голубой, реже желтой люминесценцией. Наличие шеелита в протолочках пород массива позволяет предполагать возможность генетической связи оруденения с Кубадринским массивом.

Молибденит встречается в породах массива в виде мелких и редких розеток. Розетки молибденита размером 3×4 *мм* были обнаружены нами в гранитах верховья рек Кубадру и Кысхыштубек. В виде единичных зерен молибденит обнаружен в протолочках из диоритов, гранитов и гнейсов в верховьях р. Кубадру.

Спектральным анализом установлено, что в породах кубадринского комплекса молибден в основном приурочен к диоритам, где он определен в 97,7% проб с содержанием 0,0001—0,001%. В гранитах молибден установлен лишь в 11% проб.

Галенит обнаружен в протолочках из гранитов Кубадринского массива и осевой зоны Курайского хребта. В коренном залегании он встречен в пределах эндоконтактовой зоны Кубадринского массива (верховья р. Курумду-Айры), где среди биотит-амфиболовых кристаллических сланцев обнаружена небольшая по мощности (1,5—2 *см*) жилка кварца с единичными кристаллами галенита.

Спектральным анализом во всех пробах гранитов и в 97% проб диоритов установлен свинец. Среднее его содержание в диоритах кубадринского комплекса в 2 раза превышает кларк для аналогичных пород (Виноградов, 1962).

Таблица 15

Абсолютный возраст пород

Минерал	%, K	Общий $Ar \frac{г}{г}$	Радиог. $Ar^{40} \frac{г}{г}$	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	Возраст 10^6 лет	Примечание
Биотит из сланцев	6,25	0,215	0,1191	0,0286	456	Средний возраст сланцев составляет 467 млн. лет
То же	6,25	0,249	0,1269	0,0303	478	
Биотит из гранитов	4,10	0,329	0,0787	0,0287	456	

Кобальтовое оруденение в виде эритрина наблюдалось в коренных обнажениях в экзоконтактовой зоне Кубадринского массива в верховьях рек Кысхыштубек и Курумду-Айры. Первое рудопроявление представлено небольшим гнездом эритрина в кембрийских известняках; второе — в виде тонких (1—2 *мм*) примазок и корочек в биотит-амфиболовых кристаллических сланцах.

Спектральным анализом обнаружено, что кобальт присутствует в 100% проб диоритов и в 90% проб гранитов, причем его среднее содержание в диоритах (см. табл. 11) в 14 раз больше, чем в гранитах. При сопоставлении средних содержаний кобальта с кларками в аналогичных породах (Виноградов, 1962) обращает на себя внимание тот факт, что в диоритах оно в 5 раз выше кларкового.

Оруденение железа в виде многочисленных жил магнетита установлено в пределах экзоконтакта Кубадринского плутона, в верховье р. Кубадру по ее левым притокам и на перевале Кубадру-Курай. Жилы мощностью от 5—10 *см* до 2 *м* прослеживаются на расстоянии до 10—12 *м*. Одна из наиболее крупных жил, встреченных нами в среднем течении р. Кара-Озек, залегает среди пород кембрийской толщи, мощность ее 1,7 *м*. В обнажении по левому борту жила прослеживается в северо-западном направлении на 8 *м*, скрывается под четвертичными отложениями, в юго-восточном конце она резко сужается до 10 *см* и снова расширяется до 1,5 *м*. Сложена жила сливной магнетитовой рудой. Спектральным анализом (табл. 16) установлено, что в магнетите жилы (анализы 1, 2, 3) помимо акцессорных элементов группы железа присутствуют редкие элементы Zr, Y, Yb.

На перевале Кубадру-Курай небольшая жила магнетита залегает на границе биотитовых сланцев и гнейсо-гранитов. Мощность ее 25—30 *см*, длина 1,5 *м*.

В протолочках гранитов и диоритов магнетит встречается во всех пробах; наибольшее содержание отмечено в диоритах 9600 *г/т*. Спектральным анализом в магнетите (анализы 4, 5) устанавливается тот же набор акцессорных элементов-примесей, что и в магнетите жил.

С кубадринским гранитоидным комплексом парагенетически связаны проявления редкометальной тантало-ниобиевой минерализации

Таблица 16

Результаты спектрального анализа магнетитов

№ анализа	Ti	Co	Ni	Cr	Mn	V	Cu	Pb	Sn	Zr	Ga	Y	Yb	Cd
1	0,003	0,0001	0,0002	0,0001	—	0,001	0,005		0,003	0,003	0,0005	—	—	—
2	0,003	0,0001	0,0002	0,002	—	0,005	0,008	0,0003	0,003	0,003	0,001	0,0001	0,0001	—
3	0,01	—	—	0,001	0,001	0,003	0,001	0,001	—	0,003	0,0005	—	—	0,003
4	0,01	0,002	0,03	0,01	0,02	0,03	0,006	0,01	—	0,006	0,006	—	—	—
5	0,01	0,003	0,006	0,005	0,01	0,006	0,003	0,002	0,001	0,003	0,0001	0,0001	—	0,003

пегматитового типа, к представителям которой, по-видимому, следует относить пегматиты, обнаруженные в Кубадринско-Курайской зоне смятия.

Анализ металлогенической характеристики кубадринского комплекса показывает, что профилирующим для него является редкометальное оруденение. Большинство рудопроявлений, генетически связанных с комплексом, может быть отнесено к молибден-редкометально-вольфрамовой формации (Кузнецов, Дистанов, Оболенский, Сотников, и др., 1966).

БУГУЗУНСКИЙ ГНЕЙСО-ГРАНИТОВИДНЫЙ КОМПЛЕКС

1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ КОМПЛЕКСА

По геологическому положению и генезису этот комплекс относится к тому же формационному типу гранитоидов, что и кубадринский комплекс, но отличается от него некоторыми петрологическими особенностями.

Бугузунский гнейсо-гранитоидный комплекс развит в юго-восточной части Горного Алтая, в хр. Чихачева. Он размещается в пределах древней Телецкой структурно-формационной зоны, которая является западной окраиной каледонской складчатой системы Западного Саяна (см. рис. 1). Телецкая зона по Курайскому глубинному разлому сопрягается с раннегерцинской Ануйско-Чуйской структурно-формационной зоной, геологическое строение и история развития этих зон резко различаются (Кузнецов, 1952, 1963).

В основании стратиграфического разреза Телецкой структурно-формационной зоны вскрываются метаморфические сланцы докембрийского возраста (аналоги теректинской серии Центрального Алтая и джебашской серии Западного Саяна). Выше лежат вулканогенно-осадочные формации нижнего кембрия с гипербазитовыми и основными интрузиями.

Еще выше залегают флишоидные песчано-сланцевые формации кембро-ордовика, которые, как полагают многие исследователи этого района, испытали в зонах смятия глубинных разломов высокотемпературный метаморфизм, в результате чего песчано-сланцевые породы были преобразованы в кристаллические сланцы и гнейсы.

На поверхности каледонского фундамента в межгорных прогибах несогласно лежат незначительные по мощности существенно континентальные толщи силура, красноцветные толщи девона и угленосные пачки верхнего палеозоя. В салаирском и каледонском этапах Телецкая структурно-формационная зона являлась геосинклинальным прогибом. В конце каледонского этапа она закончила геосинклинальное развитие и приобрела свойство складчатой зоны, а в герцинском — была уже консолидированной структурой блокового строения, испытавшей лишь глыбовые движения.

Геологическое строение Телецкой зоны в пределах района развития бугузунского комплекса освещалось в работах А. А. Вишневского, А. Л. Бурухина, Н. С. Коржнева, В. Т. Павлова и др., которые касались отдельных вопросов геологии гранитоидов при поисковых и региональных геологических исследованиях. По их и нашим данным, в геологическом строении района принимают участие глубоко метаморфизованные породы (кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты), контактирующие по разломам с песчано-сланцевыми породами кембро-ордовика, ордовика и вулканогенными образованиями девона.

Остановимся на характеристике тех пород, которые принимают участие в геологическом строении района. В данной работе они будут рассмотрены не с одинаковой степенью детальности. Основное внимание сосредоточено на описании кембро-ордовикских осадочных и магматических образований, которые в зоне смятия были подвержены высокотемпературному метаморфизму, анатексису и в результате изменения которых образовались породы раннекаледонского бугузунского гнейсо-гранитного комплекса.

Породы верхнего кембрия — ордовика входят в состав горно-алтайской свиты. Они развиты в верховьях рек Башкаус и Буйлюгем и представлены песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, окрашенными в зеленый, серо-зеленый и фиолетовый цвета. Песчаники обычно сильно рассланцованы, хлоритизированы, а глинистые сланцы и алевролиты превращены в филлиты, кварцево-хлоритовые и серицит-хлорит-кварцевые сланцы. Наблюдается определенная закономерность в изменении состава пород и характере чередования их снизу вверх по разрезу. Породы нижней части толщи окрашены в неяркие серо-зеленые цвета и образуют ритмичное, подобно флишу, переслаивание. Зеленая окраска пород, по мере движения вверх по разрезу, становится более яркой, появляются серо-фиолетовые разности, флишоидная ритмичность в строении толщи исчезает, в песчаниках появляется примесь туфогенного материала, прослои грубых песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов.

Эти признаки положены А. А. Вишневским и другими исследователями в основу разделения горно-алтайской свиты на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Породы нижней подсвиты слагают ядерные части крупных антиклиналей и крылья синклиналей. Породы представлены зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами, серицито-кремнистыми сланцами и филлитами, которые переслаиваются между собой, образуя прослои мощностью от нескольких сантиметров до 2 *м*. Наблюдается и более

грубое чередование песчаниковых и сланцевых пачек мощностью от 7 до 20 *м*. Песчаники имеют алевро-псаммитовое строение и состоят из хорошо окатанного обломочного материала (25—40%), представленного обломками кварца, плагиоклаза, иногда серицито-кремнистых сланцев, кремнистых пород. Цемент песчаников базальный, состоит из скрыто-кристаллического кремнезема, мелкочешуйчатого хлорита, эпидота, серицита и карбоната. Сланцы представляют породы кремнисто-серицито-хлоритового состава, характеризующиеся микрогранобластовым и алевро-лепидогранобластовым строением. Гравеллитам свойственно псефитовое строение; состав их аналогичен составу песчаников и алевролитов. Среди обломков встречаются обломки кислых эффузивов и порфиритов. Мощность пород нижней подсвиты составляет не менее 2500 *м*.

Породы верхней подсвиты развиты на правобережье р. Буйлюгем и в верховье р. Узун-Тытыгем, слагая центральные части синклинальных структур западного и северо-западного простирания. Породы представлены ярко-зелеными, серыми с фиолетовым оттенком песчаниками, алевролитами, глинистыми и серицито-хлоритовыми сланцами, гравеллитами, которые переслаиваются между собой, образуя прослои

Таблица 17

Химический состав осадочных пород горно-алтайской свиты

Окислы	Номера анализов						
	292	220	135	5	5д	143	193
SiO_2	67,57	59,66	63,92	62,97	59,00	64,69	58,75
TiO_2	0,68	9,65	0,65	0,64	0,67	0,58	0,85
Al_2O_3	13,41	18,40	15,64	14,93	17,29	15,63	19,69
Fe_2O_3	2,77	2,20	2,65	1,89	1,99	2,27	1,51
FeO	3,36	4,74	4,79	4,35	4,57	3,38	6,02
MnO	0,09	0,11	0,11	0,64	0,48	0,08	0,13
MgO	3,49	4,65	4,57	4,33	4,33	4,28	5,18
CaO	2,39	0,83	1,21	2,15	1,02	1,14	1,17
Na_2O	1,80	1,80	1,92	3,77	2,56	2,40	1,80
K_2O	1,80	2,40	2,08	1,26	2,77	1,48	2,28
H_2O	0,15	0,16	0,41	0,17	0,21	0,25	0,29
П. п. п.	1,63	3,48	1,43	3,69	4,82	2,55	1,27
Сумма	99,14	99,08	99,58	100,79	99,71	99,33	98,94

292 — мелко-кристаллический кварц-мусковит — биотит-хлоритовый сланец, р. Ясатер; 220 — микрокристаллический кремнисто-серицит-хлоритовый сланец, р. Ильдугем; 135 — кристаллический сланец с биотитом, кордиеритом и плагиоклазом, р. Ильдугем; 5 — алевролит, р. Буйлюгем; 5д — песчаник, р. Буйлюгем; 143 — кремнисто-серицит-хлоритовый сланец, р. Ильдугем; 193 — кристаллический сланец (биотит, кварц, плагиоклаз, кордиерит), р. Ильдугем.

Анализы № 5, 5д выполнены в химико-аналитической лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР, аналитик П. А. Комарова. Анализы № 292, 220, 135, 143, 193 заимствованы у М. Н. Ланда.

мощностью от 20 *см* до 5 *м*. Выделяются пачки существенно сланцевые по составу, мощностью в несколько десятков метров. Флишоидной ритмичности не наблюдается. Прослои песчаников и сланцев по мощности не выдержаны и выклиниваются по простиранию. Общая мощность пород верхней подсвиты составляет не менее 1700 *м*. Химический состав пород нижней и верхней подсвит приведен в табл. 17.

Породы горно-алтайской свиты смяты в узкие, иногда изоклинальные или опрокинутые складки, вытянутые в широтном и северо-западном направлениях.

Складчатость пород свиты является полной и характеризуется примерно равным развитием синклиналей и антиклиналей. Последние осложнены многочисленными складками следующих порядков вплоть до плойчатости и гофрировки податливых горизонтов. Шарниры складок часто испытывают ундуляцию.

Для обоснования возраста пород горно-алтайской свиты нет прямых палеонтологических данных или наблюдений их стратиграфических взаимоотношений с другими фаунистически охарактеризованными палеозойскими образованиями. О нижнем возрастном пределе свиты может свидетельствовать угловое несогласие между отложениями горно-алтайской свиты и породами теректинской свиты, установленное А. Б. Дергуновым. Кроме того, в составе гальки из конгломератов горно-алтайской свиты встречены известняки и силицилиты баратальской свиты синия. А. А. Вишневским установлено согласное залегание отложений горно-алтайской свиты на породах нижнего-среднего кембрия. Верхняя возрастная граница пород свиты определяется тем, что в смежном районе Западной Тувы, в бассейне правого притока р. Карги на породах, аналогичных породам горно-алтайской свиты, трансгрессивно, с резким угловым несогласием залегают фаунистически охарактеризованные отложения венлокского яруса силура (Т. Н. Иванова, Гостева, Савосина).

Таким образом, согласно этим данным, отложения горно-алтайской свиты следует относить или к верхнему кембрию или к нижнему ордовику.

Породы среднего и верхнего ордовика представлены песчаниками и алевролитами артлашской и кумурлинской свит, развитых в бассейне рек Буйлюгем, Бугузун, Узун-Тытугем. Ордовикские породы почти повсеместно имеют тектонические контакты как с более древними, так и с более молодыми образованиями. Породы среднего и верхнего ордовика слагают единую терригенную толщу, характеризующуюся закономерным изменением литологического состава по разрезу. Породы среднего ордовика представлены песчаниками обычно мелкими и среднезернистыми, полимиктовыми. Обломочный материал — кварц, плагиоклаз, микрокварцит, эффузивы. Цемент базальный, кремнисто-хлоритовый, кремнисто-хлорит-эпидотовый, карбонатно-хлоритовый, хлорит-серицитовый. В верховьях р. Бугузуна среди пород отмечены прослои и пачки мелкогалечных конгломератов с галькой преимущественно кварцевого состава и маломощные горизонты известняков. С породами артлашской свиты связаны постепенными переходами породы кумурлинской свиты верхнего отдела ордовика, которые слагают в бассейне р. Буйлюгем ядро буйлюгемской синклинали. Для свиты характерно более часто и более четко проявляющаяся тонкая слоистость и значительное содержание тонкозернистых и пелитовых разностей.

Видимая мощность кумурлинской свиты 1300 *м*.

Породы среднего девона представлены вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями, аналогичными породам аксайской свиты. Они пользуются незначительным распространением и участвуют в строении тектонических блоков в зоне Башкаусско-Каракемского разлома в верховьях р. Башкаус и Бугузун, а также слагают мульды, залегающие на мигматизированных гнейсах. Породы среднего девона, сохранившиеся в тектонических блоках, входят в периферическую зону герцинского юстыдского прогиба, выполненного породами среднего и верхнего девона, разрез которых начинается с пород аксайской свиты.

Породы представлены порфиритами, дацитовыми порфирами, кварцевыми порфирами, альбитофирами, туфами и туфобрекчиями. Изредка в составе свиты встречаются маломощные прослои лиловых и темно-фиолетовых алевролитов и песчаников. Кислые эффузивы встречаются в нижней части разреза. Они содержат во вкрапленниках кварц, плагиоклаз и характеризуются микропойкилитовым, сферолитовым строением основной массы. Мощность свиты составляет 1000—1100 *м*.

Возраст пород определяется путем сопоставления их с породами аксайской свиты, развитой к западу от района исследования. По р. Ак-Кая отложения аксайской свиты залегают на размытой поверхности баратальской и манжерокской свит. Среди конгломератов в линзах песчаников найдены отпечатки флоры, указывающей на низы среднего девона.

Особенностью геологического строения района является наличие разрывных тектонических нарушений, из которых наиболее крупным считается Башкаусско-Каракемский разлом. Этот разлом представляет северо-западное ответвление активно- и долгоживущего Курайского глубинного разлома, который по времени заложения относится, по-видимому, к синийско-кембрийским структурам (Кузнецов, 1948). Башкаусско-Каракемский разлом в раннекаледонский этап геосинклинального развития характеризовался интенсивной тектонической активностью и был выражен мощной зоной смятия, которая представляет полосу глубоко метаморфизованных пород. Эта зона в герцинский этап развития была раздроблена на блоки. При этом, основное значение имели вертикальные перемещения.

Зона Башкаусско-Каракемского разлома отчетливо контролирует размещение разновозрастных и генетически разнородных магматических образований, с которыми связано разнотипное оруденение. Эти проявления магматизма характеризуют различные магматические комплексы и принадлежат к разным формационным типам. Они образовались на различных стадиях развития зоны глубинного разлома.

Магматические комплексы Башкаусско-Каракемского разлома. Наиболее древним является доордовикский комплекс габброидов (габбро-нориты и габбро-диабазы), которые образуют согласные, реже секущие, удлиненные в плане тела, прорывающие песчано-сланцевые породы кембро-ордовикского возраста. Размеры тел в поперечнике варьируют от 2 до 200 *м*. По простиранию они прослеживаются от 300 до 1500 *м*. Тела габброидов размещаются независимо от размещения гранитоидов, в пределах которых часто встречаются в виде останцев. Они обладают простым строением и характеризуются резкими контактами с вмещающими породами. Габброиды дислоцированы, рассланцованы и глубоко изменены в результате процессов регионального метаморфизма и гранитизации. Они преобразованы в амфиболиты, кварцевые диориты, гранодиориты, гранитовидные породы и гранофиры. Габбро-нориты и габбро-диабазы следует считать производными самостоятельного габброидного комплекса, связанного с глубинными процессами, проявляющимися на ранних этапах развития геосинклинальной зоны. Формирование габброидного комплекса сопровождается рассеянной гематитовой минерализацией.

Далее выделяется нижнеордовикский гнейсо-гранитоидный бугузунский комплекс, с которым связана рассеянная молибден-вольфрамовая минерализация.

Следующими по возрасту являются сферолитовые порфиры (проявления среднедевонского эффузивно-интрузивного комплекса), слагающие дайки, развитые в верховьях р. Бугузун. По внешнему виду и составу порфировые породы аналогичны среднедевонским эффузивам. Возраст порфиров определяется тем, что они пересекают мигматизированные гнейсы раннекаледонского возраста, несущие рассеянную — молибдено-вольфрамовую минерализацию. В свою очередь, на порфиры накладывается грейзенизация, возраст которой на основании определения абсолютного возраста, проведенного калий-аргоновым методом по мусковиту в Северо-Восточном комплексном научно-исследовательском институте СО АН СССР Л. В. Фирсовым, соответствует карбону (322—344 млн. лет). Дайки порфиров наблюдаются только вблизи полей развития девонских эффузивов, слагающих узкие тектонические клинья, затертые вдоль разлома, или залегающих на мигматизированных гнейсах, выполняя мульды. Эффузивные порфиры в контакте с герцинскими гранитами (верх. р. Гетедей) подвержены ороговикованию.

С эффузивно-интрузивным комплексом связано гематитовое оруденение в виде тонкой вкрапленности, обильно насыщающей флюидальные полосчатые порфиры.

К производным следующего по возрасту герцинского гранитного комплекса относятся аляскитовые граниты, образующие штоко- и дайкообразные тела, формирующиеся в гипабиссальных условиях. Они локализуются в разломах, пересекающих раннекаледонские гнейсовидные граниты и в отличие от последних не испытывают перекристаллизации. С аляскитовыми гранитами связаны процессы контактового метаморфизма (ороговикование), которые накладываются на уже региональнометаморфизованные породы (гнейсы). Формирование гранитов этого комплекса сопровождается молибден-вольфрамовой и редкометальной минерализацией. По составу, взаимоотношению с вмещающими породами, характеру контактового метаморфизма и сопутствующей минерализации аляскитовые граниты сопоставимы с позднегерцинскими гранитами кабинского типа, широко развитыми на юго-востоке Горного Алтая. Об этом свидетельствуют данные определений абсолютного возраста их, составляющего около 300 млн. лет, что соответствует верхнему карбону (шкала АН СССР, 1963).

Наиболее поздним в возрастном отношении является позднегерцинский лампрофиро-диабазовый дайковый комплекс (малые интрузии), дайки которого широко развиты как среди гранитоидов Бугузунского массива, так и далеко за его пределами. Они совершенно отчетливо приурочены к зоне Башкаусско-Каракемского разлома, к оперяющим этот разлом разрывным тектоническим нарушениям, которые пересекают гранитоиды. Простирание даек аналогично направлению разломов и рассланцовки. Углы падения их близки к вертикальным. Мощность даек варьирует обычно от 0,5 до 3,0 *м*, достигая 30—50 *м*. По простиранию дайки прослеживаются на 1,5—3 *км* и более, контакты их по отношению к вмещающим породам секущие, четко выраженные. В сложении даек принимают участие различные по составу и структурным особенностям петрографические разновидности пород. Преимущественным распространением пользуются спессартиты, диоритовые порфириты и диабазы. По аналогии с дайками диабазов и лампрофиров, развитых в Теректинском хребте, упомянутые меланократовые дайковые породы следует рассматривать как проявления молодого базальтоидного магматизма — особой лампрофиро-диабазовой формации, характеризующей конечные этапы развития герцин-

ского тектоно-магматического цикла. С лампрофиро-диабазовым комплексом тесно связаны свинцово-цинковые рудопроявления, которые относятся к медно-свинцово-цинковой рудной формации (Тычинский, Михалева, 1965).

2. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КОМПЛЕКСА

Характеристика зоны метаморфизма

В составе бугузунского комплекса выделяются глубоко метаморфизованные породы, мигматиты и различные гранитоиды.

Глубоко метаморфизованные породы слагают полосу, прослеживающуюся вдоль Башкаусско-Каракемского разлома более чем на 30—35 *км* от истоков р. Могун-Бурени — на востоке, до р. Чулышман — на северо-западе. На юго-западе эта полоса ограничивается разломом, по которому метаморфические породы контактируют с эффузивно-осадочными породами среднего девона, а на юге и юго-востоке имеют тектонический контакт с породами кембро-ордовика и ордовика. В смежных районах В. А. Кузнецовым, М. Н. Ланда, А. А. Вишневским и др. наблюдались постепенные переходы между кристаллическими биотитовыми сланцами и неизмененными песчано-сланцевыми породами кембро-ордовикского возраста через зону серицито-хлоритовых сланцев. Метаморфизму были подвержены, по-видимому, осадочные и интрузивные основные породы с образованием кристаллических сланцев, гнейсов, мигматитов, переходящих иногда в автохтонные гранитоиды.

В строении полосы принимают участие породы с различными минеральными ассоциациями, особенности пространственного положения которых указывают на прогрессивный характер метаморфизма. Последний выражается в наличии метаморфической зональности. Вкрест простирания полосы метаморфических пород (с юга на север и с востока на запад) можно выделить четыре различных по степени метаморфизма зоны, которые связаны постепенными переходами и последовательно сменяют одна другую.

З о н а I — внешняя зона метаморфизма (ширина ее варьирует от 0,8 до 2 *км*), сложена темными тонкополосчатыми мелкозернистыми биотитовыми кристаллическими сланцами, которым резко подчинены амфиболитовые сланцы и амфиболизированные габброиды.

В составе наиболее широко распространенных биотитовых кристаллических сланцев преобладают биотит и кварц, иногда плагиоклаз, с которыми часто ассоциируют ставролит, андалузит, силлиманит, гранат.

По составу среди биотитовых кристаллических сланцев выделяются: а) собственно биотитовые сланцы с минеральной ассоциацией: кварц+биотит+(плагиоклаз) и б) высокоглиноземистые биотитовые сланцы с минеральными ассоциациями: кварц+(плагиоклаз)+биотит++ставролит+андалузит или кварц+(плагиоклаз)+биотит+ставролит+андалузит+фибролит+(гранат). Минеральные ассоциации отвечают, по-видимому, верхней границе эпидот-амфиболитовой фации.

Биотитовые кристаллические сланцы чередуются с амфиболовыми сланцами и пересекаются дайкообразными телами амфиболизированных габброидов. Прослойки амфиболовых сланцев (мощностью от миллиметров до нескольких сантиметров) окрашены в темно-зеленый цвет. В них хорошо видны игольчатые ориентированные кристаллы амфибола. Граница между амфиболовыми и биотитовыми сланцами

четкая, прямолинейная, что свидетельствует, очевидно, о их первично-осадочном происхождении и о принадлежности к параамфиболовым сланцам.

Зона II представлена биотитовыми плагиогнейсами, постепенно переходящими в кристаллические сланцы предыдущей зоны. Ширина ее от 2 до 4 *км*. Плагиогнейсы отличаются от кристаллических сланцев рядом особенностей. Они более крупнозернистые и лейкократовые. В их составе уменьшается содержание биотита (5—10%), появляются обильные новообразования плагиоклаза (32,7—48,3%) и кварца (40—44,2%). Исчезает ставролит. Проявляется характерная эквивалентная ему минеральная ассоциация: кварц+плагиоклаз+биотит+силлиманит+андалузит+гранат+кордиерит, которая является доказательством того, что условия метаморфизма этой зоны выше, чем зоны I.

Плагиогнейсы характеризуются наличием реликтовых участков, сложенных кристаллическими сланцами, а также неоднородным строением и составом, которые обусловлены различными размерами минеральных зерен и пятнистым расположением их. Структура гранобластическая, порфиробластическая. Текстура гнейсовидная, обусловленная ориентированным расположением чешуек биотита. По составу выделяются: а) биотитовые плагиогнейсы (кварц+плагиоклаз+биотит) и б) высокоглиноземистые плагиогнейсы (кварц+плагиоклаз+биотит+силлиманит или кварц+плагиоклаз+биотит+силлиманит+гранат+андалузит+кордиерит).

В более метаморфизованных плагиогнейсах отмечается обособление кварца и плагиоклаза в отдельные пятна, линзы; укрупнение зерен их с образованием порфиробласт.

Плагиогнейсы чередуются с амфиболовыми гнейсами и амфиболитами, которые пользуются незначительным распространением. Амфиболовые гнейсы слагают узкие прослои (мощностью 2—5 *см*), имеющие согласное залегание с биотитовыми гнейсами. Граница между амфиболовыми и биотитовыми гнейсами четкая и прямолинейная. Амфиболиты отличаются от амфиболовых гнейсов тем, что встречаются обычно в виде дайкообразных тел, реже слагают согласные с биотитовыми гнейсами тела, мощность которых варьирует от 1 до 20 *м* и более. В амфиболитах иногда сохраняются участки, сложенные габбро-норитами с реликтовой бластоофитовой структурой. Эта особенность, а также дайковая форма залегания свидетельствуют о том, что они образовались в результате изменения габброидных пород.

Зона III — это зона ультраметаморфизма, сложенная мигматизированными плагиогнейсами с характерной минеральной ассоциацией: кварц+плагиоклаз+биотит+силлиманит+(альмандин) + (кордиерит). Андалузит отсутствует. Ширина зоны варьирует от 2 до 12 *км*. В мигматизированных гнейсах собирательная перекристаллизация сопровождается дифференциацией вещества, образованием гнейсов с полосчатой структурой, которая обусловлена чередованием полос кварцево-плагиоклазового и биотитового состава. В этой зоне локализуются аплитовидные плагиограниты и плагиопегматиты, которые слагают изолированные линзовидные и жилообразные обычно согласные тела.

Аплитовидным плагиогранитам и плагиопегматитам, в отличие от гнейсов, свойствен более однородный состав с характерной минеральной ассоциацией кварц+плагиоклаз. Плагиопегматиты слагают жилы, иногда пересекающие гнейсы. С аплитовидными плагиогранитами и пегматитами ассоциируют кинцигиты — меланократовые биотитовые породы с силлиманитом, реже — гранатом или кордиеритом.

Амфиболиты, залегающие в мигматизированных гнейсах, в отличие от амфиболитов зоны II, претерпевают изменения, выражающиеся в биотизации амфибола и деанортизации андезина. Диабластические структуры, свойственные амфиболитам зоны II, сменяются симплектитоподобными, лепидогранобластовыми. В эмфиболитах отмечаются секущие маломощные дайки, сложенные аплитовидными плагиогранитами и пегматитами. В контакте с дайковыми породами амфиболиты становятся более лейкократовыми и по составу близки меланократовым плагиогранитам.

Зона IV — зона максимального проявления ультраметаморфизма. Она сложена главным образом гнейсо-гранитами, а также собственно гранитами и породами диоритового, гранодиоритового и гранитового состава, которые принимают участие в строении крупного Бугузунского массива.

По мере движения к центру зоны (к Бугузунскому массиву), интенсивность метаморфизма нарастает, биотитовые кристаллические сланцы сменяются биотитовыми гнейсами, в составе которых исчезает ставролит. Они слагают внутреннюю зону метаморфизма шириной от 2 до 5 *км*. При переходе от кристаллических сланцев к гнейсам породы становятся более зернистыми, лейкократовыми, содержание биотита в них уменьшается, возникают новообразования полевых шпатов, кварца и мусковита. Исчезает сланцеватость, породы становятся ясно полосчатыми, монолитными.

Биотитовые гнейсы чередуются с амфиболовыми гнейсами и амфиболитами, имеющими незначительное развитие. Амфиболовые гнейсы слагают узкие прослои и линзы (мощностью 2—5 *см*) согласного с биотитовыми гнейсами залегания. Граница между амфиболовыми и биотитовыми гнейсами четкая, прямолинейная, что свидетельствует, очевидно, о их первоначально-осадочном происхождении и позволяет отнести их к параамфиболовым гнейсам. Амфиболиты широко развиты в верховьях рек Бугузун, Гетедей и Буйлюгем. Они отличаются от амфиболовых гнейсов тем, что встречаются обычно в виде дайкообразных тел, реже слагают согласные с гнейсами линзообразные тела, мощность которых варьирует от 1 до 20 *м*. По простиранию они прослеживаются на 400—500 *м*. В амфиболитах иногда сохраняются участки пород с реликтовым бластоофитовым строением. Эта особенность, а также дайковая форма залегания амфиболитов совершенно однозначно говорят о том, что они образованы в результате изменения древних габброидных пород и их следует считать ортопородами.

Метаморфические породы собраны в напряженные линейные складки, осложненные более мелкими складками волочения, которые развиваются в условиях послойных дифференциальных движений в толще интенсивно мигматизированных биотитовых гнейсов, обладающих высокой и неоднородной пластичностью (рис. 31). Ориентировка биотита в биотитовых гнейсах, чешуйки которого вытянуты в одном направлении, а также субпараллельное расположение зерен амфибола в амфиболовых гнейсах указывают на кристаллизацию, происходящую одновременно с деформацией.

В гнейсах отмечается резкое усиление метаморфизма, сопровождающегося ультраметаморфизмом. Последний проявляется в развитии мигматитов, образовании кинцигитов и мелких, изолированных, линзовидных, жилообразных тел пегматитов, аплитовидных плагиогранитов,

Рис. 31. Складки волочения в полосчатых биотитовых гнейсах.

и гранитов, часто связанных с гнейсами постепенными переходами. Наиболее интенсивная мигматизация, как правило, наблюдается в ядрах складок волочения (рис. 32, 33). Складки волочения обычно сочетаются с лейкократовыми «жилами» и одинаково с ними ориентированы, что свидетельствует об одновременности процесса складкообразования во вмещающих породах и формирование мигматитов. Мигматиты на отдельных участках переходят в массивы автохтонных гранитов, крупнейшим из которых является Бугузунский гранитоидный массив.

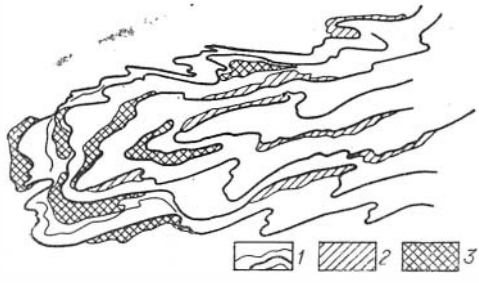


Рис. 32. Мигматизация в ядрах складок волочения (р. Кочкор-Лу):

1 — биотитовые гнейсы; *2* — частично расплавленные кварцево-плагиоклазовые породы (с реликтовыми полосами биотита); *3* — плагиопегматиты.

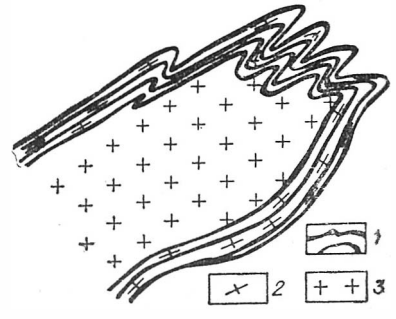


Рис. 33. Складчатые тела аплитовидных плагиогранитов в полосчато-плойчатых гнейсах (р. Буйлюгем):

1 — биотитовая порода; *2* — кварцево-плагиоклазовая метаморфическая порода; *3* — аплитовидные плагиограниты.

Особенности внутреннего строения и взаимоотношение Бугузунского гранитоидного массива со структурами вмещающих пород

Бугузунский массив (площадью около 200 *кв. км*), расположенный в области сопряжения дизъюнктивных тектонических нарушений в месте перегиба структур (рис. 34), локализуется в мигматизированных гнейсах и амфиболитах. В плане он имеет акмолитоподобную форму весьма сложной конфигурации, которая определяется структурными особенностями вмещающих пород, подчеркивая направление

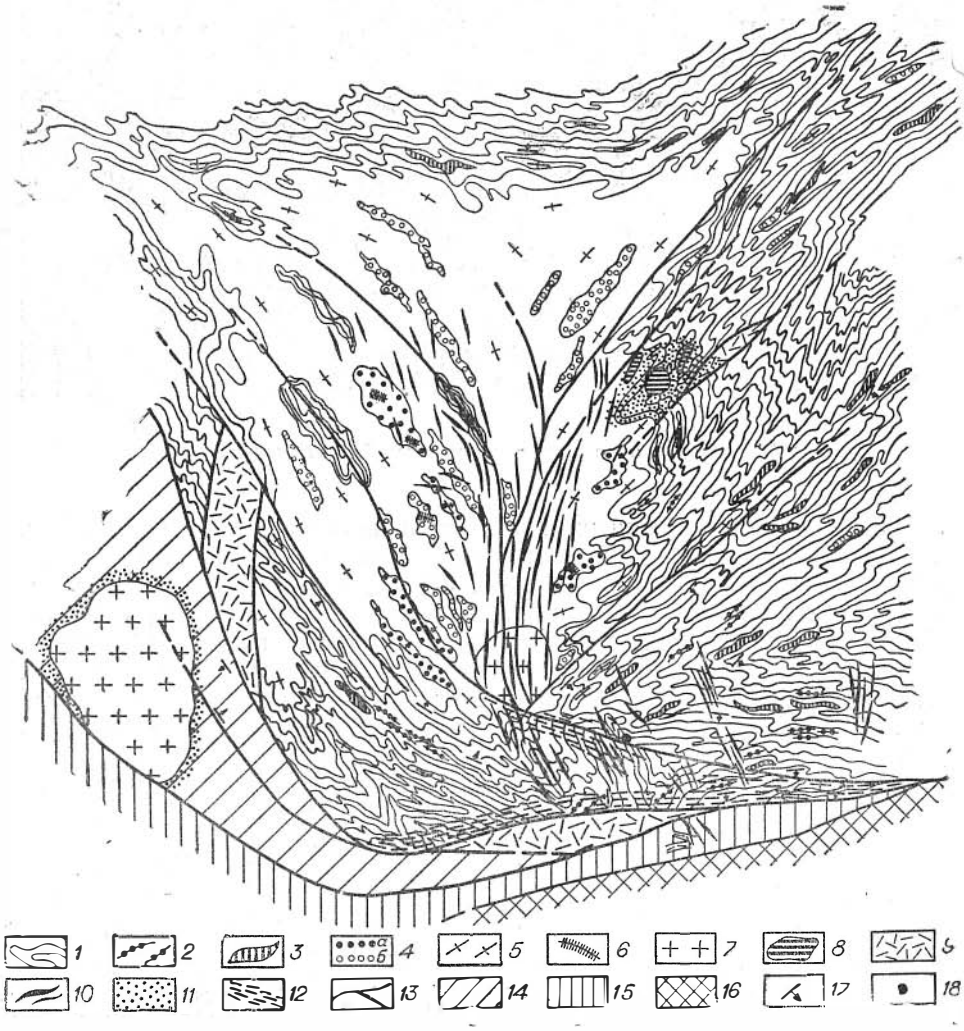


Рис. 34. Схема геологического строения Бугузунского массива (составила Л. А. Минералева, с использованием данных А. А. Вишневского):

1—7 — бугузунский гнейсо-гранитоидный комплекс раннекаледонского возраста: *1* — кристаллические сланцы, гнейсы; *2* — амфиболиты; *3* — аплитовидные плагиограниты и пегматиты; *4* — в различной степени гранитизированные основные породы доордовикского возраста; *5* — неоднородные гнейсограниты, гранодиориты; *6* — дайки аплитов и мелкозернистых гранитов; *7* — однородные массивные порфировидные биотитовые граниты; *8* — мелкозернистые аляскитовые граниты герцинского возраста; *9* — кварцевые порфиры, флюидальные фельзитовые порфиры эффузивно-интрузивного комплекса среднего девона; *10* — дайки спессартитов, диоритовых порфиритов и диабазов позднегерцинского лампрофиро-диабазового комплекса; *11* — биотитовые роговики; *12* — кварцево-серицито-хлоритовые сланцы (диафториты); *13* — разломы; *14* — песчано-сланцевые породы кемброордовикского возраста; *15* — известняково-песчано-сланцевые породы верхнего ордовика; *16* — эффузивно-осадочные породы среднего-верхнего девона; *17* — элементы залегания гнейсовидности сланцеватости; *18* — вольфрамовое рудопроявление.

складчатых и дизъюнктивных структур. Массив подчинен этим структурам и так же, как они, вытянут в двух направлениях: в северо-восточном и северо-западном. Для Бугузунского массива характерны извилистые очертания контактов с вмещающими породами, часто не резких и обычно осложненных чередованием вмещающих гнейсов и мелких согласных тел гранитов (рис. 35). Юго-западный контакт осложнен разломом, который сопровождается зоной дробления и милонитизации. В среднем течении р. Буйлюгем структуры вытянуты в северо-западном, близком к субмеридиональному, направлении и падают круто на северо-восток. В верховьях рек Бугузун и Гетедей структуры ориентированы в северо-восточном направлении с падением на юго-восток. Такое же простирание и падение имеют контактовые поверхности массива. Следовательно, отношение контактовых поверхностей массива к структуре вмещающих пород характеризует его как конформное гармоничное тело.

В верховьях р. Буйлюгем гнейсовидность в гранитоидах, обусловленная плоско-параллельным расположением чешуек биотита, так же имеет северо-западное (300°) простирание, падение на северо-восток под углом 60—70°, в бассейне р. Гетедей гнейсовидность имеет северо-восточное (70°) направление, согласное с направлением кристаллизационной сланцеватости во вмещающих породах.

Весьма важной структурной особенностью гранитоидов является полосчатое расположение в них различных минералов, отчетливо выраженное благодаря ориентированному расположению полевых шпатов или послойному расположению участков с различной структурой. Полосчатость переходит в четко выраженную гнейсовидную текстуру и совпадает с кристаллизационной сланцеватостью во вмещающих гнейсах.

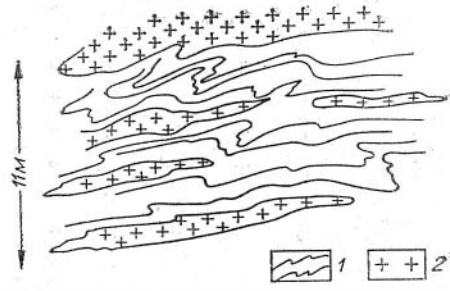


Рис. 35. Согласные изолированные тела гранитов в гнейсах (р. Гетедей, верт. разрез):
1 — биотитовые плагиогнейсы; *2* — граниты.

Гранитоидам Бугузунского массива присуща неоднородность в строении и составе. Разновидности гранитов слагают полосы, вытянутые в северо-восточном (70°, р. Буйлюгем) и в северо-западном (330°, р. Гетедей) направлениях. Ширина полос варьирует в пределах 30 *м*, изредка достигая 150 *м*. Разрезы, в которых хорошо видны соотношения между различными породами, встречаются почти повсеместно. Нами составлено несколько детальных разрезов вкрест полосчатости пород массива. Наиболее показателен в этом отношении разрез гранитоидов, слагающих г. Черная, суммарной мощностью около 1500 *м* (рис. 36, 37). Здесь послойно чередуются неоднородные, часто порфировидные гнейсо-граниты, которые в области изгиба тектонических структур переходят в массивные однородные порфировидные граниты. Последние образуют более или менее изометричное тело, которое занимает секущее положение по отношению к гнейсо-гранитам, располагаясь в месте сопряжения разломов северо-восточного и северо-западного простирания (см. рис. 34). Эти граниты, в отличие от гнейсо-гранитов, характеризуются однородным массивным сложением и наличием матрацевидной отдельности. Контакты массивных гранитов с гнейсо-гранитами довольно резкие, но никакого контактового воздействия их на вмещающие гранитоиды не отмечается. Гнейсо-граниты и массивные граниты пере-

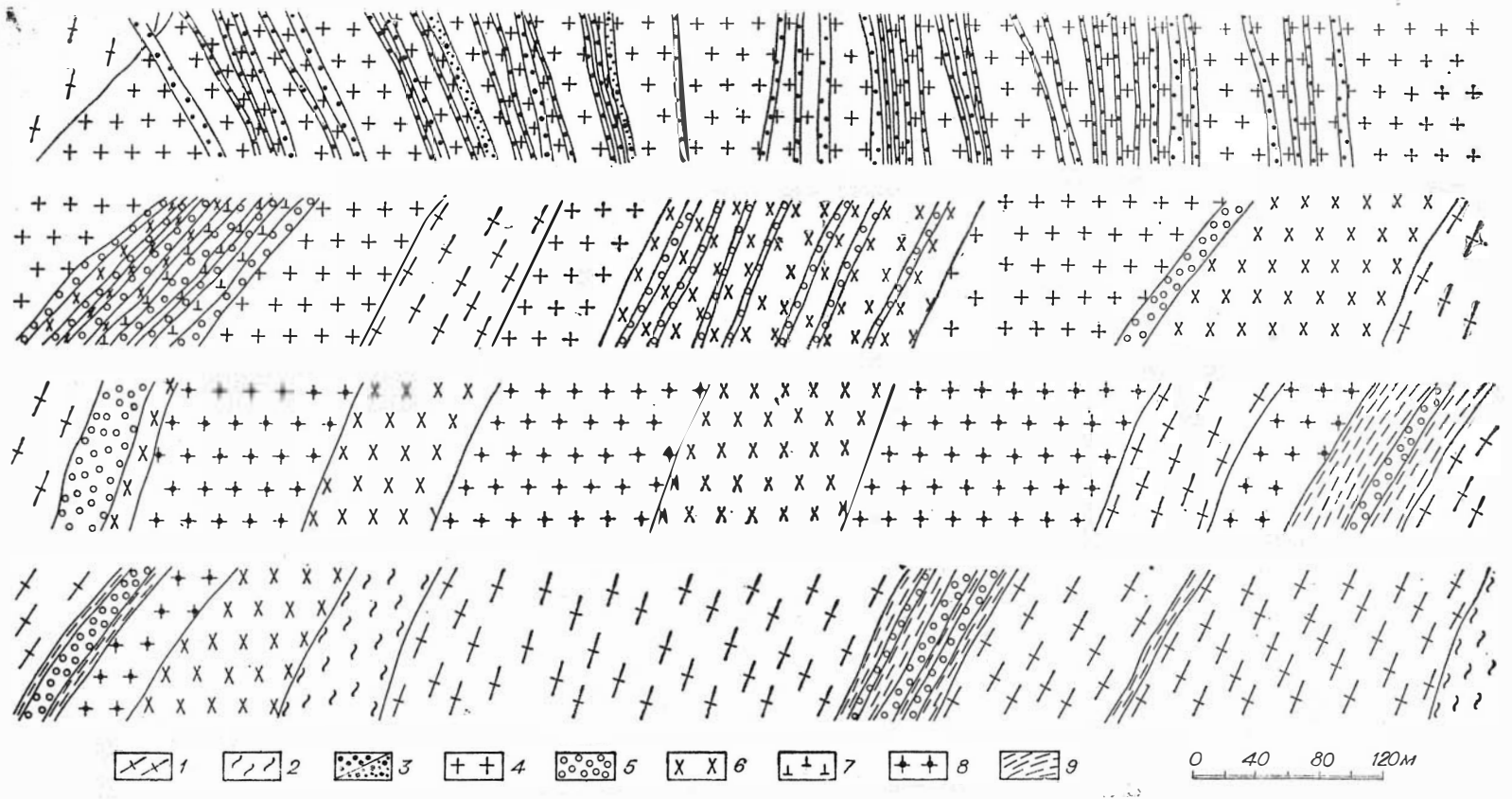


Рис. 36. Разрез по водоразделу рек Гетедей — Буйлюгем (в плане):

1 — гнейсо-граниты; *2* — мигматизированные биотитовые гнейсы; *3* — спессартиты, диоритовые порфириты (*а*); диориты (*б*); *4* — порфировидные биотитовые граниты; *5* — мелкозернистые гнейсо-граниты; *6* — кварцевые диориты, гранодиориты; *7* — порфиробластические породы; *8* — неравномернозернистые породы гранодиоритового состава; *9* — диафторированные породы.

межаются с гранодиоритами, кварцевыми диоритами, амфиболитами, гнейсами и др. Ассоциирующие в послойном чередовании породы то постепенно переходят одна в другую, то разделяются между собой границами. Это обстоятельство, а также характер структур, близкий минеральный состав и одинаковое поведение первичной полосчатости в различных гранитоидах, подчеркивающей изгибы контактовой поверхности, говорит о сингенетичности различных пород. Исключение составляют лишь массивные мелкозернистые аляскитовые граниты (р. Гетедей и р. Буйлюгем), которые занимают секущее положение как по отношению к упомянутым гранитоидам, так и к контактовым поверхностям массива. Они контролируются разломами, секущими гранитоиды Бугузунского массива, вдоль которых последние рассланцованы и милонитизированы. Аляскитовые граниты рассматриваются нами как производные более молодого герцинского гранитного комплекса, описание их дается в соответствующем разделе.

Изучение разрезов показало, что разнообразие пород Бугузунского массива обусловлено в первую очередь составом исходных пород. Так, породы гранодиоритового и диоритового состава, т. е. гранитоиды с повышенной основностью, ассоциируют с древними габброидами; неоднородные грубозернистые гнейсограниты и порфировидные биотитовые граниты ассоциируют обычно с биотитовыми гнейсами. В гранитоидах встречаются многочисленные реликтовые участки («скиалиты»), сложенные гнейсами, амфиболитами,

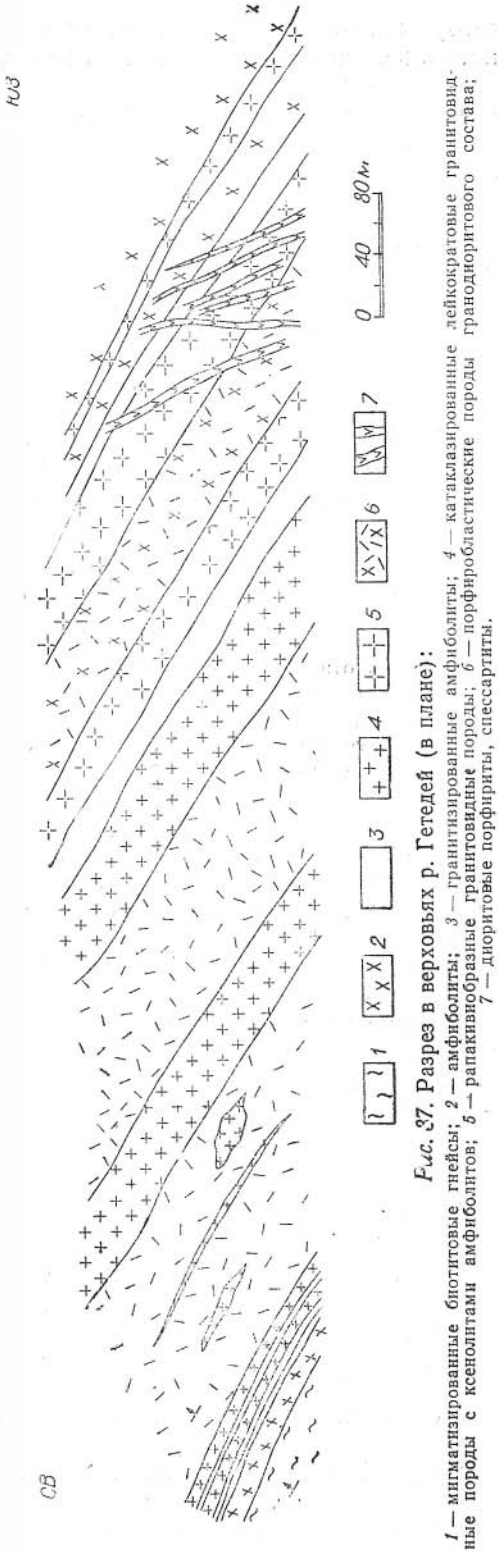


Рис. 37. Разрез в верховьях р. Гетедей (в плане):

1 — мигматизированные биотитовые гнейсы; *2* — амфиболиты; *3* — гранитизированные амфиболиты; *4* — катаклазированные лейкократовые гранитовидные породы с ксенолитами амфиболитов; *5* — рапакивиобразные гранитовидные породы; *6* — порфировидные породы гранодиоритового состава; *7* — диоритовые порфириты, спессартиты.

в которых гнейсовидность одинаково ориентирована с направлением, как кристаллизационной сланцеватости вмещающих метаморфических пород, так и гнейсовидности гранитоидов. Реликты вмещающих пород по простиранию иногда постепенно переходят в гранитоиды, как бы растворяясь в них. Размеры «скиалитов» варьируют от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров (в поперечнике). Наибольшее распространение и величину имеют реликтовые участки, сложенные древними габброидами.

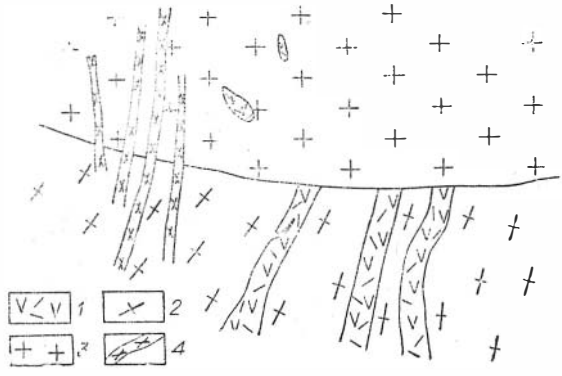


Рис. 38. **Взаимоотношение порфировидных биотитовых гранитов с гнейсо-гранитами (г. Черная):**

1 — реликтовые дайки габброидных пород; *2* — гнейсо-граниты; *3* — порфировидные биотитовые граниты; *4* — дайки спессартитов и диоритовых порфиритов.

В грубозернистых гнейсо-гранитах, слагающих г. Черную, встречены реликтовые дайки метаморфизованных габброидных пород (мощностью 1—5 *м*), характеризующиеся северо-восточным простиранием. Аналогичное простирание имеют дайкообразные тела амфиболитов, развитые во вмещающих массив гнейсах. Контакты реликтовых даек с гнейсо-гранитами резкие, прямолинейные. Вместе с тем, дайковые породы гранитизированы и пересекаются гнейсо-гранитами (рис. 38).

Породы, аналогичные породам реликтовых даек, слагают также «ксенолиты» в массивных биотитовых гранитах. Сами гнейсо-граниты и массивные граниты, в свою очередь, пересекаются многочисленными дайками диабазов и лампрофиров. Последние в отличие от пород реликтовых даек не несут признаков регионального метаморфизма и гранитизации, но содержат ксенолиты гранитных пород.

Наличие реликтовых даек, а также особенности внутреннего строения массива и согласное залегание его без нарушения структур вмещающих пород свидетельствуют о том, что перемещения магмы почти не происходило.

3. ВЫСОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ПОРОДЫ

Характеристику бугузунского комплекса, так же как и кубадринского, мы начинаем с описания метаморфических пород, поскольку высокотемпературный метаморфизм предопределяет образование гранитоидов.

Затем переходим к описанию ультраметаморфических пород — мигматитов и гнейсо-гранитов и уже только потом даем характеристику собственно магматических гранитоидных пород, которые завершают этот сложный ряд образований. Такая последовательность в описании пород позволяет, на наш взгляд, проследить отдельные этапы в истории формирования комплекса и подойти к выводу о его автохтонной природе.

Биотитовые кристаллические сланцы имеют темно-серый, почти черный цвет, обусловленный высоким содержанием биотита (до 60%), мелкозернистое строение и тонкополосчатое, линзовидно-полосчатое сложение. В них отчетливо выражена кристаллизационная сланцеватость, подчеркнутая ориентированным расположением чешуек биотита. Микроструктура биотитовых сланцев лепидогранобластовая. Андалузит и ставролитсодержащие кристаллические сланцы обладают порфиробластовым строением. Для силлиманитсодержащих сланцев свойственны фиброгранобластовые и фибролепидогранобластовые структуры.

Тонкополосчатое и линзовидно-полосчатое сложение пород обусловлено частым чередованием меланократовых и лейкократовых прослоев, а также наличием линзовидных лейкократовых участков, образовавшихся в процессе метаморфической дифференциации. Ширина полосок варьирует от 1 до 5 *мм*. Лейкократовые полосы сложены темно-серым олигоклазом (№ 22—26) и кварцем, образующими гранобластические агрегаты. Структура таких участков неоднородна, что определяется различной зернистостью минеральных компонентов. Меланократовые полосы сложены главным образом биотитом, с которым ассоциируют ставролит, андалузит, фибролит, мусковит, иногда гранат. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, рутилом; рудные — магнетитом.

Биотит темно-бурый, хлоритизирован или замещается фибролитом и мусковитом. $Nm = 1{,}642—1{,}648$ (железистость 49—52%). Химический состав биотита приведен в табл. 18 (ан. 476).

Ставролит встречается в сланцах, характеризующихся следующими минеральными ассоциациями: 1) плагиоклаз-кварц-биотит-ставролит-андалузит-фибролит; 2) плагиоклаз-кварц-биотит-ставролит-фибролит; 3) плагиоклаз-кварц-биотит-ставролит-андалузит. Минерал окрашен в лимонно-желтый цвет, образует порфиробласты неправильной формы со сложными очертаниями краев ($2V = —87°$). В большинстве случаев имеет скелетную форму и ситовидное строение. Иногда в нем встречаются включения плагиоклаза. По периферии зерен ставролит часто разъедается или замещается мусковитом и агрегатом серицита (рис. 39).

Андалузит образует крупные порфиробласты и развивается по ставролиту, биотиту или плагиоклазу, которые сохраняются в нем в виде реликтовых включений (рис. 40). $2V = —88°$, $Ng = 1{,}644 \pm 0{,}002$; $Nm = 1{,}639 \pm 0{,}002$; $Np = 1{,}635 \pm 0{,}002$. Наиболее типичный парагенезис андалузита: андалузит-ставролит-силлиманит-плагиоклаз-кварц-биотит (с общей железистостью 48—50%).

Силлиманит встречается в виде тонких игл фибролита, образующего спутанно-волокнистые агрегаты, пронизывающие биотит, андалузит, плагиоклаз и кварц (рис. 41). Фибролит часто замещается мусковитом (рис. 42). Показатели преломления минерала: $Ng = 1{,}674 \pm 0{,}002$, $Nm = 1{,}655 \pm 0{,}002$, $Np = 1{,}652 \pm 0{,}002$.

Кроме описанных биотитовых сланцев, слагающих периферическую зону метаморфизма и содержащих андалузит, ставролит, силлиманит, встречены магнетит-гранат-биотитовые сланцы, которые образуют линзовидные участки в гнейсах. В составе этих сланцев отмечается довольно высокое содержание мелкозернистого граната (до 15%), с которым ассоциируют крупные (до 0,5 *см*) порфиробласты магнетита (рис. 43).

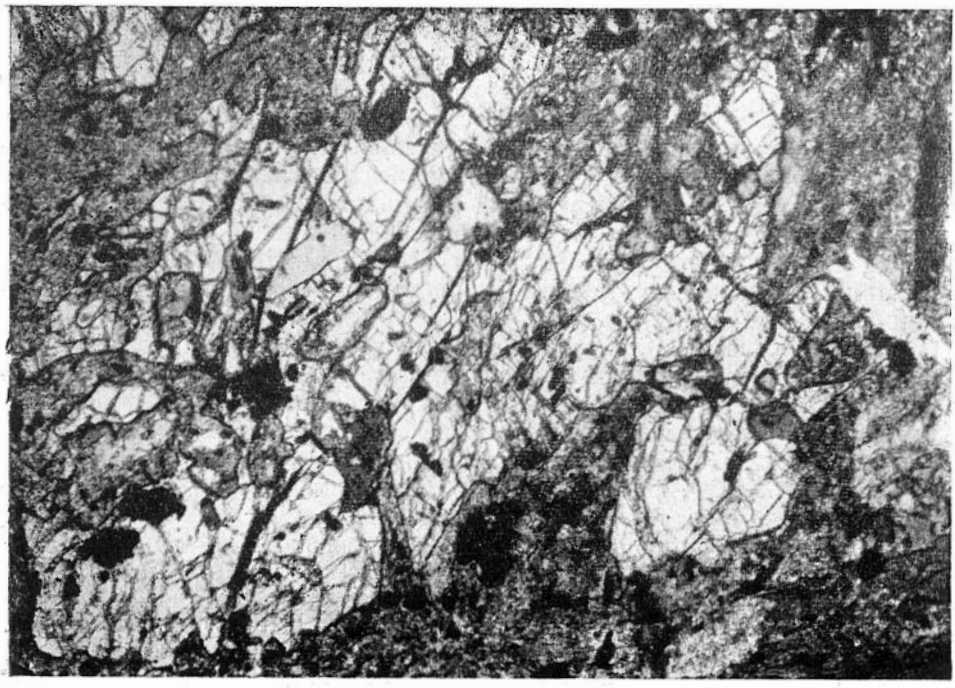


Рис. 39. Порфиробласт ставролита (светлое) в кристаллическом сланце. (Ув. 3,7×17, без анализатора.).

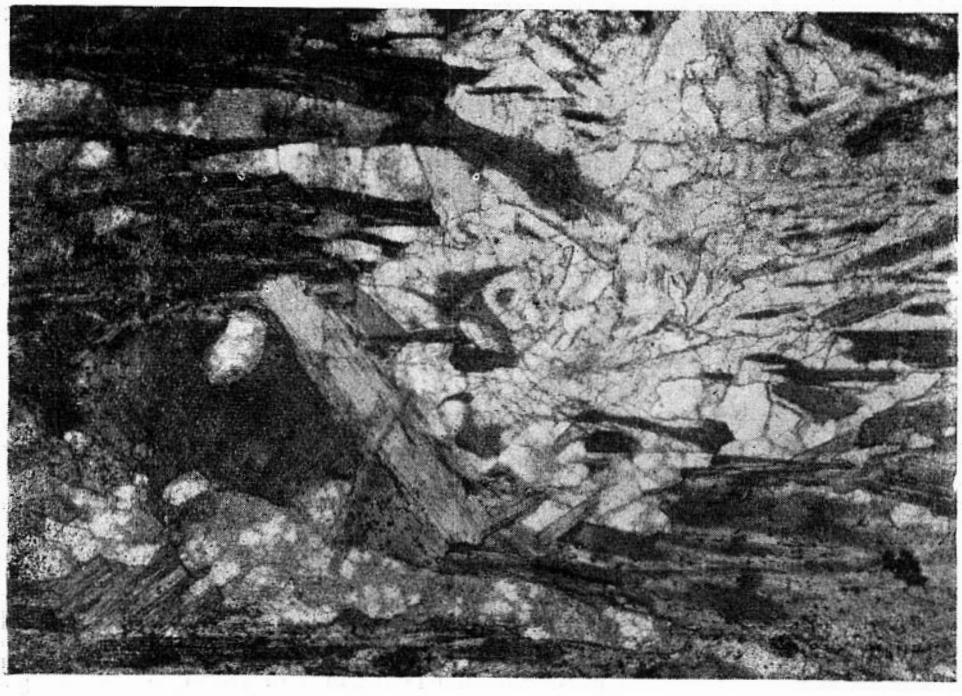


Рис. 40. Кристаллический сланец. Порфиробласт андалузита, развивающийся по биотиту. (Ув. 3,7×17, без анализатора.)

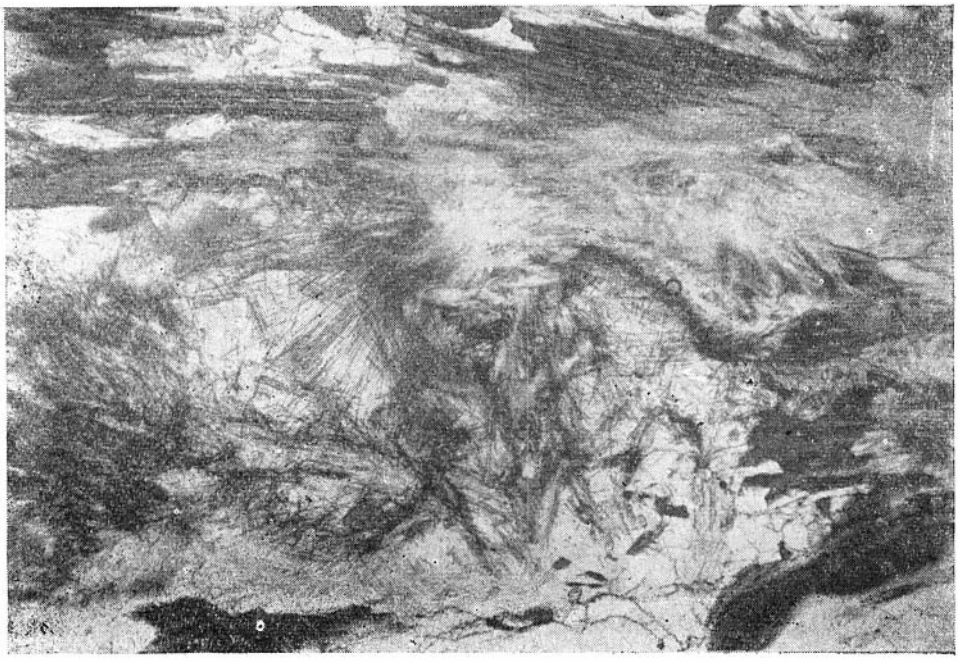


Рис. 41. Развитие фибролита по биотиту в кристаллическом сланце. (Ув. 3,7×17, без анализатора.)

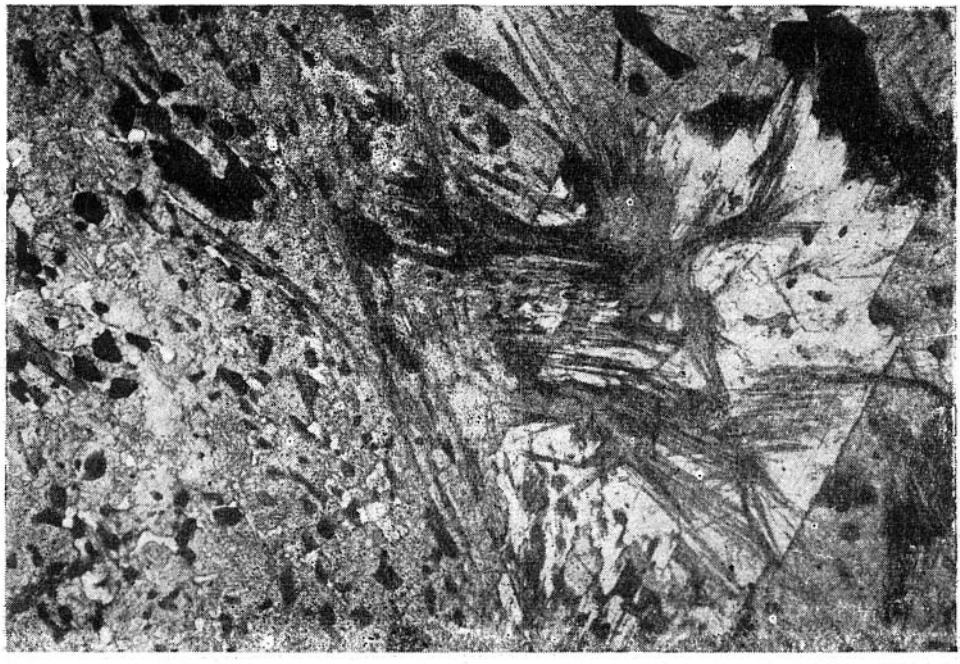


Рис. 42. Развитие фибролита по андалузиту (слева), замещение фибролита мусковитом (справа). (Ув. 3,7×17, без анализатора.)

Таблица 18

Химический состав биотитов* (вес. %)

Окислы	Крупнозернистый биотитовый гнейс	Крупнозернистый биотитовый гнейс	Крупнозернистый биотитовый гнейс с силлиманитом	Мелкозернистый биотитовый кристаллич. сланец с андалузитом, ставролитом и силлиманитом
	номера анализов			
	48	12	106*а*	476
SiO_2	33,79	34,40	34,71	35,98
TiO_2	0,93	0,99	0,90	2,00
Al_2O_3	20,10	21,58	22,41	22,00
Fe_2O_3	3,07	4,10	3,23	8,00
FeO	17,63	15,79	15,28	9,43
MnO	0,21	0,29	0,28	0,22
MgO	8,84	9,71	9,49	10,23
CaO	0,82	0,45	0,45	н/о
Na_2O	0,011	0,026	0,03	0,98
K_2O	4,85	4,94	6,81	6,74
P_2O_5	0,038	0,46	0,02	Не опр.
H_2O	0,75	0,58	0,76	0,19
П. п. п.	8,55	6,28	5,47	4,05
Сумма	99,58	99,60	99,84	99,85
Fe(Fe+Mg)	54	50	49	
$\frac{Al_2O_3}{K_2O+Na_2O}$	3,8	4,1	3,0	

* Химические анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР. Аналитик А. В. Ефремова. Кристаллохимические формулы биотита (пересчет по методу В. С. Соболева, 1949).

106*а* $(K_{0,63}Ca_{0,03}Na_{0,04})_{0,70}$ $(Mg_{1,03}Fe^{+2}_{0,57}Mn_{0,02}Fe^{+3}_{0,18}Al_{0,47})_{2,27}$ $[OH]_2$ $\boxed{Al_{1,46}Ti_{0,05}Si_{2,54}O_{10}}$; 476 $(K_{0,62}Na_{0,14})_{0,76}$ $(Mg_{1,11}Fe^{+2}_{0,57}Mn_{0,01}Fe^{+3}_{0,44}Al_{0,50})_{2,63}$ $[OH]_2$ $\boxed{Al_{1,38}Ti_{0,11}Si_{2,62}O_{10}}$.

Гранат и магнетит приурочены к полосам, сложенным обесцвеченным биотитом и возникают, вероятно, за счет разложения его.

Крупнозернистые биотитовые гнейсы по внешнему виду представляют светло-серые породы, отличающиеся от описанных выше сланцев большей монолитностью, лейкократовым характером и неоднородным сложением, обусловленным наличием сегрегаций и довольно широких полос (2—3 *см*) кварца, полевого шпата или биотита (рис. 44). В отличие от кристаллических сланцев, в составе этих пород отсутствует ставролит. Кроме того, им свойственно более высокое содержание мусковита и наличие кварц-мусковитых «шлир».

Гнейсы сложены плагиоклазом, кварцем, биотитом, мусковитом, с которыми иногда ассоциируют силлиманит, гранат, альмандин, кордиерит и андалузит. Гнейсы с кордиеритом, альмандином и силлиманитом, в отличие от гнейсов, содержащих андалузит, развиты в зоне, непосредственно примыкающей к Бугузунскому гранитоидному массиву.

Под микроскопом плагиоклаз кварц и биотит образуют мелкозернистые мономинеральные обособления грано и лепидобластового строения или встречаются в виде крупных (2—3 *мм*) зерен с многочисленными включениями более мелких зерен такого же состава. Характерны бластические агрегаты, сложенные изометричными зернами плагиоклаза, угасающими неодновременно, и представляющие проме-

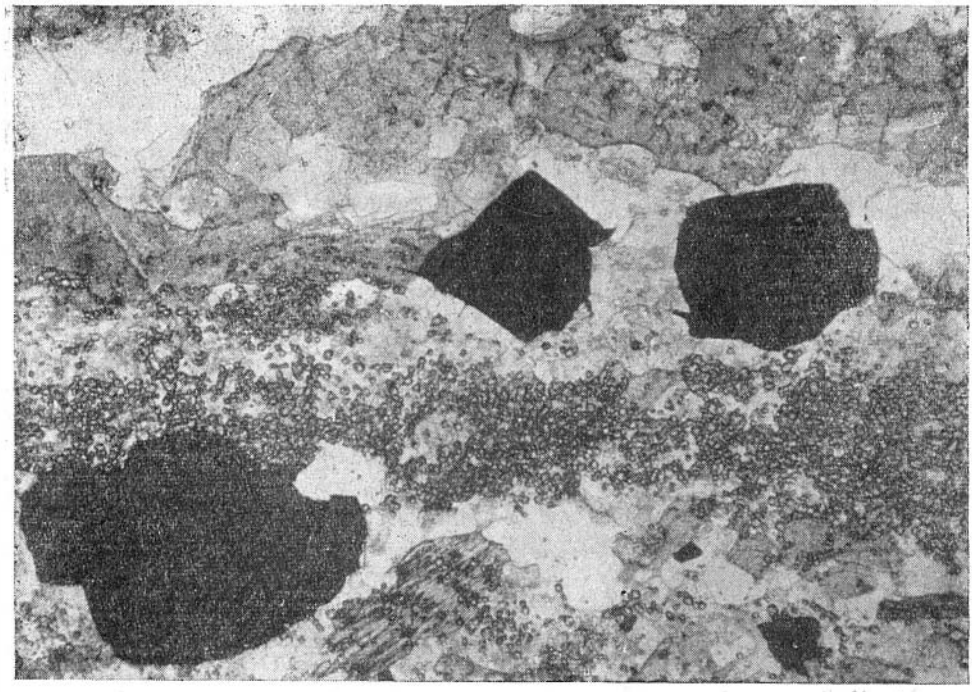


Рис. 43. Образование мелкозернистого граната и порфиробласт магнетита по биотиту. (Ув. 3,7×17, без анализатора.)

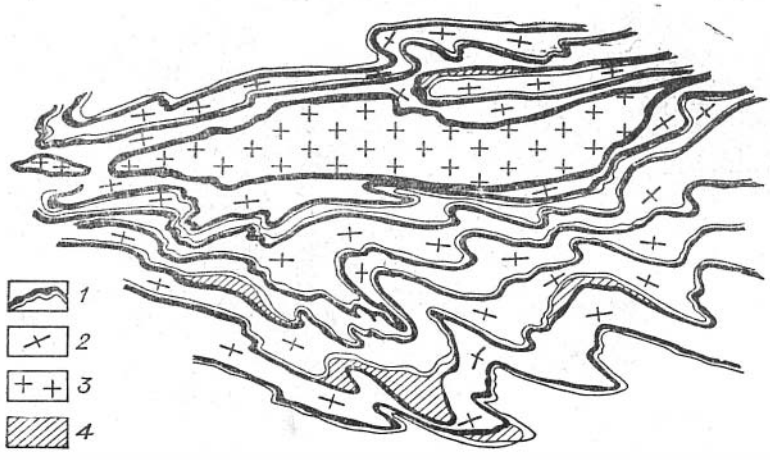


Рис. 44. Проявления метаморфической дифференциации и селективного плавления в гнейсах (р. Кочкор-Лу):

1 — биотитовые породы (иногда с силлиманитом, альмандином и др.); *2* — кварцево-плагиоклазовые метаморфические породы; *3* — магматические аплитовидные плагиограниты; *4* — кварцево-плагиоклазовые породы, частично расплавленные.

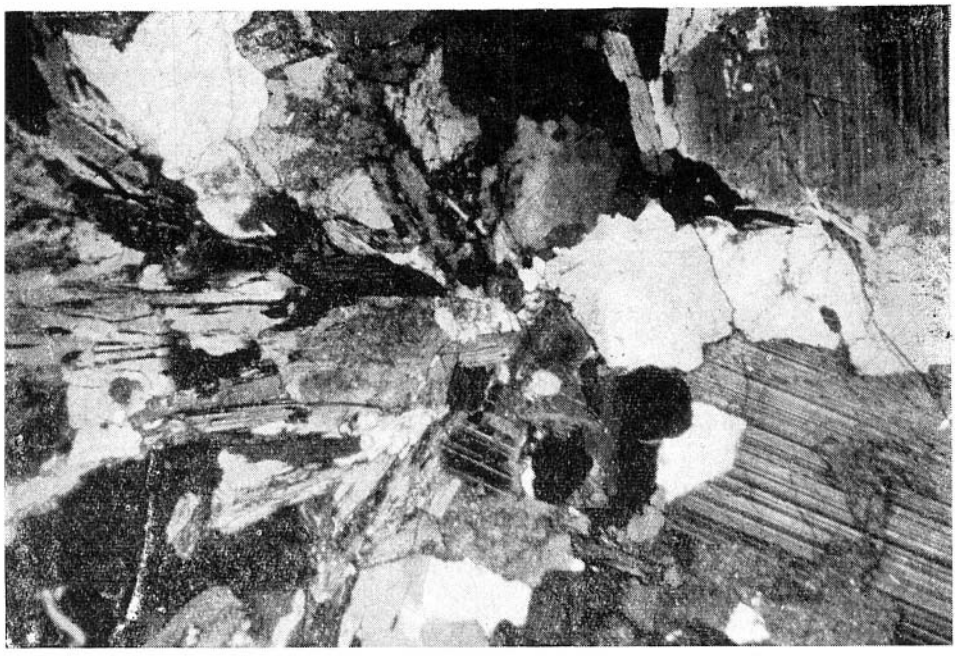


Рис. 45. Зональный плагиоклаз в биотитовом гнейсе. (Ув. 3.7×17, с анализатором.)

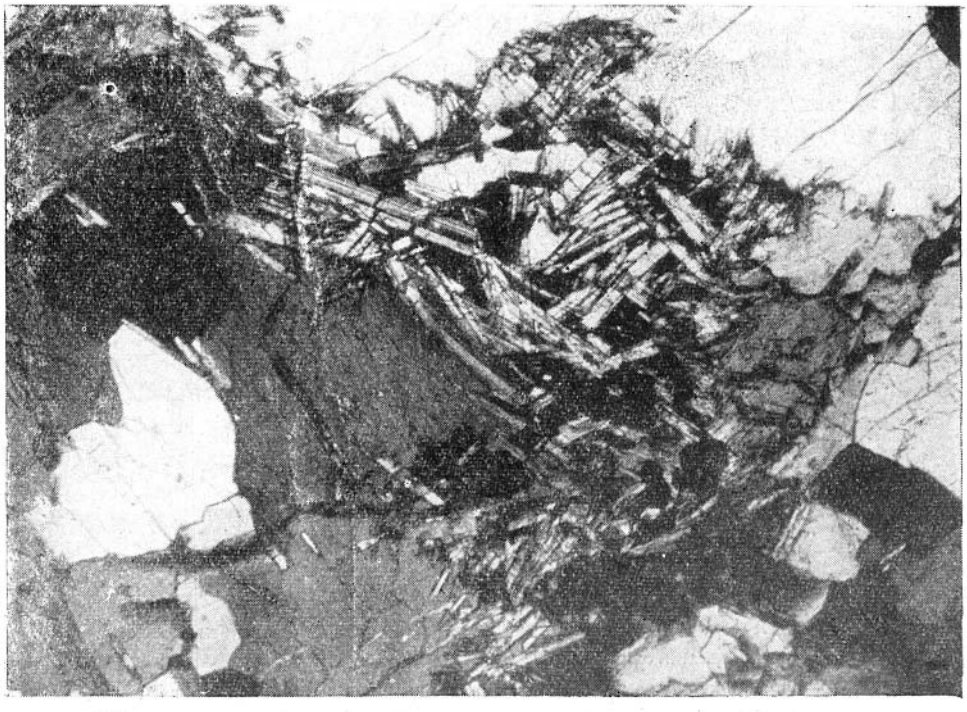


Рис. 46. Биотитовый гнейс. Развитие силлиманита и магнетита по биотиту. (Ув. 3,7×17, без анализатора.)

жуточные стадии в образовании крупных порфиробласт (размер зерен достигает 3—5 *мм*). Последние обладают неправильной, почти изометричной формой, характеризуются зазубренными очертаниями краев и интенсивно серицитизированы (серицит распределен по зерну пятнами).

В более метаморфизованных породах зерна плагиоклаза приобретают уже слабо выраженные кристаллографические очертания. Наблюдается зональность. Границы между зонами расплывчатые (рис. 45). Плагиоклаз имеет идиоморфные очертания, обычно лишен продуктов разложения, свободен от включений, полисинтетически сдвойникован и по составу отвечает олигоклазу. Кварц представлен тремя генерациями. Более мелкие изометричные зерна сдавлены, трещиноваты и вместе с плагиоклазом и биотитом образуют гранобластовые агрегаты. Это кварц первой генерации. Кварц второй генерации встречается в виде лапчатых зерен, цементирующих плагиоклаз и характеризующихся наличием «каймы», состоящей из более мелких зерен. Кварц третьей генерации образует идиоморфные кристаллы, встречающиеся в виде включений в плагиоклазе.

Биотит слагает меланократовые полосы и пятна. Крупные чешуйки его плеохроируют в коричневых тонах и содержат включения апатита, циркона и магнетита. Биотит, кроме того, встречается в виде мелких чешуек, развивающихся по трещинкам в плагиоклазе и кварце, $Nm = 1{,}642 \pm 1{,}650$ (железистость — 49—54%). Химический состав биотитов из крупнозернистых гнейсов см. в табл. 18. По биотиту развивается силлиманит (рис. 46), мусковит и хлорит. Иногда в ассоциации с хлоритизированным биотитом и магнетитом встречаются хорошо

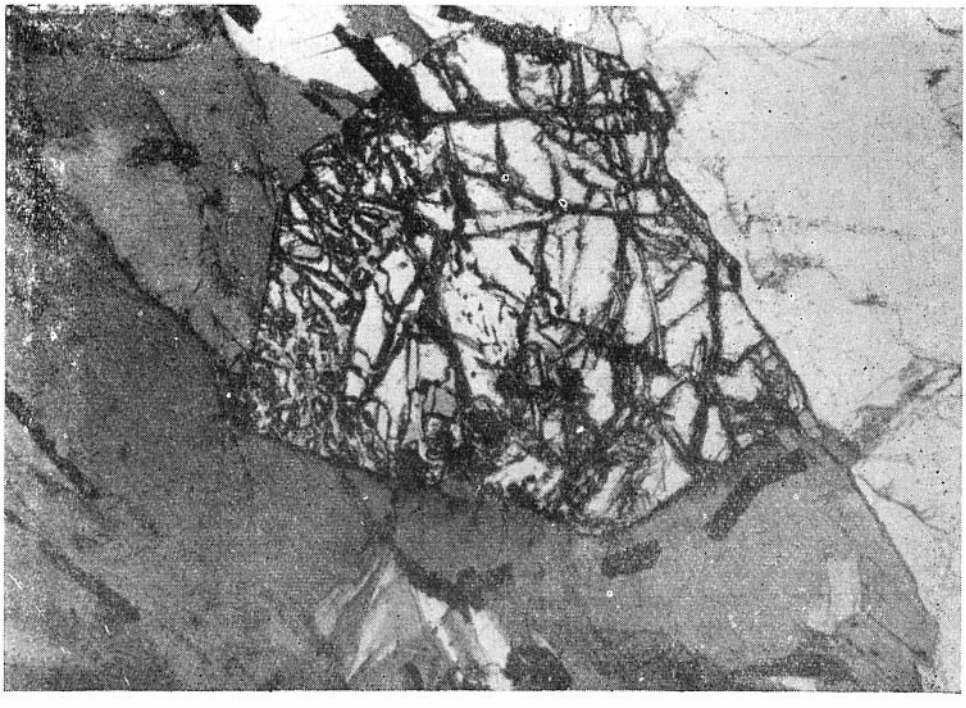


Рис. 47. Порфиробласт альмандина в биотитовом гнейсе. (Ув. 3,7×17, без анализатора.)

Таблица 19

Химический состав гнейсов и кристаллических сланцев (анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГиГ СО АН СССР)

№ проб	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	S	п. п. п.	Сумма
476	56,30	0,73	20,02	1,80	6,89	0,13	4,23	1,40	1,83	3,77	0,25		0,03	2,35	99,7
462	63,28	0,87	17,21	1,15	5,68	0,17	2,95	2,17	2,34	2,80	0,25		0,05	1,18	100,10
450б	49,19	1,21	19,13	2,91	8,55	0,27	6,49	2,68	1,70	4,78	0,38		0,02	1,45	98,77
128д	71,89	0,29	14,54	0,46	2,90	0,12	1,25	2,88	2,90	1,28	0,18		0,02	0,58	99,29
12	72,01	0,55	12,12	1,06	3,80	0,12	2,76	0,82	2,43	1,97	0,12	0,18	Сл.	2,63	100,57
106г	56,67	1,15	18,72	1,68	7,26	0,10	5,33	1,29	1,35	3,89	0,17	0,22	Сл.	2,80	100,63
106д	62,93	0,72	16,56	1,26	5,96	0,072	4,18	0,92	1,62	2,77	0,16	0,19	Сл.	2,29	99,63
134	64,48	0,64	15,68	1,59	4,26	0,09	2,82	1,41	3,23	2,77	0,17	0,12	Сл.	2,35	99,61
111д	76,38	0,63	10,68	0,87	2,76	0,174	1,87	1,58	2,16	0,96	0,11	0,10	0,023	1,55	99,84

Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому)

№ проб	*a*	*c*	*b*	*S*	*a'*	*c'*	*f'*	*m*	*n*	*t*	φ	*Q*	*a/c*
476	8,9	1,6	27,8	61,7	47,8	—	27,9	24,4	42,0	0,9	5,1	+4,0	5,5
462	8,8	2,6	18,8	69,8	43,9	—	31,0	25,1	55,2	1,0	4,9	+19,4	3,4
450б	10,5	3,2	29,9	56,4	27,9	—	35,9	36,1	34,6	1,8	8,1	—11,4	3,3
128д	8,1	3,4	9,1	79,3	43,5	—	34,0	22,5	77,0	0,3	4,3	+39,2	2,4
12	7,7	0,9	14,4	77,0	39,9	—	30,0	30,1	65,0	0,6	6,2	+38,2	9,5
106г	8,1	1,4	29,0	61,5	43,4	—	27,4	29,2	34,9	1,6	4,9	+5,4	7,1
106д	7,1	1,0	24,6	67,3	47,3	—	25,9	26,8	46,4	0,9	41,6	+19,4	7,1
134	10,8	1,7	16,0	71,5	38,7	—	32,9	28,4	63,4	0,7	8,2	+19,8	6,7
111д	5,9	1,8	10,4	81,9	38,3	—	33,3	28,4	76,1	0,6	7,4	+50,3	3,3

Примечания: 476 — мелкозернистый кристаллический кварц-плагиоклаз-биотитовый сланец с андалузитом, ставролитом и силлиманитом, р. Бугузун; 462 — крупнозернистый двуслюдяной гнейс, р. Кочкор-Лу; 450б — меланократовый биотитовый сланец, р. Гетедей; 128 д — порфиробластический лейкократовый плагиогнейс, р. Кочкор-Лу; 12 — то же, р. Бугузун; 106г — крупнозернистый плагиогнейс с силлиманитом, р. Кочкор-Лу; 106 д — то же, р. Кочкор-Лу; 134 — крупнозернистый плагиогнейс, р. Кочкор-Лу; 111 д — порфиробластический плагиогнейс р. Кочкор-Лу.

ограненные крупные зерна граната. Гранат (n=1,780) изотропный, бледно-розовый или бесцветный, разбит трещинами, выполненными хлоритом. Более мелкие зерна граната нацело замещаются хлоритом; форма зерен граната при этом сохраняется (рис. 47).

Кордиерит (2 V=72°, Ng=1,545±0,002, Np=1,535±0,002) ассоциирует с фибролитом, андалузитом и гранатом. Развивается по биотиту, образуя порфиробласты, переполненные включениями, вокруг которых отмечаются лимонно-желтые ореолы. Обычно кордиерит замещается пенитом. Иногда по нему развивается фибролит. Мусковит крупночешуйчатый, развивается вдоль спайности в биотите или располагается поперек чешуек последнего. Турмалин встречается в интерстициях зерен плагиоклаза и кварца или по трещинкам в них. Зональный: центральные части представлены грязно-зеленовато-коричневой разновидностью, а периферические — синевато-зеленой. Мелкие призмы турмалина, содержащие газово-жидкие включения и окрашенные в коричневый цвет, встречаются в виде редких включений в плагиоклазе. Апатит, образующий призматические или неправильные округлые зерна, приурочен к трещинкам в кварце и плагиоклазе или содержится в виде включений в биотите.

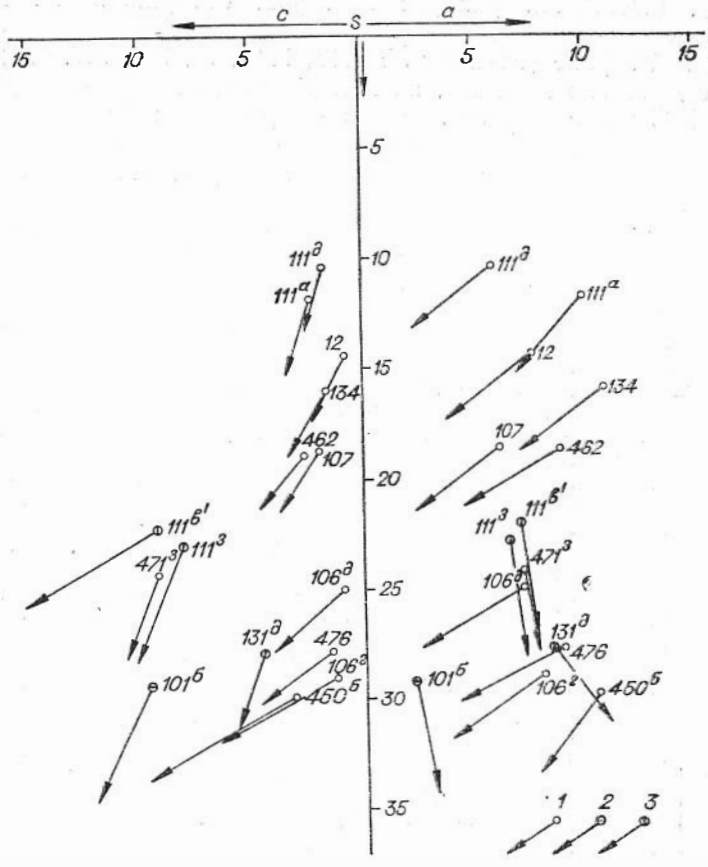


Рис. 48. Диаграмма химических составов метаморфических пород:

1 — биотитовые плагиогнейсы; *2* — слабо измененные габбронориты; *3* — амфиболиты.

Частота встречаемости (в %) различных

Содержание, %	Pb	Sn	V	Ga	W	Cr	Ge	Ni	Bi	Ba	Mo
0,05—0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	40	—
0,01—0,05	—	—	—	—	—	85	—	—	—	60	—
0,005—0,01	—	—	100	—	—	—	—	70	—	—	—
0,001—0,005	—	—	—	100	3	15	—	30	—	—	—
0,0005—0,001	100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,0001—0,0005	—	60	—	—	—	—	40	—	10	—	—
Не обн.	—	40	—	—	97	—	60	—	90	—	100

Химический состав кристаллических сланцев и гнейсов приведен в табл. 19. Всем анализируемым породам свойственна пересыщенность глиноземом и почти равное количество щелочей. Содержание кремнекислоты и фемических компонентов в них резко колеблется. На петрохимической диаграмме, построенной по методу А. Н. Заварицкого (рис. 48), отмечается разброс векторов, отображающих химический состав метаморфических пород. Среди них можно выделить две группы. К первой группе (анализы № 111а, 111д, 12, 134, 107, 462) относятся породы с довольно высоким, но изменчивым, количеством кремнекислоты (63—76%) и с незначительным содержанием фемической составляющей. Среди щелочей натрий преобладает над калием. На петрохимической диаграмме начальные точки векторов, отображающих состав

Результаты спектрального анализа

Элементы	Содержа			
	Порода	Плагиоклаз (9)	Кварц (6)	Биотит (27)
W	0—0,002*	0—0,008	0,002*	Не обн.
Be	0—0,0005	0,0008—0,005	0,0003—0,001	0,001—0,01
Li	0—0,01	Не обн.	Не обн.	0—0,08
Ba	0,03—0,3	0,02	»	0,01—0,05
Sr	0,01—0,08	0,03—0,1	»	Не обн.
Zr	0,002—0,008	0,0006—0,0001	0—0,002	0,005—0,01
Y	0,001—0,005	Не обн.	0,001	0,0002—0,008
Yb	0,0001—0,0005	Не обн.	0—0,0003	0,0001—0,0008
La	0—0,003	0—0,001	Не обн.	0,001—0,005
Ce	Не обн.	Не обн.	»	Не обн.
Nb	0—0,0007	Не обн.	0—0,0005	0—0,0065
Cu	0,003—0,008	0,0003—0,00	0,0003	0,0002—0,008
Pb	0,0005—0,001	0,002—0,005	0,0003—0,001	0,0003
Zn	0,003—0,001	0,002	0,001—0,005	0,002—0,01
Ga	0,002	0,0005—0,002	0—0,001	0,0003—0,002
Ge	0—0,0001	Не обн.	Не обн.	0—0,0001
Sn	0—0,0003	0—0,0001	»	0,0003
Sc	0,0003—0,001	Не обн.	»	0,002
Mo	Не обн.	0—0,008	0—0,002	Не обн.
V	0,006—0,02	0,003	Не обн.	0,005—0,02
Cr	0,001—0,03	Не обн.	0—0,0005	0,005—0,03
Ni	0,003—0,008	»	0—0,002	0,001—0,02
Co	0,003	»	Не обн.	0,0002—0,002
Ti	0,2—1,0	0,001—0,01	0,008—0,3	0,1—0,8
Mn	0,05—0,3	0,005—0,1	0,002—0,01	0,02—0,1

Примечания. 1. Цифры в скобках (после названия минерала)
2. Звездочками отмечены элементы, обнаруженные

Таблица 20

содержаний элементов-примесей в гнейсах

Li	Zr	Zn	Sc	Co	Sr	Cu	La	Ce	Y	Yb	Nb	Be
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	100	—	—	—	—	—	—	—
60	70	90	—	—	—	30	—	—	—	—	—	—
10	30	10	80	100	—	70	85	—	100	—	—	—
—	—	—	15	—	—	—	—	—	—	—	60	—
—	—	—	5	—	—	—	—	—	—	100	—	70
30	—	—	—	—	—	—	15	—	—	—	40	30

этих пород, занимают самое верхнее положение в плоскости ASB. По структурным особенностям и минеральному составу эти породы соответствуют крупнозернистым порфиробластическим лейкократовым гнейсам.

Ко второй группе (анализы № 476, 450б) относятся меланократовые кристаллические сланцы, которым, наоборот, свойственно более низкое содержание кремнекислоты и более высокое количество глинозема, железа и магния. Среди щелочей калий значительно преобладает над натрием.

О содержании акцессорных элементов в гнейсах дают представление полуколичественные спектральные анализы (более 300), которые

Таблица 21

минералов из метаморфических пород

ние, %

Мусковит (12)	Ставролит (2)	Андалузит (2)	Апатит (3)	Магнетит (2)	Турмалин (8)
0,002*	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
0,0002	0,0001	0,0001	0,001	„	0—0,0005
0—0,005	0,02	0,02	Не обн.	„	Не обн.
0,02—0,08	Не обн.	0,02	„	„	„
Не обн.	„	Не обн.	„	„	„
0—0,001	0,003	0,01	0,005	0,001	0,003—0,01
0,0003—0,003	0,0008	0,002	0,3	Не обн.	0,002
0—0,0003	0,0002	0,0003	0,03	„	0,0002
0—0,002	Не обн.	Не обн.	0,05	„	0—0,001
Не обн.	„	„	0,2	„	Не обн.
0,0005—0,001	„	„	Не обн.	„	„
0,0001—0,001	0,003	0,0005	0,0001	0,003	0,0006
0,0001—0,0006	0,0002	0,0002	Сл.	0,0005	0—0,0008
0—0,003	0,8	0,001	Не обн.	0,03	0,008—0,05
0,0003—0,001	0,01	0,002	„	0,001	0,0008—0,003
Не обн.	Не обн.	0,0002	„	0,0003	Не обн.
0,0003	„	Не обн.	„	Не обн.	0—0,0001
0,002	„	0,003	„	„	0,002
0,0003	„	Не обн.	„	„	0—0,0005
0,006—0,03	0,004	0,008	„	0,01	0,01—0,05
0,002	0,02	0,02	„	0,0005	0,001—0,2
0—0,0001	0,01	0,001	„	0,002	0,0001—0,0005
0—0,0001	0,01	0,0001	„	0,0008	0—0,005
0,1	0,1	0,05	0,02	0,05	0,3
0,005—0,01	0,5	0,01	0,02	0,01	0,06—0,1

обозначают количество анализов, в единичных пробах.

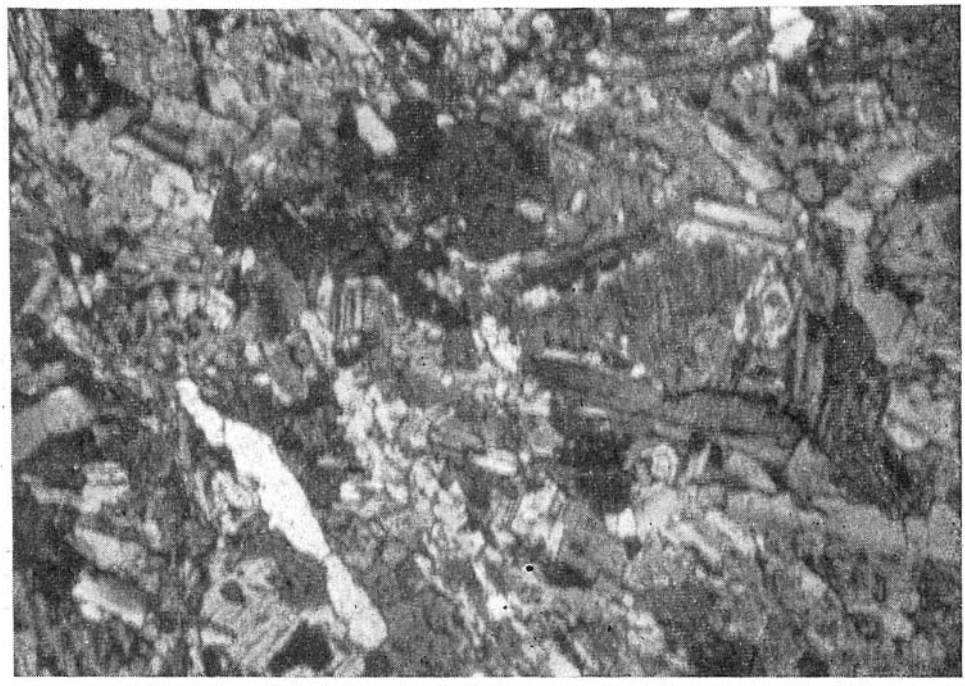


Рис. 49. Амфиболит. Диабластическая структура. (Ув. 3,7×17, с анализатором.)

Рис. 50. Реликтовые участки с бластоофитовой структурой в амфиболите. (Ув. 3,7×17, с анализатором.)

производились в Институте геологии и геофизики СО АН СССР на ДФС-13 аналитиком Л. Г. Изюмовой (табл. 20). В гнейсах постоянно присутствуют элементы Pb, V, Ga, Cr, Ni, Cu, Ba, Zr, Zn, Sc, Co, Sr, Y, Yb; значительно реже устанавливаются Sn, Li, La, Nb, Be, Ge и лишь в единичных пробах Bi, W. В мономинеральных фракциях, выделенных из гнейсов, обнаружены Mo и Ce (табл. 21).

Амфиболовые гнейсы представляют собой породы мелкозернистого строения с гнейсовидной структурой; характеризуются чередованием лейкократовых и меланократовых полос. Микроструктурные особенности их заключаются в сочетании грано-, немато- и лепидобластовой или пойкило-порфиробластовой структур.

Главными минералами амфиболовых гнейсов являются олигоклаз-андезин (№ 28—32), роговая обманка, а в измененных разновидностях появляются кварц и биотит. Акцессории — сфен, титаномагнетит, апатит, реже циркон. Вторичные минералы — актинолит, эпидот, скаполит, карбонат, хлорит. Количество плагиоклаза составляет 30—50%, содержание цветных минералов варьирует от 20 до 40%. Среди амфиболовых гнейсов, в зависимости от преобладания того или иного темноцветного минерала, выделяются собственно амфиболовые и биотит-амфиболовые разновидности.

Амфиболиты — темно-зеленые, почти черные, средние и мелкозернистые породы массивного, иногда гнейсовидного сложения. Структура нематогранобластовая, пойкило-порфиробластовая, диабластическая (рис. 49), и лишь иногда отмечаются участки с реликтовым бластоофитовым строением (рис. 50). Главными породообразующими минералами являются амфибол (40—70%) и плагиоклаз (30—40%). Акцессорные минералы — апатит, сфен, магнетит, редко циркон. В измененных амфиболитах появляются в незначительных количествах биотит, кварц, актинолит, эпидот, сульфиды. В зависимости от соотношения темноцветных минералов среди амфиболитов различаются амфиболовые и биотит-амфиболовые разновидности.

Плагиоклаз представлен андезин-олигоклазом (№ 22—26), по которому часто развивается скаполит. Роговая обманка ($Ng=1{,}685$—$1{,}687$; $Np=1{,}662$—$1{,}667$; $2V=65$—$83°$; $c:Ng=18$—$20°$) образует порфиробласты удлиненной формы, ориентированные субпараллельно другим минералам, слагающим основную массу. Последнее, очевидно, связано с интенсивным тектоническим движением во время перекристаллизации. В гранитизированных амфиболитах наблюдается замещение роговой обманки биотитом и кварцем. В результате развития кварца по амфиболу образуются симплектитоподобные срастания. В амфиболитах, подвергшихся регрессивному метаморфизму, преобразование происходит с возникновением альбита, актинолита, эпидота, хлорита, кальцита, сфена и магнетита.

Химический состав амфиболитов характеризуется анализами 471з, 111з, 131в, 131д (табл. 22) на петрохимической диаграмме (см. рис. 50), векторы, отображающие состав амфиболитов, располагаются в поле габброидных пород.

Физико-химические условия формирования метаморфических пород

Главными породообразующими минералами кристаллических сланцев являются кварц, плагиоклаз, биотит, ставролит, андалузит, гранат и силлиманит. Наиболее характерными минеральными ассоциациями

Таблица 22

Химический состав амфиболитов

№ проб	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	S	п. п. п.	Сумма
471з	46,62	3,63	18,02	5,60	8,01	0,24	5,14	8,46	2,23	1,26	0,80	0,10	—	0,44	100,55
111з	51,35	1,18	16,26	5,78	4,10	0,19	6,73	7,71	1,95	1,20	0,13	0,21	сл.	2,80	99,59
131д	49,98	2,98	13,28	3,97	7,38	0,46	5,73	9,83	2,83	1,57	0,20	0,14	сл.	2,25	100,60
131в	62,47	0,60	15,39	1,79	3,73	0,20	4,48	3,43	3,50	1,08	0,25	0,15	сл.	2,44	99,51

Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому)

№ проб	*a*	*c*	*b*	*S*	*a'*	*c'*	*f*	*m*	*n*	*t*	φ	*Q*	*a/c*
471з	7,1	9,3	24,2	59,4	—	6,9	55,1	38,0	71,4	5,4	20,9	−2,7	0,7
111з	6,5	8,2	22,9	62,4		6,9	41,3	51,9	71,1	1,7	22,5	+3,9	0,8
131д	8,4	4,6	27,8	59,2		26,2	39,2	34,6	72,6	0,9	12,3	−3,0	1,8
131в	9,2	4,1	15,7	71,0	18,9	—	32,8	48,3	82,4	0,8	9,5	+18,4	2,2

Примечания: 471з — амфиболит, р. Буйлюгем; 111з — амфиболит, р. Кочкор-Лу; 131д, 131в — амфиболиты, метасоматически измененные, р. Кочкор-Лу. Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР.

гнейсов являются кварц-плагиоклаз-биотит (силлиманит) и кварц-плагиоклаз-биотит-кордиерит-силлиманит. Породообразующими минералами амфиболитов являются андезин и роговая обманка.

Как видно, минеральные ассоциации метаморфических пород соответствуют амфиболитовой фации (по Рамбергу, 1962; Тернеру, 1961 и др.). О высокотемпературных условиях метаморфизма свидетельствуют наличие силлиманита, возникающего при температуре не ниже 600° (Соболев, 1965) и степень железистости биотита, достигающая 50—55% (Другова, Бугрова, 1964). Принадлежность метаморфических пород к амфиболитовой фации подтверждается также наличием анатектических плагиопегматитов, формирующихся при температуре не менее 700° (Yoder, 1958). Эта температура отражает условия амфиболитовой фации. Амфиболиты образовались в результате метаморфизма древних доордовикских габбро-норитов и габбро-диабазов, а кристаллические сланцы и гнейсы — в результате метаморфизма осадочных пород.

Возраст метаморфических пород

Вопрос о возрасте метаморфических пород Юго-Восточного Алтая вообще и изученного нами района в частности решается неоднозначно. В. А. Обручев (1915), Н. И. Горностаев (1937) и Г. Д. Афанасьев гнейсы Курайского хребта считали докембрийскими образованиями. В. П. Нехорошев предполагал, что метаморфизму подверглись отложения нижнего палеозоя. Верхняя возрастная граница метаморфических пород, по его мнению, должна быть не моложе верхнего силура, а нижняя граница имеет альгонский возраст. Позднее В. П. Нехорошев (1950) отнес эти гнейсы к производным контактового метаморфизма герцинских гранитоидов. К аналогичному выводу пришли Н. Н. Амшинский (1952), А. Л. Бурухин и др.

Совершенно иные соображения о возрасте метаморфических пород были высказаны В. А. Кузнецовым (1963), который считал, что формирование гнейсов в Курайском хребте связано с раннекаледонскими движениями и возраст метаморфизма определяется как нижнесилурийский. В последнее время представления о раннекаледонском возрасте метаморфических пород развивались и поддерживались целым рядом исследователей юго-восточной части Горного Алтая (А. А. Вишневский, А. Б. Дергунов и др.).

В результате наших исследований получены геологические и радиологические данные, указывающие на нижнеордовикский возраст метаморфических пород Юго-Восточного Алтая. В верховьях р. Бугузун на Бугузунском вольфрамовом рудопроявлении нами установлен факт пересечения мигматизированных гнейсов дайками сферолитовых фельзит-порфиров среднедевонского возраста. Мощность даек — 70 *см* — 1 *м*, простирание СЗ 330°, падение ЮЗ 85°.

Дайки порфиров не были обнаружены ни в пределах развития гранитоидов Бугузунского массива, ни за его пределами. Такие породы выявлены только вблизи полей распространения пород девонского возраста. Так, в 3 *км* юго-восточнее Бугузунского рудопроявления на левом склоне долины р. Бугузун дайковые порфиры локализуются в известняково-песчано-сланцевых отложениях ордовика, соприкасающихся по разлому со среднедевонскими породами, слагающими узкие тектонические клинья. Среднедевонские порфировые породы известны также

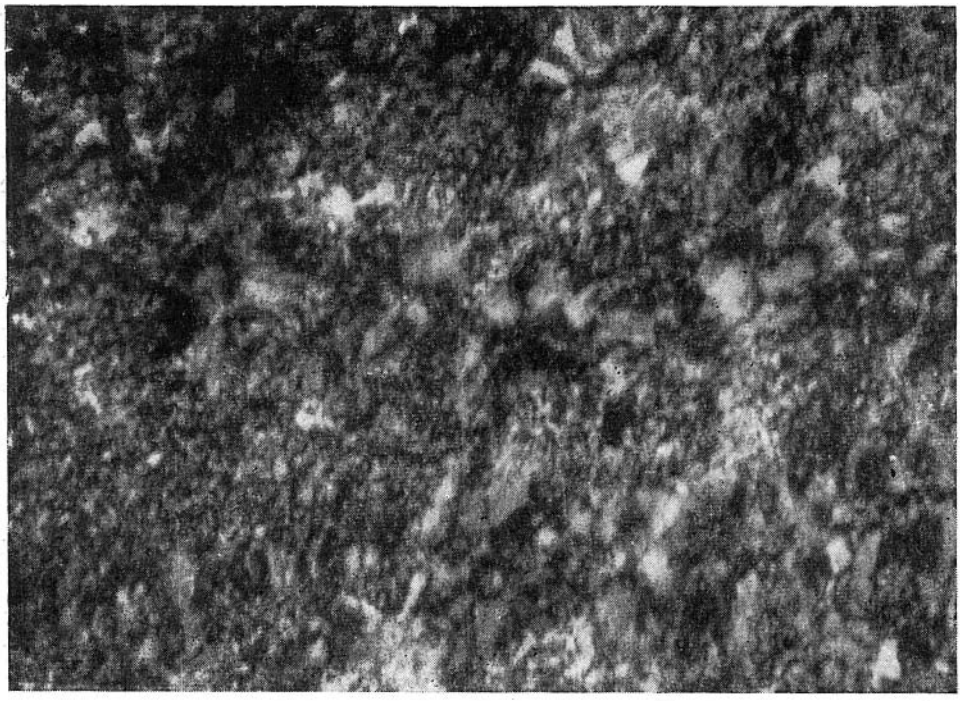


Рис. 51. Сферолитовая структура порфира. (Ув. 3,7×17, с анализатором.)

в 1,5 *км* северо-западнее оз. Груша (ур. Гетедей), где они залегают на мигматизированных гнейсах, выполняя мульду. Они не несут признаков регионального метаморфизма, но затронуты процессами контактового метаморфизма, связанного с формированием позднегерцинских гипабиссальных аляскитовых гранитов.

В целях выяснения возраста порфировых пород р. Бугузун мы сопоставили их с аналогичными породами аксайской свиты (р. Аксай), имеющей среднедевонский возраст и хорошо изученной Б. Н. Лапиным (1963). В результате установлено большое сходство между ними. Те и другие представляют собой розовато-серые афировые породы кварцево-полевошпатового состава с многочисленными включениями магнетита, характеризующиеся наличием полос сферолитового и фельзитового строения (рис. 51). Петрохимической особенностью пород является высокое содержание кремнезема и щелочей (при резком преобладании K_2O над Na_2O) и, наоборот, незначительное количество окисей кальция и магния (табл. 23). В качестве элементов-примесей в породах содержатся Ti, Mn (сотые доли процента), присутствуют элементы V, Zn, Cu, Ga, Y, Ba (тысячные доли процента), Pb (десятитысячные доли процента). В отдельных пробах в незначительных количествах установлены элементы Ni, Co, Cr, Sn, Be. Таким образом, приведенные данные свидетельствуют, на наш взгляд, о досреднедевонском возрасте метаморфических пород, что подтверждается также результатами радиологических исследований. Определения абсолютного возраста биотитовых гнейсов по биотиту (калия 6%), произведенные лабораторией абсолютного возраста Института геологии и геофизики

СО АН СССР, показывают 500—515 млн. лет. Эти данные наиболее близко отражают истинный геологический возраст метаморфических пород и позволяют считать его додевонским, а точнее — нижне-ордовикским. Такое толкование возраста метаморфических пород в изученном нами районе вполне согласуется с данными определения абсолютного возраста мусковитовых пегматитов (по мусковиту), локализующихся в гнейсах, полученными Л. В. Фирсовым (СВКНИИ СО АН СССР). Возраст пегматитов близок к возрасту гнейсов и соответствует нижнему ордовику (469—483 млн. лет).

Итак, подтверждается правильность взглядов тех исследователей Горного Алтая, которые на основе анализа геологической истории региона в целом пришли к выводу о раннекаледонском возрасте метаморфизма. Предположения о более молодом герцинском возрасте последнего являются, на наш взгляд, несостоятельными. Следует отметить, что к оценке абсолютного возраста мы подходили только после анализа геологической истории развития района с учетом наложения более поздних по времени метаморфических и тектонических процессов, которые приводят обычно к омоложению древних пород (Хильтова и др., 1959). При анализе полученных радиологических данных было учтено то обстоятельство, что Телецкая структурно-формационная зона, как и весь Горный Алтай, является длительно развивающейся структурой, в связи с чем древние метаморфические породы здесь подвергались омоложению, и поэтому истинный возраст их часто не согласуется с радиологическими данными. Так, для гнейсов, наряду с упомянутыми, получены цифры 312—322 млн. лет. Эти определения проведены Л. В. Фирсовым по биотитам из гнейсов, подверженных регрессивному метаморфизму, проявившемуся вдоль разломов в связи с их активизацией. Поэтому они не отражают истинного возраста метаморфизма кембро-ордовикских пород, а характеризуют возраст повторного, более низкотемпературного метаморфизма, т. е. возраст процесса омоложения. Геолого-петрографические доказательства проявлений такого метаморфизма в изученном районе в связи с активизацией разломов в герцинское время будут показаны ниже. Изучение биотита из гнейсов, испытавших повторный низкотемпературный метаморфизм, показывает, что биотит хлоритизирован и содержит 4,43—4,69% K_2O. Такое содержание окиси калия свидетельствует о

Таблица 23

Химический состав сферолитовых порфиров

№ проб	Место взятия проб	Окислы, вес, %												
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	п. п. п.	Сумма
41*	Р. Бугузун	75,49	0,10	12,12	1,20	1,44	0,01	0,25	0,45	3,50	4,70	0,008	0,20	0,34	100,01
119	Р. Уландрык	74,94	0,20	12,84	2,04	0,09	0,14	0,46	0,08	2,10	5,86	н/опр.	0,14	1,02	99,91

Аналитик П. А. Комарова, ИГиГ СО АН СССР.

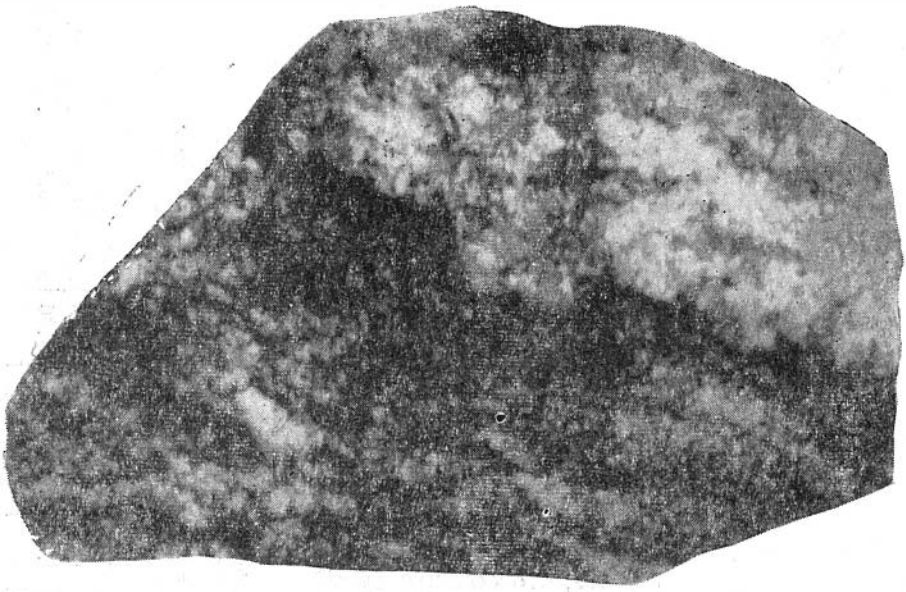


Рис. 52. Линзовидный мигматит. На границе аплитовидной породы с гнейсом видна темная кайма из биотита. (Ув. 3.)

Рис. 53. Аплитовидный плагиогранит. Аллотриоморфнозернистая структура. (Ув. 3,7×17, с анализатором.)

значительном отклонении состава биотита от обычного (Бетехтин, 1950). Ренгенометрически также установлено, что биотит представлен низкотемпературной модификацией, гидрослюдой триоктаэдрического типа (определения М. В. Новожиловой, Институт геологии и геофизики СО АН СССР).

4. УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Мигматиты

Магматиты чрезвычайно разнообразны по морфологии, составу, а также по характеру и генезису жильного материала. Рассмотрим их основные морфологические типы.

Послойно-плойчатые магматиты характеризуются чередованием меланократовых биотитовых и лейкократовых кварцево-полевошпатовых пород в виде тонких полос, а также выдержанностью прослоев кварцево-полевошпатового состава по простиранию на больших расстояниях. Такие породы известны в литературе под названием «инъекционных» гнейсов (Седерхольм, 1926). Кварцево-полевошпатовые породы в послойно-плойчатых мигматитах составляют не менее 50% (обычно 70—80%) от всего объема гнейсов. Мощность «прослоев» таких пород колеблется от 0,5 до 5 *см*. Реликты биотитовых гнейсов иногда сохраняются в виде тонких полосок и линз в кварцево-полевошпатовых породах. Вдоль контакта кварцево-полевошпатовых пород с гнейсами обычно наблюдаются «каймы», сложенные существенно биотитом. Границы лейкократовых полос часто извилистые, но согласные с простиранием кристаллизационной сланцеватости в гнейсах.

Линзовидные мигматиты (рис. 52) содержат от 5 до 15% лейкократового кварц-полевошпатового материала. Линзовидные обособления (длиной от 0,6 до 1,6 *м* при обычной мощности от 0,02 до 1,5 *м*) тупо выклиниваются и со всех сторон окружены субстратом. Границы между лейкократовыми породами и субстратом резкие.

Очковые мигматиты характеризуются наличием «очков» (2×3—20×25 *см*), сложенных кварцем и полевым шпатом, которые приурочены к замкам складок в гнейсах.

Лейкократовые породы состоят главным образом из кварца (28—30%) и серицитизированного плагиоклаза (70—80%). Биотит отсутствует или встречается в виде чешуек, слагающих тонкие реликтовые полоски. Микроструктура пород аллотриоморфнозернистая, пегматоидная с элементами гипидиоморфно-зернистой и бластической структур.

Сравнение гранитных пород и пород субстрата показывает, что минеральный состав их сходен между собой. Некоторое различие наблюдается в строении пород. Кроме того, в гнейсах содержится больше биотита и, наоборот, меньше кварца и полевого шпата. По составу лейкократовые породы соответствуют пегматитам и аплитовидным плагиогранитам.

Аплитовидные плагиограниты локализуются в биотитовых плагиогнейсах. Содержащийся в них плагиоклаз образует крупные зерна, обычно гипидиоморфные, полисинтетически сдвойникованные или бластические, аналогичные плагиоклазу, принимающему участие в строении кварцево-плагиоклазовых сегрегаций и полос в гнейсах (рис. 53). Зерна плагиоклаза раздавлены. Двойники деформированы и отмечаются главным образом там, где по трещинкам в плагиоклазе проникает кварц, который как бы раздвигает двойниковые полосы.

Таблица 24

Химический состав плагиогранитов и лейкократовых плагиогнейсов

№ проб	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	S	п. п. п.	Сумма
128д	71,89	0,29	14,54	0,46	2,90	0,12	1,25	2,88	2,90	1,28	0,18	0,02	0,58	99,29
128а	74,59	0,02	15,18	0,29	1,41	0,04	0,13	1,33	4,33	1,62	0,09	0,02	0,80	99,85
471	70,04	0,38	15,52	0,48	3,31	0,09	0,75	3,71	3,10	1,08	0,20	—	0,94	99,60

Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому)

№ проб	*a*	*c*	*b*	*S*	*a'*	*f*	*m*	*n*	φ	*Q*	*a/c*	*t*
128 д	8,1	3,4	9,1	79,4	43,5	34,0	22,5	77,0	4,3	+39,2	2,4	0,3
128 а	11,2	1,5	6,8	80,5	75,4	21,7	2,8	80,2	3,8	+37,1	7,4	—
471	8,4	4,5	8,0	79,1	40,3	44,5	15,1	80,6	5,0	+37,9	1,8	0,4

Примечания. Анализ № 128д — порфиробластовый лейкократовый плагиогнейс.
Анализ № 128а, 471 — биотитсодержащий плагиогранит.
Анализы выполнены в Западно-Сибирском геологическом Управлении.

Химические формулы породы (вычисленные по кислородному методу Т. Барта)

128д — $K_{14}Na_{48}Ca_{26}Mg_{16}(Fe^{+2}+Fe^{+3})_{24}Al_{147}Ti_2Si_{618}P_1)O_{1366}OH_{84}$)

128а — $K_{17}Na_{69}Ca_{11}Mg_1(Fe^{+2}+Fe^{+3})_{11}Al_{150}Ti_0Si_{625}P_1(O_{1356}OH_{44})$

Привнос (в нонах):
K—3, Na—21, Si—11, Al—3

Вынос (в нонах):
Ca—15, Mg—15, Fe—13, Ti—2.

Угасание пятнистое. Иногда наблюдается слабо выраженная зональность. Продукты разрушения распределены неравномерно, в виде пятен. В центре плагиоклаз обычно замещен минералами эпидот-цоизитовой группы, по периферии зерна его чистые, прозрачные.

Кварц присутствует в виде зерен двух генераций. Кварц первой генерации образует мелкие округлые и неправильные включения в плагиоклазе или принимает участие в строении гранобластовых агрегатов. Это реликтовый кварц, который отмечается и в составе гнейсов. Кварц второй генерации образует ксеноморфные амебовидные зерна, которые развиваются иногда по поперечным трещинкам в плагиоклазе, корродируя его. Этот кварц содержит включения более мелких зерен первой генерации и переполнен пузырьками газово-жидких включений. Изредка он приобретает кристаллографические очертания и развивается на месте гранобластических агрегатов кварца первой генерации. Форма зерен кварца и плагиоклаза, а также взаимоотношения между этими минералами позволяют думать, что плагиоклаз и кварц второй генерации кристаллизуются из расплава, а кварц первой генерации и биотит представляют собой реликты гнейсов.

Редкие чешуи биотита в этих породах окрашены в красно-бурый цвет и имеют одинаковый с биотитом из гнейсов показатель преломления ($Nm = 1{,}656 \pm 0{,}002$). Мусковит, отмечающийся в составе плагиогранитов, обычно развивается вдоль трещинок или образует псевдоморфозы по плагиоклазу. С процессом мусковитизации связано, очевидно, повышенное содержание кварца в породах (табл. 24). В метасоматически измененных породах кварц иногда преобладает над плагиоклазом и образует симплектитовые срастания с мусковитом. Турмалин плеохроирует в грязно-зеленовато-коричневых тонах, так же, как и в гнейсах, характеризуется зональным строением, развит в интерстициях зерен плагиоклаза и кварца или приурочен к трещинкам в кварце. Изредка встречается коричневый турмалин, образующий мелкие призмы и содержащий газово-жидкие включения. Апатит, как и турмалин, приурочен к трещинкам в кварце или развивается на стыке зерен кварца и плагиоклаза. Таким образом, минеральный состав плагиогранитов соответствует минеральному составу кварцево-полевошпатовых сегрегаций и полос в гнейсах. Различаются они лишь некоторыми структурными особенностями.

По химическому составу плагиограниты (см. табл. 24) относятся к группе пород, насыщенных кремнекислотой, к ряду — пересыщенных глиноземом, в которых окись натрия резко преобладает над окисью калия, окись железа превалирует над закисью, а щелочи преобладают над щелочными землями. На петрохимической диаграмме (рис. 54), векторы, отображающие состав плагиогранитов, занимают самое левое крайнее положение на плоскости *ASB*, располагаясь значительно ближе к оси *SB* и ниже точки *S*, чем векторы гранитов Бугузунского массива. Это означает, что плагиограниты характеризуются низким значением числовой характеристики *a* и, наоборот, высоким значением величины *в*. Сказанное свидетельствует о низком содержании в этих породах щелочей и более высоком — фемической составной части, что не позволяет относить их к конечным продуктам дифференциации гранитоидов Бугузунского массива. По количеству щелочей описываемые породы (ан. 471, 128) идентичны вмещающим их гнейсам (ан. 106 д, 106 г, 476 и др.). Как тем, так и другим породам свойственна пересыщенность глиноземом. Различие в их составе заключается в том, что плагиограниты по сравнению с обычными гнейсами содержат ничтожное коли-

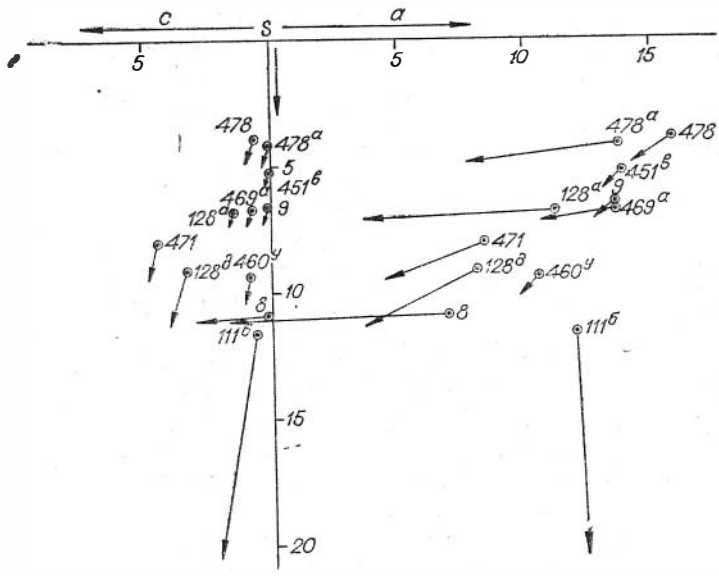


Рис. 54. Диаграмма химических составов плагиогранитов и пегматитов (по А. Н. Заварицкому).

чество фемических компонентов. Плагиограниты, как уже отмечалось, локализуются в неоднородных биотитовых плагиогнейсах, с характерными для них признаками собирательной перекристаллизации. По химизму плагиограниты очень близки кварцево-плагиоклазовым породам, слагающим лейкократовые участки и сегрегации в гнейсах (см. табл. 24, ан. № 128 д), но по сравнению с кварцево-плагиоклазовыми породами натрия и кремния они содержат больше, а кальция — меньше.

Плагиопегматиты. Наряду с плагиогранитами, в составе мигматизированных гнейсов широко развиты плагиопегматиты. Они слагают линзы и жилы (3×7 *м* и меньше), простирание которых согласно простиранию вмещающих пород. Контакты пегматитовых тел с вмещающими крупнозернистыми гнейсами обычно резкие и лишь изредка отмечаются постепенные переходы между ними. Плагиопегматиты представляют собой грубозернистые породы, состоящие из светло-зеленовато-серого плагиоклаза, кварца, мусковита, турмалина. Плагиоклаз (№ 16—18) полисинтетически сдвойникован, нередко деформирован и, как правило, разъедается кварцем. Серицитизирован, серицит распределяется по зерну неравномерно, пятнами, часто сквозь серую массу его проглядывает свежий плагиоклаз. Кварц встречается в виде крупных давленых зерен. Катаклаз его сопровождается дроблением, перекристаллизацией и образованием мелких зерен кварца с зубчатыми очертаниями краев, слагающего гранобластовые участки. По трещинкам в плагиоклазе и кварце развивается крупночешуйчатый мусковит, грязно-зеленый турмалин и апатит. Химический состав плагиопегматитов (табл. 25) указывает на сходство их с аплитовидными плагиогранитами, описанными выше. Как и плагиограниты, они относятся к группе пород, насыщенных кремнекислотой, к ряду — пересыщенных глиноземом, в которых окись натрия преобладает над окисью калия и щелочи преобладают над щелочными землями. На петрохимической диаграмме (см. рис. 54) начальные точки

Таблица 25

Химический состав пегматитов и аплитов

Состав	111б	460у	469а	451в	478а	8	478	9
SiO_2	71,81	74,49	73,16	76,30	77,50	77,42	73,89	74,78
TiO_2	0,05	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,16	Сл.	Не обн.
Al_2O_3	9,65	15,46	15,46	13,89	13,10	13,31	15,20	14,93
Fe_2O_3	0,26	0,18	0,92	Не обн.	Не обн.	0,80	0,10	0,10
FeO	1,07	1,23	0,80	1,38	1,38	0,70	1,23	1,23
MnO	0,05	0,46	0,21	0,21	0,08	0,014	0,16	0,09
MgO	6,89	0,50	0,20	0,20	0,20	0,12	0,30	0,20
CaO	1,00	0,88	0,70	Не обн.	Не обн.	0,04	0,60	0,14
Na_2O	5,12	4,35	4,89	5,22	5,12	0,20	5,50	5,12
K_2O	1,81	1,08	2,34	2,29	2,47	4,94	3,07	2,19
P_2O_5	0,43	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,017	Не опр.	Не опр.
H_2O	0,19	0,14	0,13	0,07	0,14	0,24	0,19	0,07
S	Сл.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,008	Не опр.	Не опр.
П. п. п.	1,49	0,64	1,16	0,57	0,60	1,61	0,37	0,87
Сумма	99,82	99,39	99,98	100,22	100,50	99,58	100,65	99,73

Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому)

№ проб	*a*	*c*	*b*	*S*	*a'*	*f'*	*m'*	*n*	*t*	φ
111б	12,0	0,8	11,6	76,0	3,3	44,0	9,2	86,3	0,1	2,1
460у	10,5	0,9	9,4	79,1	7,4	17,6	8,1	85,4	—	1,3
469а	13,5	0,8	6,7	79,6	29,5	25,2	4,9	76,7	—	11,6
451в	13,8	—	5,3	80,9	6,7	26,5	6,0	77,7		
478а	13,7	—	4,2	82,1	61,5	30,7	7,7	75,9		
478	15,8	0,7	3,9	79,6	53,3	35,0	11,6	72,9		3,3
9	13,5	0,1	6,6	79,8	7,6	19,4	4,8	78,1		1,9

Примечания. 111*б* — плагиопегматит с эпидотом, мусковитом и обильным турмалином, среднее течение р. Кочкор-Лу; 460*у* — мусковитовый плагиопегматит, верховье р. Бугузун (кл. Павлова); 469*а* — биотитсодержащий плагиопегматит с мусковитом и турмалином, среднее течение р. Буйлюгем (высота 2581,8); 451*в* — микроклин — плагиоклазовый пегматит с мусковитом и турмалином, р. Гетедей (высота 2523,1); 478*а* — плагиоклаз — микроклиновый пегматит с мусковитом, второй левый приток р. Бугузун; 478 — мусковитовый плагиоклаз — микроклиновый аплит, там же; 8 — кварц-мусковитовая порода (по аплиту), верховье р. Бургузун; 8 — микроклин — плагиоклазовый аплит с мусковитом, там же.

Анализы выполнены аналитиком П. А. Комаровой в химико-аналитической лаборатории ИГиГ СО АН СССР.

векторов, отображающие состав плагиопегматитов, располагаются в поле развития векторов плагиогранитных пород.

Пегматиты, связанные с гнейсами постепенными переходами, изучены нами в верховьях р. Бугузун и в среднем течении р. Кочкор-

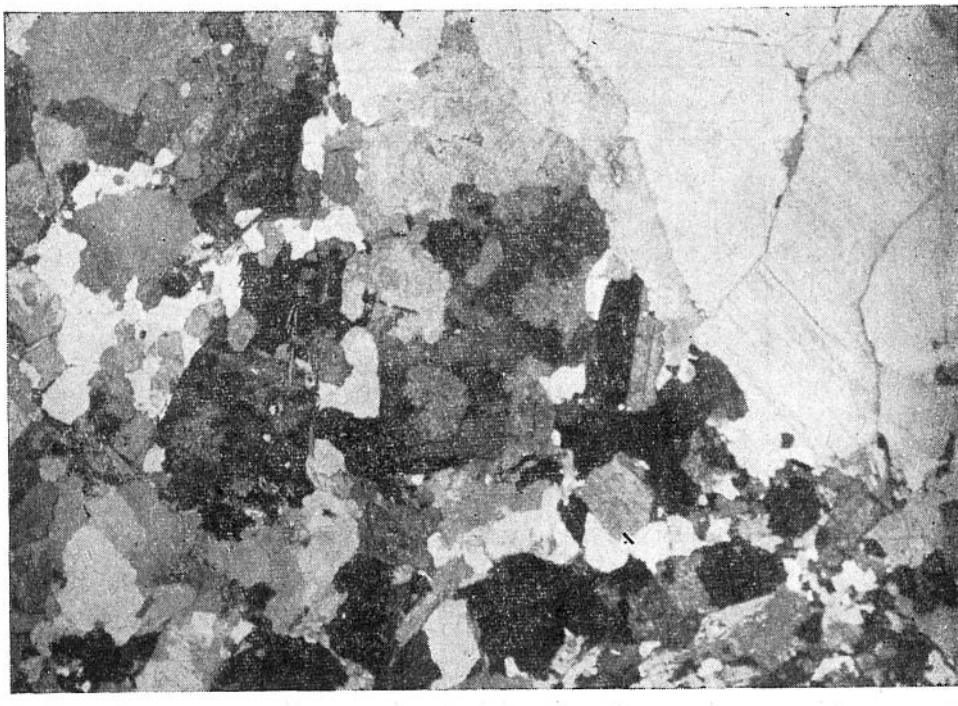


Рис. 55. Контакт плагиопегматита с гнейсом. В гнейсе видны зерна плагиоклаза двух генераций. (Ув. 3,7×17, с анализатором.)

Лу. В биотитовых плагиогнейсах здесь локализуются дайки амфиболитов мощностью 7—25 *м*. Простирание даек северо-западное 310—320°, падение на северо-восток под углом 85°. В непосредственном контакте с дайками амфиболитов локализуются пегматиты. Ширина пегматоидных «оторочек» 15—25 *см*. Амфиболиты в контакте с пегматитами изменены: в них появляются новообразования кварца, биотита и альбитизированного плагиоклаза. Биотит развивается по амфиболу, ассоциируя со сфеном и магнетитом. Пегматиты представлены беловато-серой грубозернистой разновидностью и состоят из серицитизированного альбит-олигоклаза (№ 16—18), кварца, турмалина, апатита и иногда эпидота. В непосредственном контакте с амфиболитами в составе пегматитов появляется актинолит. Гнейсы, вмещающие пегматиты, характеризуются неоднородным строением, обусловленным неравномерным, пятнистым распределением салических и фемических минералов, а также различной крупностью минеральных зерен. Структура их гранобластовая, порфиробластовая. Порфиробласты представлены олигоклазом и кварцем. Олигоклаз серицитизирован, имеет пятнистое угасание, полисинтетическую структуру двойникования двойниковые полосы деформированы. Иногда слабо зонален, с намечающимися кристаллографическими очертаниями зерен. Центральные части серицитизированные, периферические — прозрачные. В порфиробластах содержатся включения зерен кварца, биотита и плагиоклаза. Наряду с описанным плагиоклазом, отмечаются более мелкие, хорошо оформленные призматические зерна его, без продуктов разрушения (рис. 55).

Таблица 26

Химический состав гранито-гнейса и пегматита

№ проб	Название породы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	S	п. п. п.	Сумма
111 а	Гранито-гнейс*	68,86	0,47	14,19	1,08	3,38	0,09	2,53	2,01	3,51	1,81	0,12	0,24	сл.	1,52	99,81
111 б	Пегматит	71,81	0,05	9,65	0,26	1,07	0,05	6,89	1,00	5,12	1,81	0,43	0,19	сл.	1,49	99,82

* Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГиГ СО АН СССР. Аналитик В. Г. Цимбалист.

Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому)

№ обр.	*a*	*c*	*b*	S	*a'*	*f*	*m*	*n*	*t*	φ	*Q*	*a/c*	*c'*
111 а	9,9	2,4	11,8	75,9	31,1	43,4	43,4	74,7	0,5	7,8	+29,9	4,2	—
111 б	12,0	0,8	11,6	76,0	—	4,4	92,4	86,3	0,1	2,1	+26,4	15,0	3,3

Кварц образует крупные порфиробластические лапчатые зерна или слагает мелкозернистые грано-бластовые агрегаты. Биотит бурый, чешуйки его деформированы, образуют пятна, подчеркивая текситовый характер сложения породы.

Начальная стадия преобразования плагиогнейса в плагиопегматит так же, как и при образовании плагиогранитов, характеризуется обособлением лейкократового кварц-полевошпатового материала в отдельные пятна, линзы. Происходит укрупнение зерен плагиоклаза и кварца до 2,5×3 *см*) в результате собирательной перекристаллизации с образованием порфиробласта. Появляется слабо зональный плагиоклаз, зерна которого имеют либо только намечающиеся, либо уже хорошо оформленные кристаллографические очертания граней. Этот плагиоклаз обычно корродируется кварцем.

Сопоставление химического состава (табл. 26) плагиопегматитов (ан. № 111 *б*) и вмещающих их лейкократовых плагиогнейсов (ан. 111а) показывает, что они близки между собой. В отличие от плагиогнейсов в плагиопегматитах отмечается несколько повышенное содержание Na_2O и одновременно пониженное количество CaO, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, что подтверждается минеральным составом этих пород. Очень высокое содержание в пегматите MgO объясняется обилием в нем турмалина.

Значение числовых характеристик *в* и *s* в обеих породах одинаково. Баланс вещества в объемной стандартной ячейке породы в ряду плагиогнейс—плагиопегматит вычислен по кислородному методу Т. Барта.

$$111а - K_{20}Na_{60}Ca_{19}Mg_{33}Fe^{+2}_{25}Fe^{+3}_{7}Al_{148}Ti_{3}Si_{613}P\ (O_{1588}OH_{12});$$

$$111б - K_{19}Na_{83}Ca_{9}Mg_{86}Fe^{+2}_{7}Fe^{+3}Al_{95}TiSi_{606}P_{3}\ (O_{1592}OH_{8}).$$

Привнос (в ионах): Na—23, Mg—53, P_{-2}; вынос (в ионах): Ca—10, Fe^{+2}—18, Fe^{+3}—6, Al—53, Ti—2, Si—7.

Образование плагиопегматитов сопровождалось относительным обогащением натрия при существенном выносе алюминия. В незначительных количествах выносились также кальций и железо.

Наряду с простыми пегматитовыми жилами, в верховьях р. Бугузун (кл. Павлова и р. Кочкор-Лу), встречаются сложные жилы пегматитов зонального строения. В периферических частях этих жил отмечаются мелкозернистые кварцево-полевошпатовые, близкие по внешнему виду и составу к аплитам, породы, которые далее мы так и будем именовать. Центральные части жил сложены грубозернистыми плагиопегматитами с пятнами метасоматического кварца. Структура плагиопегматитов крупноблочная, пегматоидная.

Минеральный состав аплитов почти аналогичен составу пегматитов. Структура бластическая. Главными породообразующими минералами являются кварц и олигоклаз, по которому развиваются мусковит и турмалин. Но в аплитах, кроме того, присутствуют фибролит и гранат, которых нет в пегматитах. Фибролит в ассоциации с минералами эпидот-цоизитовой группы в виде пятен развивается по плагиоклазу (рис. 56) и замещается, в свою очередь, мусковитом. Гранат встречается в виде изометричных зерен, часто с закругленными гранями; имеет зональное строение (рис. 57), обусловленное наличием двух его разновидностей. Гранат внутренней зоны имеет показатель прелом-

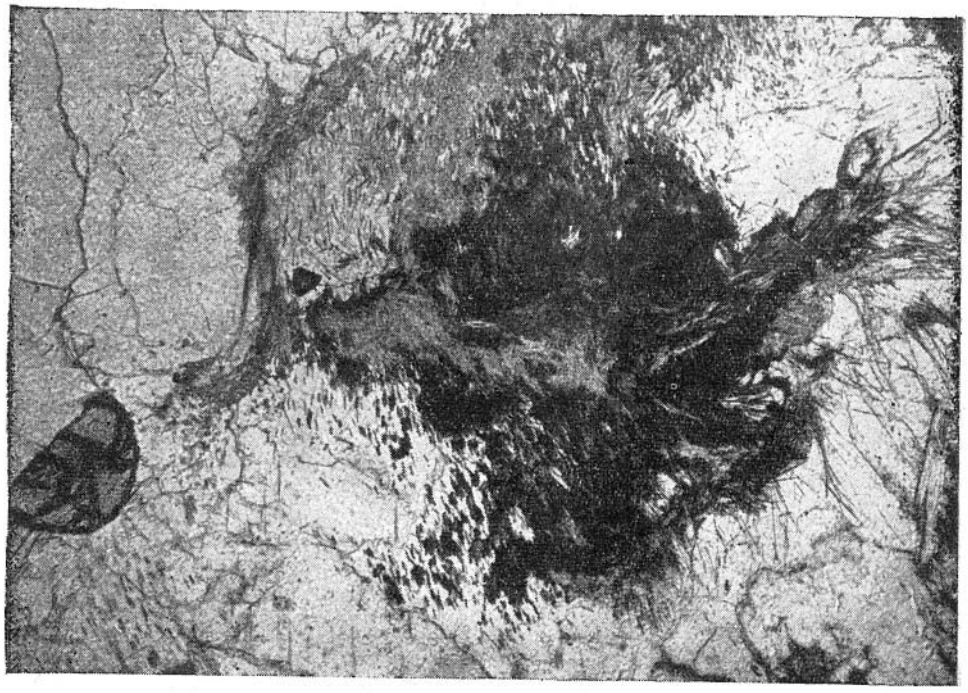


Рис. 56. Развитие фибролита по плагиоклазу. (Ув. 3,7×17, без анализатора.)

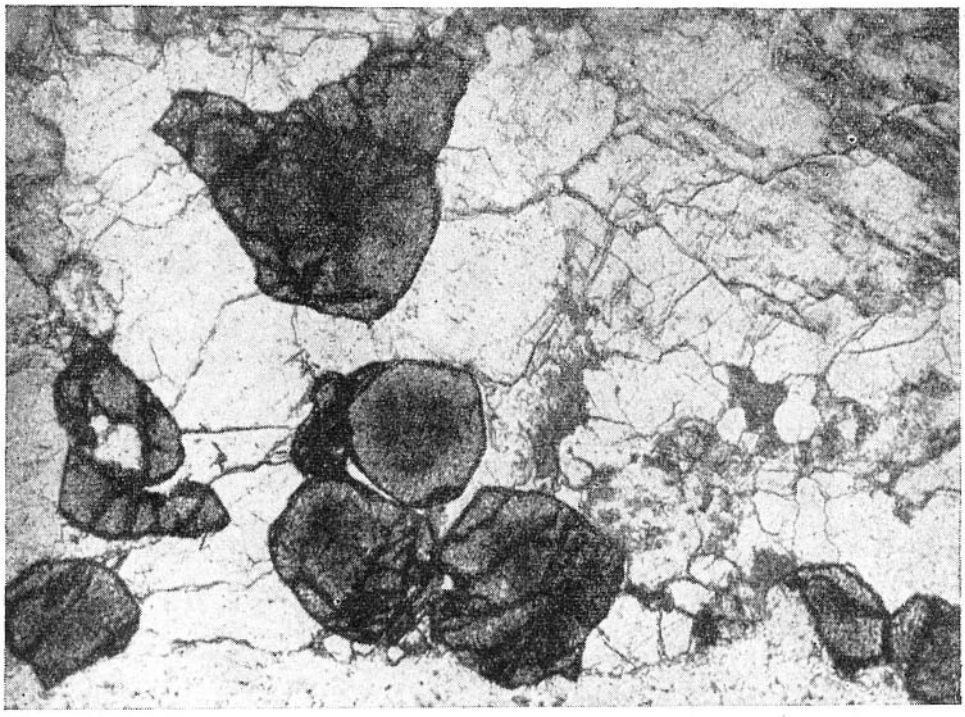


Рис. 57. Зональный гранат в аплитовой породе. (Ув. 3,7×17, без анализатора.)

ления $n=1{,}780$; внешней — $n=1{,}790$. Рентгено-структурный анализ, проведенный Н. И. Зюзиным в Институте геологии и геофизики СО АН СССР, также подтверждает наличие двух разновидностей граната: $a=11{,}556$ $кх°$; $a=11{,}534$ $кх°$. Спектральный анализ граната в целом показал очень высокое содержание в нем марганца и присутствие таких элементов-примесей как Ti (0,08%), Nb, Y, Yb (0,02%), Ge, Sc, Sn, Zn, Cu, La (0,002%), Zr (0,008%). Приведенные данные позволяют отнести гранат внутренней зоны к альмандину, а внешней — к спессартину. Альмандин характеризует, очевидно, прогрессивную стадию превращения, а спессартин — регрессивную (постмагматическую).

Наличие фибролита и граната — высокотемпературных метаморфических минералов — в аплитах, а также бластическое строение последних свидетельствуют о том, что в процессе формирования аплиты не достигали стадии расплавления. Пегматиты же, в отличие от аплитов, следует рассматривать как породы, кристаллизовавшиеся из расплава. Это заключение подтверждается тем, что метасоматически преобразованные амфиболиты пересекаются дайками плагиопегматитов, эндоконтактовые зоны которых имеют мелкозернистое строение.

Плагиоклаз — микроклиновые пегматиты в отличие от плагиоклазовых разновидностей этих пород окрашены в розовый цвет и в составе их чаще всего преобладает микроклин. Такие пегматиты развиты в верховьях рек Кочкор-Лу и Гетедей в виде довольно мощных согласных и очень редко секущих жил (от 0,5 до 2,5 *м*). Эти разновидности пегматитов характеризуются не пегматитовыми, а бластокластическими и коррозионными структурами. Плагиоклаз относится к альбит-олигоклазу, обычно серицитизированному, в котором

Частота встречаемости (в %) элементов-примесей в пегматитах и

Содержание, %	Pb	Sn	V	Ga	W	Cr	Ge	Ni	Bi	Ba	Mo
0,05—0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,01—0,05	—	—		—	—	15	—	—	—	70	—
0,005—0,01	—	—	15	—	—	—	—	—	—	—	—
0,001—0,005	75	—	40	100	35	35	—	15	—	—	—
0,0005—0,001	25	—	5	—	—	50	—	—	—	—	—
0,0001—0,0005	—	33	40	—	—	—	35	60	50	—	40
Не обн.	—	67	—	—	65	—	65	25	50	30	60

Распределение элементов-примесей в породообразующих и

Элементы	Содер			
	в породе	в полевом шпате	в кварце	в биотите
W	0—0,002	Не обн.	0,006	Не обн.
Be	0,0002—0,01	0—0,002	0,002—0,001	0,0001
Li	0—сл.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Ba	0—0,05	0,02—0,5	,,	,,
Sr	0—0,1	0—0,08	,,	,,
Zr	0,002—0,008	0—0,002	0,0003—0,002	0,001
Y	0,0003—0,003	Не обн.	0—0,001	0,008
Yb	0—0,0003	,,	0—0,0001	0,001
Za	0—002*	,,	Не обн.	0,003
Nb	0—0,0005	,,	,,	0,003
Cu	0,0003—0,001	0,0003—0,003	0,0001—0,0008	0,001
Pb	0,0005—0,005	0,0002—0,02	0,0002—0,001	0,008
Zn	0—0,007	Не обн.	0,002*	0,02
Ga	0,002	0,0002—0,002	0,0001	Не обн.
Ge	0—0,0001	Не обн.	Не обн.	,,
Sn	0—0,0003	,,	,,	,,
Sc	0—0,003	,,	,,	,,
Bi	0—0,0002	,,	,,	,,
Ag	0—0,0001	,,	,,	,,
Mo	0—0,0002	0—0,0003	0,0005	,,
V	0,0002—0,007	0,0001—0,0005	0—0,0001	0,01
Cr	0,0005—0,05	,,	Не обн.	Не обн.
Ni	0—0,003	,,	0—0,0001	,,
Co	0—0,003	,,	Не обн.	0,002

Примечание. Звездочками отмечены элементы, обнаруженные в единичных пробах.

двойниковые полосы деформированы. Крупные зерна минерала перекристаллизованы. Вторая генерация плагиоклаза представлена альбитом, который вместе с кварцем слагает мелкозернистые гранобластовые участки в породе. Кварц присутствует также в двух генерациях: либо в виде крупных трещиноватых, давленых зерен с волнистым угасанием, либо в виде мелких зерен гранобластового строения. Микроклин-микропертит образует зерна иногда в десятки раз более крупные, чем зерна других минералов, резко ксеноморфные по отношению к кварцу и плагиоклазу.

Таблица 27

аплитах (анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР)

Li	Zr	Zn	Sc	Co	Sr	Cu	La	Ce	Y	Yb	Nb	Be	Ag
—	—	—	—	—	20	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	50	—	—	—	—	—	—	—	—
—	10	5	—	—	—	5	5	—	—	—	—	5	—
—	85	25	15	5	—	—	15	—	40	—	—	40	—
—	5	—	40	—	—	70	—	—	—	—	70	15	—
—	—	—	—	65	—	25	—	—	60	75	—	40	40
100	—	70	45	30	30	—	80	—	—	25	30	—	60

Таблица 28

постмагматических минералах пегматитов, аплитов

жание (в %)

в мусковите	в магнетите	в турмалине	в эпидоте
0—0,003	0,001	Не обн.	Не обн.
0,0001—0,01	Не обн.	0,0002	„
0—0,01	„	Не обн.	„
Не обн.	„	„	„
„	„	„	0,08
0,0005—0,003	0,003	0,003	Не обн.
0,0003—0,003	0,01	0—0,002	0,01
0—0,0002	0,0001	0—0,0005	0,0001
0,002*	0,005	0,001—0,01*	Не обн.
0,0005—0,003	Не обн.	Не обн.	„
0,0003—0,001	0,001	0,0003—0,002	0,0008
0,0003—0,002	0,0003	0,0006—0,002	0,002
0—0,003	Не обн.	0,005—0,02	0,008
0,001—0,005	„	0,001—0,005	0,001
0—0,0001	„	0—сл.	Не обн.
0,0001—0,001	0,0002	0—0,0003	„
0,003	Не обн.	0,0005—0,005	„
Не обн.	0,0001	Не обн.	„
0,0001*	Не обн.	„	„
0—0,0003	„	0,0005	„
0,0001—0,006	0,003	0,005—0,01	0,005
0—0,002	Не обн.	Не обн.	Не обн.
0—0,0001	„	0,001—0,01	„
0—0,0008	„	0,0005—0,002	„

Микроклин не изменен, содержит включения серицитизированного плагиоклаза и кварца, корродируя их. В местах развития крупных зерен микроклина количество плагиоклаза обычно уменьшается. Крупные зерна микроклина раздроблены и по трещинкам в них развивается мусковит. В зависимости от количественного содержания микроклина выделяются микроклин-плагиоклазовые, плагиоклаз-микроклиновые и существенно микроклиновые пегматиты, химический состав которых приведен в табл. 25. По данным табл. 27 в пегматитах постоянно присутствуют акцессорные элементы Pb, V, Ga, Cr, Zr, Cu, Y, Be; значительно реже устанавливаются Sn, W, Ge, Ni, Bi, Mo, La, Yb, Nb, Ag,

Zn, Sc, Sr. В мономинеральных фракциях (табл. 28), выделенных из пегматитов, наряду с отмеченными элементами, иногда встречается Li (в мусковите).

Сопоставление особенностей состава, структуры и геологического залегания пегматитов и аплитовидных плагиогранитов позволяет считать их «родственными» сингенетичными породами, образование которых связано с процессами ультраметаморфизма в гнейсовой толще. Те и другие характеризуются обычно кварцево-плагиоклазовым составом, аллотриоморфным, гипидиоморфным, иногда бластическим строением. Эти породы испытали катаклаз, после чего они были грейзенизированы. В формировании плагиопегматитов и аплитовидных плагиогранитов отмечаются одни и те же стадии: собирательная перекристаллизация, частичное расплавление и последующий метасоматоз. Вместе с тем плагиопегматитам, в отличие от плагиогранитов, свойственно грубо- и крупнозернистое строение, и они слагают более крупные по размерам тела. Это, очевидно, означает, что при образовании плагиопегматитов значительно большую роль играли летучие компоненты, процесс проявился интенсивнее и по времени он был более длительным.

Кинцигиты

В гнейсовой толще с аплитовидными плагиогранитами и пегматитами ассоциируют меланократовые породы, слагающие линзы и «полосы». Состоят они главным образом из биотита (50—60%), с которым иногда ассоциируют кордиерит (25—33%), силлиманит (0—10%), мусковит (3—5%), акцессории (0,5—0,9%). По химическому составу (табл. 29) их следует отнести к ряду пород, пересыщенных глиноземом, к классу ненасыщенных кремнекислотой, к группе богатых щелочами. На петрохимической диаграмме (рис. 58) векторы, отображающие состав меланократовых пород, на плоскости *ASB*, занимают самое левое и крайнее положение, располагаясь в поле ультраосновных пород. От обычных гнейсов они отличаются резко пониженным содержанием кремнекислоты, кальция и, наоборот, очень высоким содержанием фемической составной части. Количество щелочей остается почти постоянным, но в этих породах они представлены только калием.

Породы, обогащенные меланократовыми компонентами и высокоглиноземистыми минералами, известны в литературе под названием кинцигитов (H. Fischer, 1860 и др.). По поводу генезиса их существуют различные мнения, которые подробно изложены в работе К. Менерта (1963). Большинство исследователей считает кинцигиты результатом регионального метаморфизма богатых глиноземом пелитовых осадков. Д. Рейнольдс (1946, 1947), А. Холмс и Д. Рейнольдс (Д. Reynolds, A. Holms, 1947), Н. Г. Судовиков (1950, 1959) меланократовые породы рассматривают в качестве представителей «фронта базификации». В отличие от них Х. Рамберг (H. Ramberg, 1952), К. Менерт (1963) и др. полагают, что кинцигиты следует считать реликтовыми участками, остатками гетерогенного осадочного комплекса, из которого были удалены гранитоидные «мобилизаты».

Некоторые исследователи (Николаев, 1948 и др.) утверждают, что образование высокоглиноземистых минералов зависит не от температуры и давления, а от недостатка воды. Ю. А. Кузнецов (1941) формирование высокоглиноземистых минералов связывает с послепегматитовыми метасоматическими процессами.

Таким образом, вопрос о генезисе меланократовых пород, содержащих высокоглиноземистые минералы, является спорным. Учитывая

Таблица 29

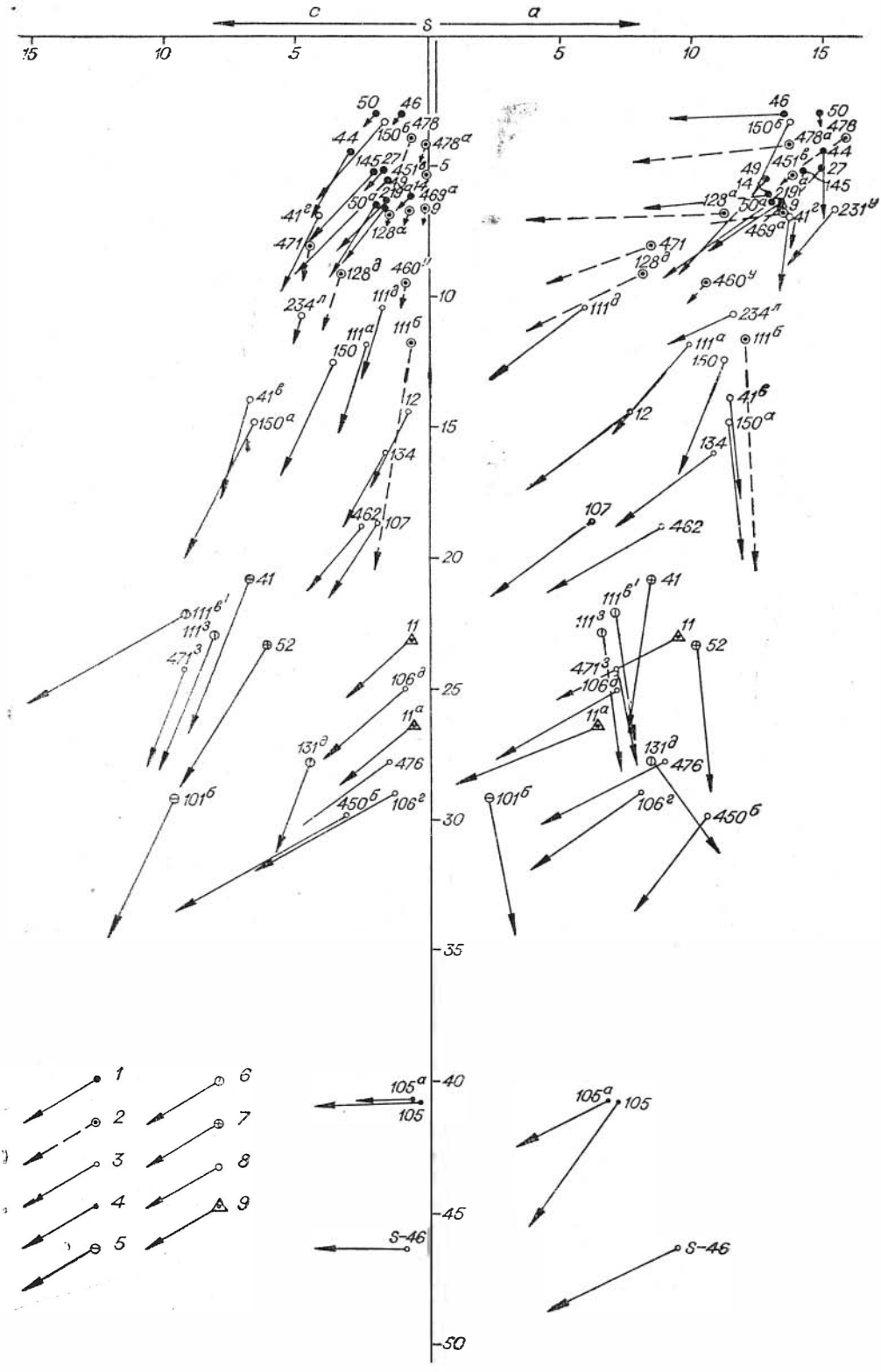
Химический состав метаморфических пород и плагиогранитов

№ пробы	Название породы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	S	п. п. п.	Сумма
105 а	Биотитовая порода р. Бугузун	42,26	3,70	15,47	14,19	7,55	0,16	4,48	0,33	0,13	4,58	0,06	1,18	0,003	3,35	99,44
105	То же	42,61	3,47	16,07	14,02	7,60	0,19	4,28	0,56	н/обн.	4,47	0,44	0,97	Сл.	5,69	100,32
46	Меланократовая—кордиерит-силлиманит—биотитовая порода	38,22	1,48	26,67	3,51	9,69	0,205	6,69	0,82	Сл.	6,74	0,16	0,28	Сл.	5,12	99,59
476	Биотитовый кристаллический сланец	56,30	0,73	20,02	1,80	6,89	0,13	4,23	1,40	1,83	3,77	0,25	Не опр.	0,03	2,35	99,70
471	Аплитовидный плагиогранит	70,04	0,78	15,52	0,48	3,31	0,09	0,75	3,71	3,10	1,08	0,20	0,34		0,60	99,60

Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому)

№ пробы	*a*	*c*	*b*	S	*a'*	*f*	*m*	*n*	*t*	φ	Q	*a/c*
105	7,0	0,4	40,8	51,8	32,5	48,6	18,9	3,9	6,1	30,1	—10,8	17,5
105 а	6,6	0,7	40,7	52,0	33,9	48,4	17,7	—	5,8	29,9	—9,9	11,0
46	9,4	0,9	46,4	43,3	50,4	25,9	23,7	—	2,9	6,3	—33,1	10,4
476	8,9	1,6	27,8	61,7	47,8	27,9	24,4	42,0	0,9	5,1	+4,0	5,5
471	8,4	4,5	8,0	79,1	40,3	44,5	15,1	80,6	0,4	5,0	+37,9	1,8

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР аналитиками Е. М. Зыряновой и П. А. Комаровой.



c
S
a
15
10
5
5
10
15
5
10
15
20
25
30
35
40
45
50
1
2
3
4
5
6
7
8
9
S-46

это обстоятельство, мы попытались выяснить, с какими же процессами связано образование высокоглиноземистых минералов в исследуемых нами породах.

Во-первых, совершенно отчетливо устанавливается пространственная связь высокоглиноземистых пород с пегматитами, залегающими в гнейсах. Высокоглиноземистые минералы в составе пегматитов не обнаружены. Они встречаются в гнейсах и иногда в аплитах, не испытавших плавления.

Во-вторых, вещественный состав трех разновидностей пород — исходных кристаллических биотитовых сланцев, меланократовых пород и аплитовидных плагиогранитов показывает, что все они являются постоянной составной частью метаморфической толщи.

Пересчет химического состава пород на магматические формулы по Барту свидетельствует о том, что в ряду биотитовый кристаллический сланец (476) — меланократовая биотитовая порода (46) — плагиогранит (471) происходит привнос и вынос определенных компонентов (в ионах).

Магматические формулы пород

$$476 - K_{41}Na_{30}Ca_{13}Mg_{54}Fe^{+2}_{50}Fe^{+3}_{11}Al_{204}Ti_4Si_{487}P_2\,(O_{1467}OH_3);$$

$$471 - K_{12}Na_{52}Ca_{34}Mg_9Fe^{+2}_{25}Fe^{+3}_{3}Al_{159}Ti_2Si_{612}P_1\,(O_{1583}OH_{17});$$

$$46 - K_{85}Na_0Ca_8Mg_{99}Fe^{+2}_{86}Fe^{+3}_{27}Al_{324}Ti_{11}Si_{395}P_1\,(O_{1581}OH_{19}).$$

Кристаллический сланец	Плагиогранит
Привнос	Вынос
Si — 125, Na — 22, Ca — 21	K — 29, Mg — 45, Fe^{+2} — 25, Fe^{+3} — 8, Al — 45, Ti — 2, P — 1.
Кристаллический сланец	Меланократовая порода
Привнос	Вынос
K — 44, Mg — 45, Fe^{+2} — 36, Fe^{+3} — 16, Al — 120, Ti — 7	Si — 82, Na — 30, Ca — 5.

Таким образом, в ряду кристаллический сланец — плагиогранит происходит вынос тех компонентов, которые привносятся в ряду кристаллический сланец — меланократовая порода (калий, магний, железо, алюминий). При возникновении пород, состоящих из минералов, типичных для меланократовых пород (биотит, кордиерит, силлиманит и др.) происходит вынос из метаморфических сланцев кремнезема, окиси натрия, а также кальция, которые необходимы для образования аплитовидных гранитов и пегматитов. Следовательно, в рассматриваемом случае, при образовании гранитных пород, вещество, очевидно, не привносится извне, а происходит лишь перераспределение его компонентов внутри самой метаморфической толщи.

Сказанное позволяет думать, что меланократовые породы, содержащие высокоглиноземистые минералы, образуются в период прогрессивного метаморфизма, сопровождающегося явлениями ультраметаморфизма. Высокоглиноземистые минералы в этом случае возникают

Рис. 58. Диаграмма химических составов пород бугузунского комплекса (по А. Н. Заварицкому):

1 — граниты, гнейсо-граниты; *2* — аплитовидные плагиограниты, пегматиты; *3* — биотитовые плагиогнейсы; *4* — биотитовые породы (кинцигиты); *5* — слабоизмененные габброиды; *6* — амфиболиты; *7* — диориты; *8* — породы гранодиоритового состава; *9* — диафторированные гнейсы (кварцево-серицито-хлоритовые сланцы).

в связи с разрушением биотита, в условиях недостатка калия, который, освобождаясь, полностью переходит во вновь образующийся расплав.

5. ГРАНИТОИДЫ БУГУЗУНСКОГО МАССИВА

Ультраметаморфические гранитоиды

В результате дальнейших изменений в процессе ультраметаморфизма биотитовые плагиогнейсы были преобразованы в гнейсо-граниты и гранодиориты, принимающие участие в строении Бугузунского массива, геологическое строение которого было описано выше. Здесь следует лишь напомнить, что гнейсо-гранитами и гранодиоритами сложено более 60% площади массива, остальная же часть приходится на долю гранитизированных древних габброидных пород, амфиболитов, гнейсов.

Гнейсо-граниты обладают неустойчивым составом и строением. Это серовато-белые, серые и розовато-красные порфировидные породы различной зернистости. Порфировидные выделения представлены калиевым полевым шпатом.

Главными породообразующими минералами являются кварц, микроклин, плагиоклаз, биотит и иногда амфибол. Акцессорные минералы — ортит, сфен, апатит, циркон. Содержание главных породообразующих минералов непостоянно. Среди гранитов различаются лейкократовые разновидности, почти лишенные темноцветных минералов, биотитовые и роговообманково-биотитовые. По минеральному составу выделяются нормальные (с преобладанием калиевого полевого шпата) и плагиогранитовые (с преобладанием плагиоклаза).

Биотит-роговообманковые граниты, в отличие от биотитовых, характеризуются повышенным содержанием темноцветных минералов, кроме роговой обманки, в них обычно много ортита, сфена, апатита, эпидота, но мало кварца и калиевого полевого шпата. В биотит-роговообманковых гранитах встречаются ксенолиты более основных по составу тонкозернистых пород, в различной степени преобразованных. Все разновидности гранитоидов связаны друг с другом постепенными переходами.

Микроструктуры пород также неоднородны: бластические, коррозионные, катакластические, реже гипидиоморфнозернистые. Текстуры полосчатые, гнейсовидные. Широко распространено текситовое сложение, обусловленное неравномерным распределением тех или иных минеральных компонентов и различными размерами их зерен.

Плагиоклаз присутствует в виде зерен двух генераций: магматической и метаморфической. По составу относится к олигоклазу (№ 20—22) и альбит-олигоклазу (№ 12—16). Олигоклаз деформирован, обычно забит серицитом, распределенным по зерну неравномерно. В виде глазков в плагиоклазе просвечивает свежий микроклин. Олигоклаз принимает участие в сложении мономинеральных участков. Зерна его имеют бластические очертания и неоднородное строение. Крупные зерна состоят из более мелких, имеющих пятнистое угасание и несущих признаки собирательной перекристаллизации (рис. 59) с постепенным кристаллографическим оформлением зерен. Это метаморфический плагиоклаз. Магматическому плагиоклазу присуще явление протоклаза, выражающееся в залечивании трещинок в плагиоклазе центральной зоны плагиоклазом внешней зоны. Этот плагиоклаз в виде идиоморфных призм образует включения в микроклине. На границе плагиоклаза и микроклина появляется мирмекит.

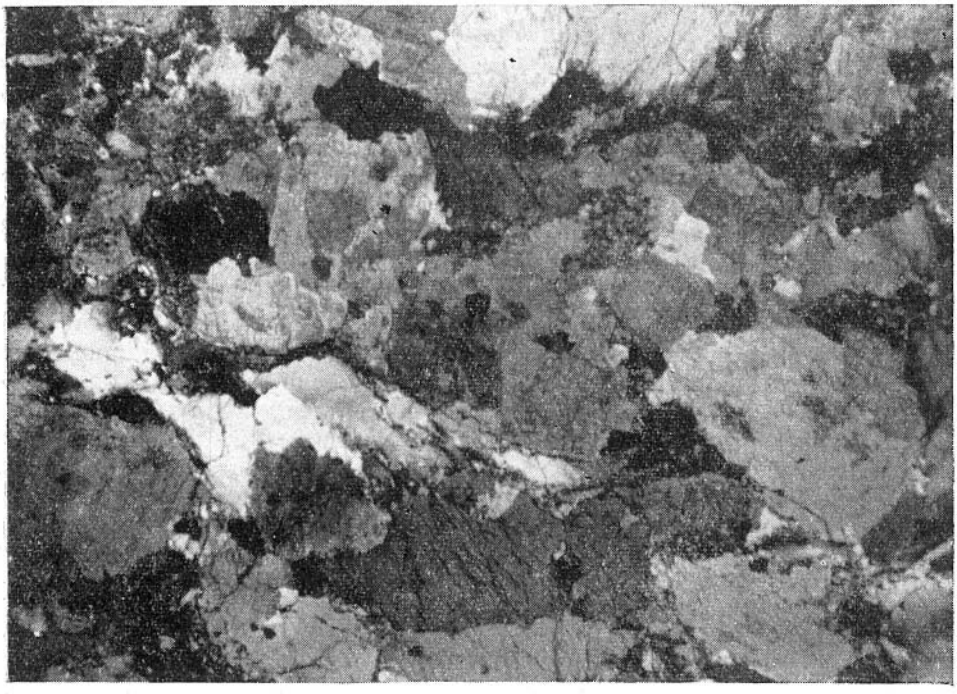


Рис. 59. Бластический плагиоклаз в гнейсо-граните. (Ув. 3,7×17, с анализатором.)

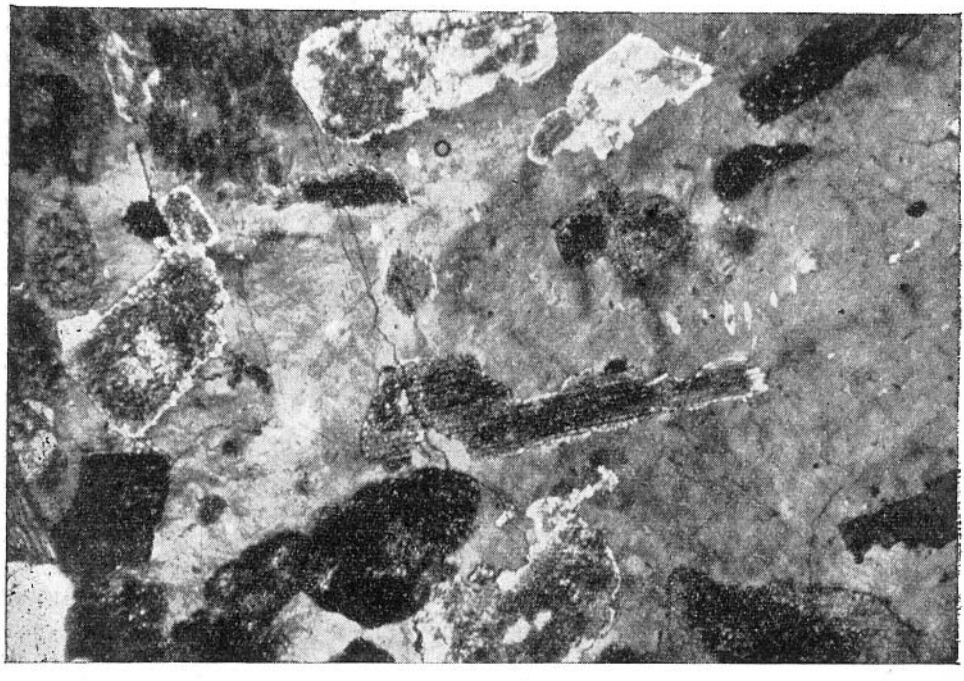


Рис. 60. Гранодиорит. Микроклин с многочисленными включениями плагиоклаза и биотита. (Ув. 3,7×17, с анализатором.)

Микроклин характеризуется неоднородным строением, обусловленным наличием в нем реликтовых пятен и полосок, сложенных серицитизированным плагиоклазом. Микроклиновая решетка выражена с различной степенью отчетливости. Микроклин часто разбит трещинами, которые залечены кварцем и эпидотом. Кварц встречается в виде крупных лапчатых или более мелких зерен, образующих гранобластические агрегаты. Минерал этот обычно корродирует плагиоклаз и микроклин. Биотит (Nm=1,655—1,660) встречается в виде разновеликих темно-коричневых чешуек. Иногда хлоритизирован. Деформирован. Развиваясь по трещинкам или на стыке зерен микроклина и кварца, он образует скопления. С биотитом ассоциируют магнетит, апатит, ортит, сфен.

Гранодиориты представляют собой слабо порфировидные, неравномерно-зернистые серые пятнистые, иногда гнейсовидные породы. Такситовая текстура их подчеркивается наличием неоднородных участков, сложенных существенно биотитом, серовато-белым плагиоклазом, или темно-серым калиевым полевым шпатом и кварцем. Размеры зерен калиевых полевых шпатов достигают 1×2 *см* и более. Микроструктуры пород бластические, коррозионные с элементами гипидиоморфнозернистой. Породам свойственны непостоянные отношения между главными породообразующими минералами: плагиоклаз (40—60%), роговая обманка (2—15%), биотит (5—15%), кварц (15—25%), калиевый полевой шпат (15—30%), акцессорные минералы: магнетит, апатит, ортит, циркон и сфен.

Плагиоклаз образует зерна двух генераций. Плагиоклаз первой генерации (метаморфический) встречается в виде изометричных зерен, размеры которых сильно варьируют, достигая $0{,}7\times0{,}5$ *см*. Обычно забит вторичными продуктами, которые распределены по зерну неравномерно, пятнами, в центре, как правило, буроватый, по периферии — прозрачный. Отчетливо проявлена полисинтетическая структура двойникования. Иногда зональный. Образует бластические агрегаты, по которым развиваются более крупные зерна его, являющиеся порфиробластами. Последним свойственно пятнистое угасание и неравномерное распределение серицита. По составу отвечает андезин-олигоклазу (№ 22—26). Плагиоклаз второй генерации (магматический) образует более мелкие по размерам не зональные, хорошо оформленные призматические зерна, лишенные продуктов разложения и характеризующиеся тонкой полисинтетической структурой двойникования. По составу отвечает альбит-олигоклазу № 14—18. Кварц встречается в виде крупных ксеноморфных зерен, развивающихся в интерстициях зерен плагиоклаза и иногда микроклина. Размеры зерен до $1\times1{,}7$ *см*. Кварц разбит трещинами на более мелкие блоки и иногда вместе с биотитом входит в лепидогранобластовые агрегаты. Микроклин-микропертит ($-2V=77—86°$) по сравнению с другими минералами образует самые крупные по величине зерна с пятнистым угасанием и неоднородным строением, которое обусловлено наличием в них обильных включений плагиоклаза, кварца и биотита (рис. 60). Более мелкие зерна микроклина развиваются в интерстициях зерен других минералов. Отмечается почти повсеместное корродирование микроклином плагиоклаза.

Биотит встречается по трещинкам в плагиоклазе или на границе зерен плагиоклаза и кварца, образуя шлиры и полосы. Чешуйки его интенсивно плеохроируют от светло-желтого до темно-бурого; деформированы, имеют волнистое угасание. Часто замещен хлоритом, с которым обычно ассоциируют ортит, циркон, апатит, сфен и титаномагнетит. Амфибол присутствует в виде удлиненных призм грязно-зеленова-

то-бурого цвета. Хлоритизированный. С ним ассоциируют биотит, сфен, эпидот, апатит, циркон и титаномагнетит, которые образуют шлирообразные скопления. Угол с Ng=22—24°,— 2V=70—72°.

Гранодиоритам свойственно обилие акцессорных минералов, из которых особенно широко распространены ортит, сфен, апатит, в меньшей мере — циркон (рис. 61). Ортит встречается в виде зональных призм, окрашенных в оранжево-бурые тона. Минерал характеризуется наличием эпидотовой каймы. На гранях кристаллов отмечаются наросты циркона и апатита. Ассоциирует с темноцветными минералами или развивается по трещинкам в кварце. Сфен образует крупные клино- и конвертовидные зерна светло-розового цвета. Циркон присутствует в виде мелких, неправильных и призматических зерен, включенных в плагиоклазе, микроклине и биотите.

Особенностями гранодиоритов являются неоднородность строения, наличие широко развитых бластических и гипидиоморфных структур, замещение плагиоклаза микроклином, обилие сфена, апатита и ортита, а также наличие роговой обманки.

Пегматиты слагают маломощные жилки (1,5—2 *см*), секущие гранодиориты (рис. 62). Границы между гранодиоритами и пегматитами не резкие, расплывчатые. Пегматиты состоят из микроклина и кварца, которым резко подчинены в количественном отношении олигоклаз, биотит, магнетит. Отмечаются участки, сложенные, главным образом, микроклином, зерна которого иногда окружены тонкой каймой из олигоклаза. Олигоклаз образует бластические агрегаты, обусловливая бластический характер структуры отдельных участков. Наиболее распространенной является пегматитовая структура. Особенности строения и состава пород позволяют думать, что пегматиты не прошли стадии полного плавления.

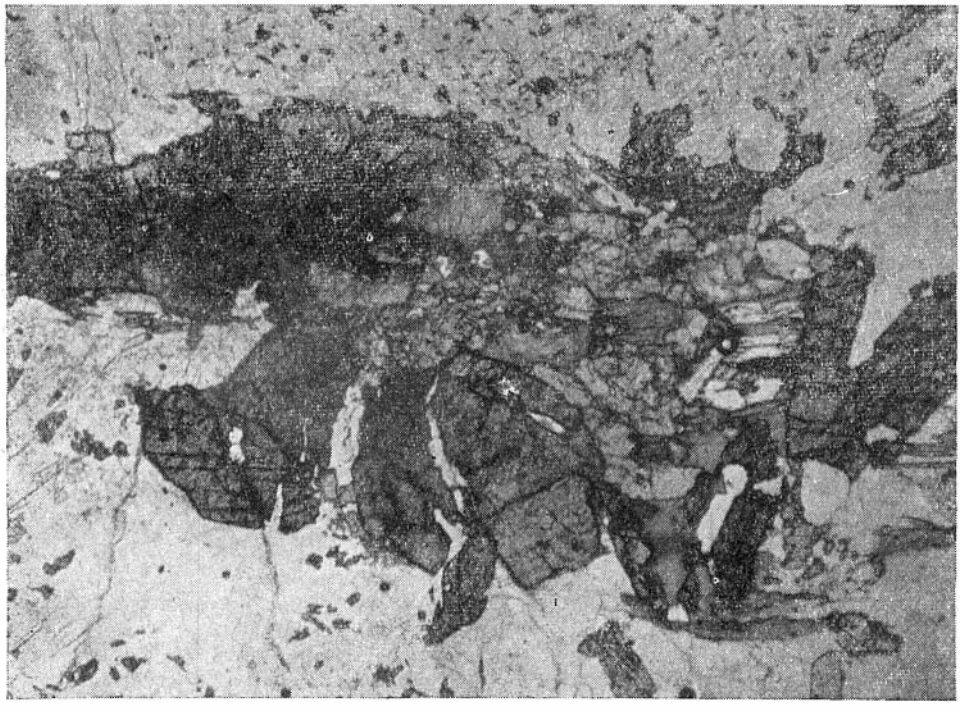


Рис. 61. Сфен и зонарный ортит в гранодиорите. (Ув. 3,7×17, без анализатора.)

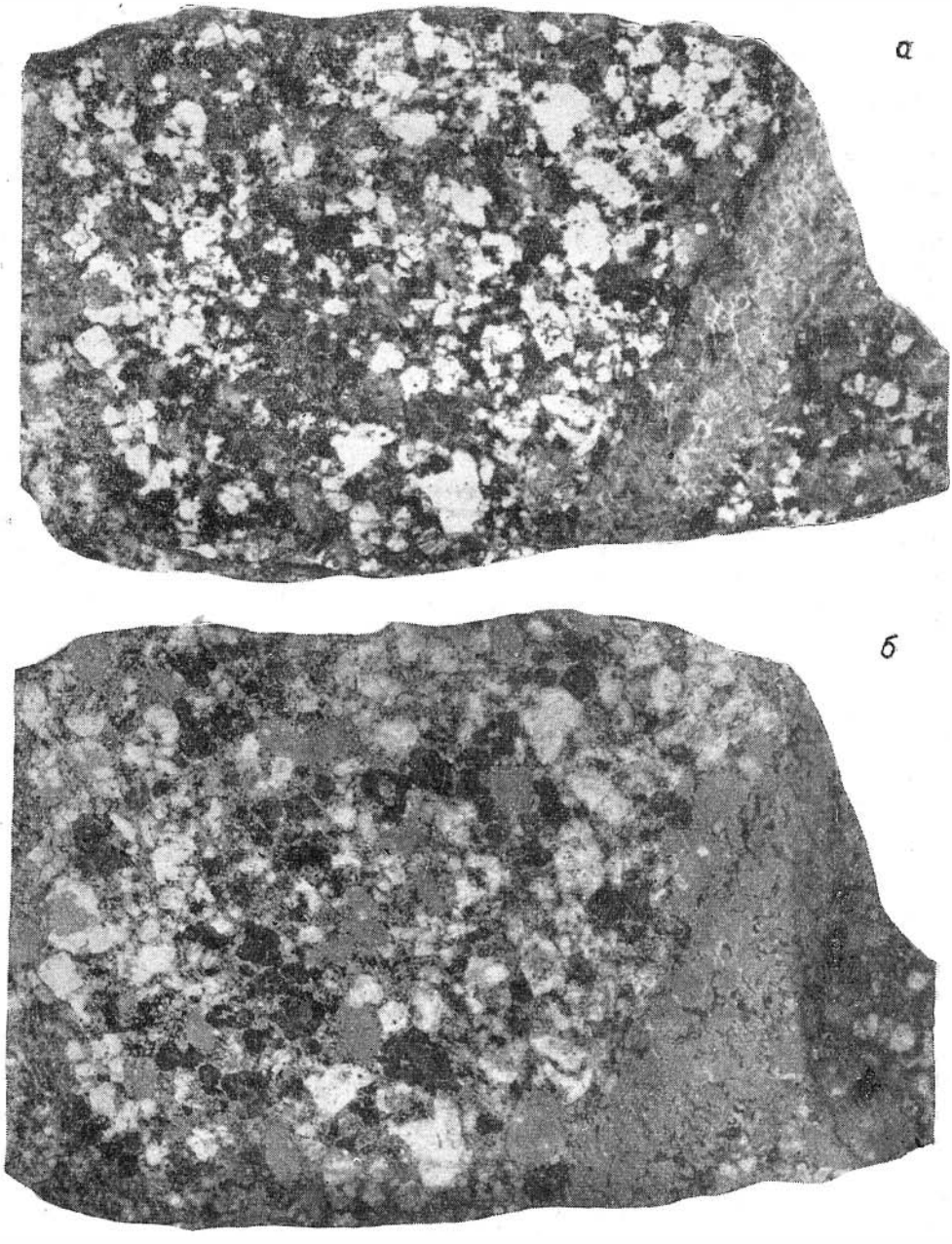


Рис. 62. Гранодиорит с жилкой пегматита:

а — в составе гранодиорита отчетливо видны плагиоклаз (белый), биотит (черный), кварц и микроклин (серые);

б — то же после окрашивания микроклина кобальто-нитритом натрия с предварительным травлением фтористо-водородной кислотой. Отчетливо видна пегматитовая структура жильной породы.

К собственно магматическим породам относятся серые порфировидные биотитовые граниты, которые в отличие от описанных гнейсо-гранитов характеризуются однородным массивным сложением и наличием матрацевидной отдельности. Микроклин в этих гранитах всегда резко преобладает над плагиоклазом. Темноцветные компоненты представлены обычно биотитом и лишь на участках, обогащенных ксенолитами более основных пород, появляется роговая обманка.

Биотитовые граниты состоят из плагиоклаза, микроклина, кварца и биотита. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, ортитом и магнетитом. Структура гипидиоморфнозернистая, обусловленная таблитчатой и призматической формой зерен плагиоклаза. В однородных массивных гранитах микроклин и плагиоклаз находятся либо в равных количествах, либо микроклин преобладает. Непостоянство минерального состава при подсчетах в шлифах объясняется неравномерно-крупнозернистым строением пород. Размеры зерен полевых шпатов достигают 2,5—3 *см.*

Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом и олигоклазом (№ 22—24), образует призматические и ксеноморфные зерна, полисинтетически сдвойникованные. Двойниковые полосы деформированные. Плагиоклаз корродируется калиевым полевым шпатом. На границе зерен плагиоклаза и калиевого полевого шпата развиты мирмекиты. Плагиоклаз в проходящем свете бурый, серицитизированный, в то время как калиевый полевой шпат прозрачный. Иногда слабо зональный. Размеры зерен его значительно уступают размерам зерен микроклина (рис. 63). Наряду с этим плагиоклазом в гранитах встречается более поздний метасоматический альбит, развитый в виде пертитов замещения в калиевом полевом шпате.

Калиевый полевой шпат представлен микроклин-микропертитом (—$2V = 76—87°$) с хорошо или слабо выраженной двойниковой решеткой. Образует ксеноморфные неоднородные по строению зерна, содержащие включения зерен кварца и плагиоклаза, окруженных альбитовой каймой. Иногда отмечается параллельное расположение зерен микроклина, что является выражением прототектоники. Кварц встречается в виде зерен двух генераций. Кварц первой генерации присутствует в виде крупных ксеноморфных зерен, обычно сильно трещиноватых и давленных. Более поздний кварц образует прожилки и агрегаты мозаичной структуры, пересекающие и корродирующие не только зерна плагиоклаза и кварца первой генерации, но и микроклин. Биотит развит в виде крупных чешуек, сильно плеохроирующих в бурых тонах и располагающихся обычно на границе зерен кварца и плагиоклаза. Показатель преломления биотита $Nm = 1{,}656—1{,}665$ (железистость 55—60%) в описываемых гранитах не выходит за пределы обычного (Бетехтин, 1950). Результаты химического анализа биотита приведены в табл. 30. Низкое содержание K_2O (3,7%), очевидно, связано с его гидратацией. Чешуи биотита деформированные. По биотиту развивается хлорит, с которым ассоциируют сфен, магнетит, апатит, эпидот, ортит, иногда циркон. Хлоритизация обусловлена явлениями диафтореза, проявившегося вдоль разломов в герцинское время.

Однородный состав гранитов, их структурные и текстурные особенности свидетельствуют о том, что они возникли из магмы, образовавшейся вероятно, здесь же, на месте, в результате расплавления гнейсов. Но расплав, из которого кристаллизовались массивные граниты, был

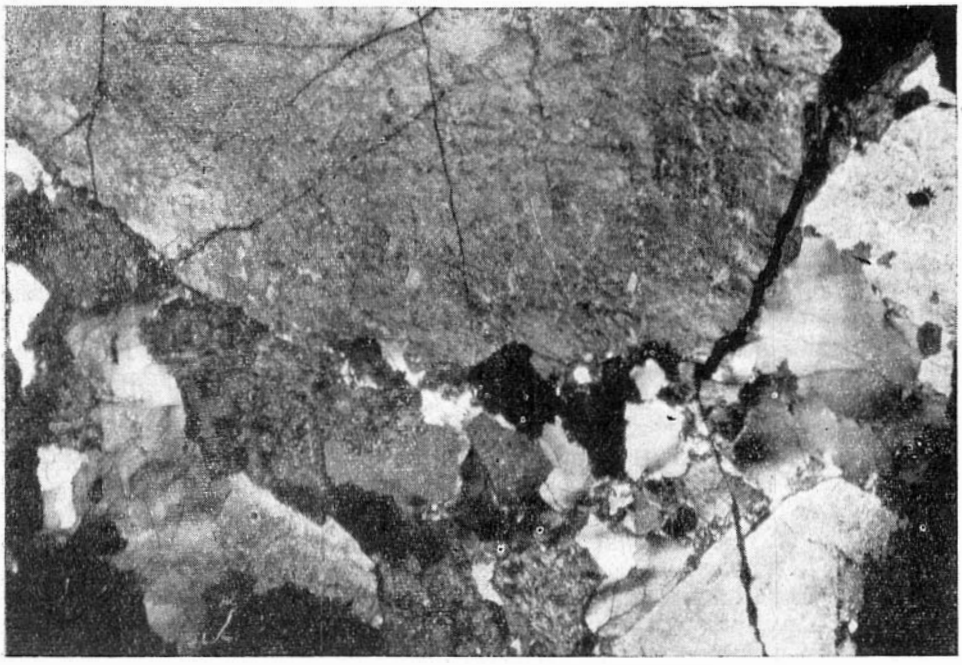


Рис. 63. Неравномернозернистая структура гранита. Вверху — крупное зерно микроклина. (Ув. 3,7×17, с анализатором).

наиболее гомогенизирован. Он перемещался вверх по разлому, примером чего могут служить граниты, слагающие небольшой по размерам Узун-Тытыгемский массив. Последний располагается на водоразделе рек Башкаус — Узун-Тытыгем и локализуется в слабо метаморфизованных породах кембро-ордовика (см. карту, рис. 35). Массив занимает секущее положение по отношению к складчатым структурам вмещающей кембро-ордовикской толщи. Контактовые изменения выражаются в слабом ороговиковании вмещающих пород. Ширина контактового ореола не превышает 150—200 *м*. По мере удаления от контакта с гранитами степень метаморфизма постепенно понижается и ороговикованные породы переходят в слабо метаморфизованные песчаники с алевропсаммитовым строением. Контакты резкие. Граниты, слагающие эндоконтактовые зоны массива, характеризуются мелкозернистым строением.

Ксенолиты в серых порфировидных гранитах сложены более основными по составу породами и в различной степени гранитизированы. Размеры их непостоянны и варьируют от нескольких сантиметров до 1,5—2 *м*, форма округлая и эллипсоидальная, простирание северо-восточное, границы обычно резкие.

Таблица 30

Химический состав биотитов из биотитовых гранитов

Окислы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	П. п. п.	Сумма	$\frac{Fe}{Fe+Mg}$	$\frac{Al_2O_3}{K_2O+Na_2O}$
Вес, %	35,29	3,05	14,42	14,49	11,76	0,53	5,56	1,66	0,02	3,51	0,72	1,14	7,77	99,81	65	38

Породы ксенолитов, в различной степени преобразованные, встречаются в непосредственной близости друг от друга. Среди них отмечаются разновидности, отличающиеся количественными соотношениями и составом темноцветных минералов, составом плагиоклаза, количественными соотношениями калиевого полевого шпата и кварца, структурными особенностями и т. д. Породы, слагающие ксенолиты,— темно- и светло-серые, с выделениями кварца и полевых шпатов, ориентированных согласно сланцеватости. Кварц обычно серый, дымчатый; размеры его зерен достигают 0,7 *мм*. Калиевые полевые шпаты встречаются в виде призм и овальных эллипсоидальных зерен (размерами до 2,5 *см*), вокруг которых наблюдается узкая (до 2 *мм*) сероватобелая кайма из плагиоклаза. Примечательной особенностью зерен калиевых полевых шпатов является расположение их поперек границы между ксенолитовой породой и гранитом (рис. 64), что свидетельствует о более позднем формировании порфиробластов полевых шпатов.

По составу наименее измененные ксенолитовые породы близки к кварцевым диоритам. В их сложении принимают участие плагиоклаз, кварц, биотит и микроклин. В незначительных количествах присутствует амфибол. Текстура неоднородная, пятнистая, обусловленная наличием участков, сложенных плагиоклазом и биотитом или плагиоклазом, биотитом, кварцем, или — плагиоклазом, микроклином, кварцем, биотитом. Структура этих пород обычно пойкило- и гранобластовая. Цементирующими минералами являются обычно кварц

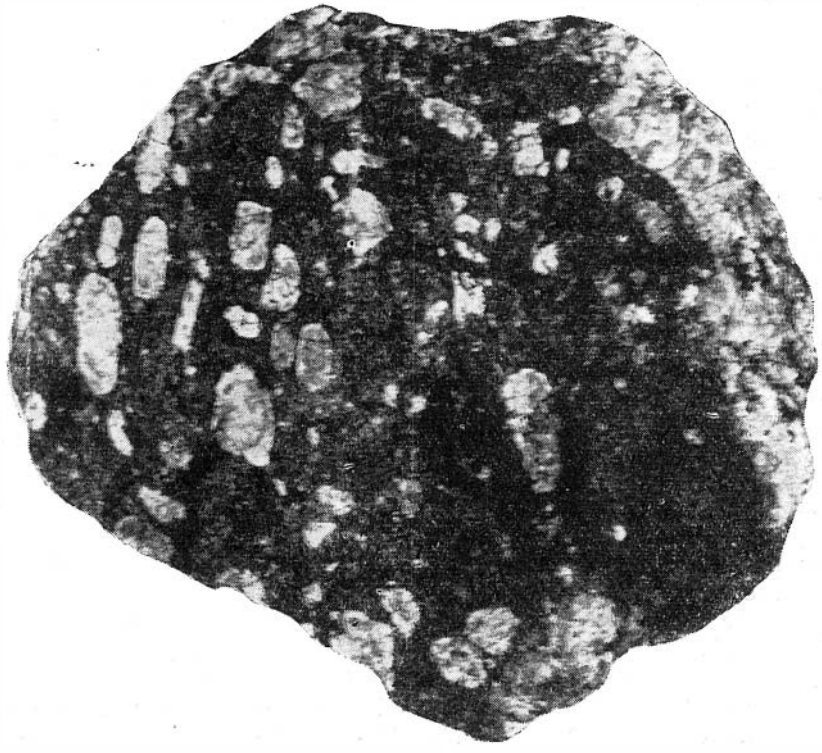


Рис. 64. Гранитизированная основная порода ксенолита. Крупные зерна микроклина ориентированы согласно сланцеватости и располагаются (справа) поперек границы между гранитом и ксенолитовой породой.

с волнистым погасанием и биотит, чешуйки которого деформированы. Широкие таблицы и призмы плагиоклаза характеризуются резко зональным строением, центральные части их соссюртизированы. Микроклин, в отличие от плагиоклаза, прозрачный. В нем отчетливо проявлена микроклиновая решетка и отмечаются микропертитовые вростки альбита. Зелено-бурая роговая обманка замещается биотитом. Акцессорные минералы — апатит, сфен, циркон, титаномагнетит — обычно ассоциируют с биотитом или развиваются по трещинкам в кварце и плагиоклазе.

В качестве порфиробласт выступают крупные зерна плагиоклаза, по которым продукты разрушения (серицит) распределены неравномерно, пятнами. Каждое зерно плагиоклаза состоит из более мелких зерен, что ясно обнаруживается при повороте столика микроскопа. Совершенно очевидно, что крупные зерна представляют порфиробласты, которые следует рассматривать как результат собирательной перекристаллизации.

Более измененные ксенолиты сложены породами, близкими по составу гранодиоритам, в которых плагиоклаз присутствует в меньших количествах и отвечает олигоклазу — в нем увеличивается содержание кварца, микроклина, сфена. Структура пород пойкилобластовая, иногда пегматоидная. Порфиробласты представлены микроклином, в меньшей мере — плагиоклазом, кварцем, иногда амфиболом. Плагиоклаз встречается в виде таблитчатых и призматических зональных кристаллов, забитых продуктами разрушения. Разъедается решетчатым микроклин-пертитом, который сначала в виде глазков развивается вдоль двойниковых швов, а далее постепенно замещает все зерно целиком, сохраняя его первичную форму. Неполностью замещенный серицитизированный плагиоклаз сохраняется в виде каемок вокруг зерен микроклина. Иногда такие каемки сложены призмами и таблицами резко зонального плагиоклаза, которые представляют собой продукт собирательной перекристаллизации. На границе зерен микроклина и плагиоклаза отмечаются вростки кварца. Крупные зерна микроклина характеризуются расплывчатыми и зазубренными краями. Периферические части зерен переполнены минералами цементирующей массы — биотитом, кварцем, плагиоклазом. Кварц образует крупные овальные зерна с бухтообразными очертаниями краев. Каждое крупное зерно представляет бластический агрегат, состоящий из более мелких зерен. Зеленовато-бурая роговая обманка, как правило, образует скопления бластических агрегатов, замещается биотитом. С ней ассоциируют сфен, апатит, циркон и магнетит.

И, наконец, наиболее интенсивно преобразованные ксенолиты сложены породами, приближающимися по составу к гранитам. Эти породы характеризуются гранобластическим строением и состоят из кварца, микроклина, биотита, плагиоклаза, сфена, циркона. Особенностью их является обилие биотита и наличие крупных зерен сфена. В качестве порфиробласт в них встречаются зерна альбит-олигоклаза, пронизанные эпидотом кварца и микроклин-микропертита с олигоклазовой каймой.

Среди ксенолитовых пород, кроме описанных, встречаются гранофиры, в составе которых принимают участие главным образом микроклин и кварц, с резко подчиненными в количественном отношении плагиоклазом и биотитом. Наряду с широко распространенным гранофировым строением, отмечаются гипидиоморфные и гранобластовые структуры. Гипидиоморфное строение обусловлено большей степенью идиоморфизма плагиоклаза по отношению к микроклину и кварцу.

Плагиоклаз в гранофирах обычно серицитизированный, а микроклин-микропертит всегда чистый, прозрачный и содержит в виде пятен включения плагиоклаза. Из акцессорных минералов, кроме циркона, присутствуют апатит и сфен.

Таким образом, преобразование габброидных пород ксенолитов на первых стадиях проявляется в метасоматическом замещении пироксена амфиболом и последнего биотитом, в растворении основного плагиоклаза (лабрадора) и образовании олигоклаз-андезина и обильного апатита, в появлении новообразований кварца и микроклина, в наличии признаков перекристаллизации. В дальнейшем породы претерпевают еще более сильное изменение в сторону обогащения их кварцем и микроклином и по составу приближаются к гранодиоритам и гранитам, характеризующимся бластическим строением и содержащим апатит, сфен и ортит. На самых поздних стадиях метасоматического процесса, явления собирательной перекристаллизации вызывают, по-видимому, частичное расплавление породы, в результате которого, вероятно, появляются гранофиры.

Геохимические особенности гранитоидов

Петрохимическая характеристика

Для изучения петрохимических особенностей гранитоидов Бугузунского массива было сделано 11 полных силикатных анализов (табл. 31), результаты которых в виде векторов нанесены на диаграмму (рис. 65), построенную по методу А. Н. Заварицкого (1950).

Граниты, по классификации А. Н. Заварицкого, относятся к породам, пересыщенным кремнеземом, богатым и умеренно богатым щелочами. Количество свободного кремнезема не постоянно и варьирует от $Q = +20{,}2$ до $Q = 36{,}7$. Суммарное количество щелочей для гранитов также не постоянно (от $a = 12{,}9$ до $a = 15{,}4$). Окись калия несколько преобладает над окисью натрия, что соответствует минеральному составу гранитов, в которых микроклин преобладает над плагиоклазом. Количество темноцветных компонентов (параметр $в$) различное и варьирует от 3 до 6,6%. Закись железа всегда преобладает над

Таблица 31

Химический состав гранитоидов Бугузунского массива (анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГиГ СО АН СССР аналитиками Е. М. Зыряновой и В. Г. Цимбалист)

№ проб	SiO	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	S	П.п.п.	Сумма
14	72,70	0,22	13,37	0,83	2,44	0,10	0,20	0,63	2,76	5,01	0,03	0,38	0,01	1,02	99,70
27	68,16	0,63	14,01	2,27	2,44	0,13	0,32	1,43	3,50	4,95	0,14	0,27	0,01	1,35	99,61
46	75,00	0,20	13,18	0,02	1,69	0,05	0,03	0,88	3,50	4,40	0,02	0,16	Не обн.	0,53	99,66
49	72,93	0,21	13,90	0,53	1,36	0,04	1,23	1,42	2,97	4,58	0,05	0,12	Сл.	0,84	100,18
50	69,88	0,54	13,91	1,20	2,61	0,06	0,86	1,61	3,37	4,88	0,15	0,25	Не обн.	0,42	99,74
50а	70,46	0,60	14,06	1,19	2,43	0,07	1,15	1,70	3,50	3,98	0,12	0,15	0,03	0,79	100,23
231ц	68,11	0,47	15,20	1,39	2,32	0,64	0,90	1,44	3,88	5,04	не опр.	0,17	Не опр.	0,71	100,23
145	68,94	0,58	14,23	1,47	2,36	0,07	0,89	1,81	3,37	4,82	0,12	не опр.	Сл.	0,72	99,38
219а	70,36	0,70	14,42	1,50	2,06	0,10	0,75	1,48	3,23	4,58	0,20	0,18	—	0,59	100,15
150	64,21	0,67	15,72	2,51	2,36	0,19	0,33	3,02	3,47	2,53	0,10	0,15	Сл.	1,74	99,98
150б	72,92	0,27	13,51	1,00	0,99	0,04	0,59	1,40	3,37	4,52	0,02	0,22	0,003	0,41	99,29

Окончание табл. 31

Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому)

№ пробы	*a*	*c*	*в*	*s*	*a'*	*c'*	*f'*	*m'*	*n*	*f*	*ψ*	*Q*	*a/c*
14	12,9	0,7	6,2	80,2	47,3	—	47,3	5,4	45,9	0,2	10,8	+34,0	18,4
27	14,9	1,7	5,1	78,3	8,0	—	82,7	9,3	51,4	0,7	37,3	+25,0	8,7
46	13,5	1,1	3,0	82,4	43,5	—	54,3	2,2	54,4	0,2	—	+36,7	12,2
49	12,8	1,7	5,4	80,1	33,7	—	30,1	36,1	49,5	0,2	0,7	+33,0	7,9
50	14,9	2,0	3,0	80,1	—	—	95,5	4,5	51,4	0,5	0,3	+28,4	7,4
50а	13,0	2,0	6,4	78,6	41,7	—	50,0	29,2	61,2	0,7	14,6	+29,4	6,8
231ц	15,4	1,7	6,6	76,4	18,4	—	59,2	22,4	53,9	0,5	18,4	+20,2	9,0
145	14,3	2,2	5,2	78,3	5,2	—	67,5	27,3	51,4	0,7	23,4	+26,2	6,4
219а	13,4	1,7	6,3	78,6	29,8	—	51,1	19,1	51,3	0,7	19,1	+28,7	7,9
150	11,2	3,6	12,4	72,7	18,5	—	36,9	44,6	67,5	0,8	17,4	+19,5	3,1
150б	13,7	1,7	3,3	81,3	16,3	—	53,1	30,6	53,4	0,3	24,5	+33,5	8,0

Характеристика проб: 14 — грубозернистый гнейсо-гранит, верховье р. Гетедей; 27 — порфировидный биотитовый гранит, г. Черная; 46 — грубозернистый гнейсо-гранит, верховье р. Буйлюгем; 49 и 50 — грубозернистый меланократовый гнейсо-гранит, верховье р. Буйлюгем; 50а — порфировидный гнейсо-гранит, верховье р. Буйлюгем; 231ц — катаклазированный гнейсо-гранит, верховье р. Буйлюгем; 145 — порфировидная порода гранодиоритового состава, верховье р. Гетедей; 219а — неравномернозернистый роговообманково-биотитовый гранодиорит, верховье р. Гетедей; 150 — тонкозернистый биотит-плагиоклазовый гранодиорит, вершина г. Черной; 150б — тонкозернистый меланократовый биотитовый гранит, вершина г. Черной.

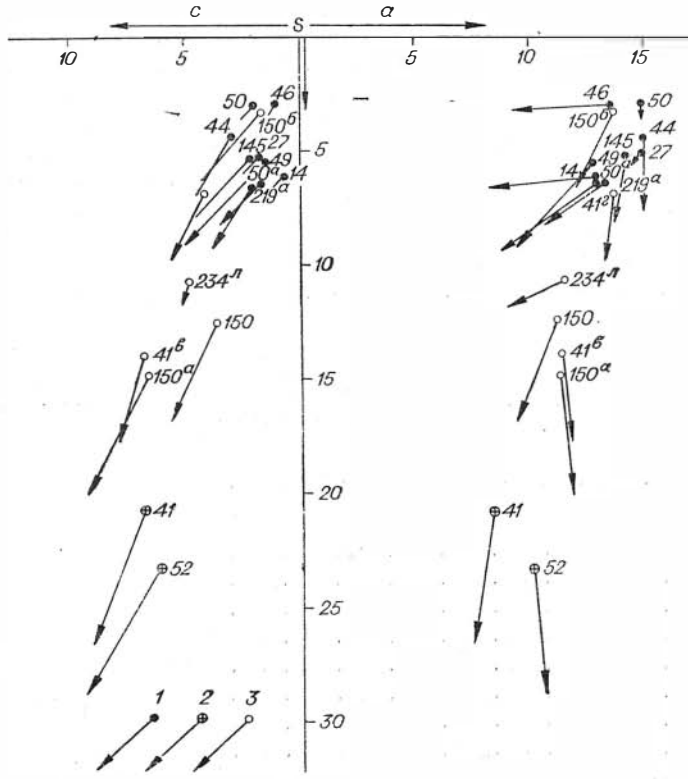


Рис. 65. Диаграмма химических составов гранитоидов Бугузунского комплекса (по А. Н. Заварицкому):

1 — граниты, гнейсо-граниты; *2* — диориты; *3* — породы гранодиоритового состава.

окисью. Между лейкократовыми биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами отмечаются незначительные различия. Лейкократовые граниты отличаются меньшим содержанием фемических компонентов, а также резкой пересыщенностью глиноземом, более высоким содержанием калия.

Гранодиориты (анализы № 145, 219а, 150) отличаются от гранитов большим значением параметра *в*, а среди щелочей окись натрия иногда преобладает над окисью калия. Сравнительный анализ химического состава гранитоидов и вмещающих биотитовых плагиогнейсов (анализы № 106г, 476, 106д, 462, 111А, 134, см. табл. 19 и рис. 48) указывает на сходство их петрохимических особенностей. Тем и другим свойственна резкая пересыщенность глиноземом.

Сведения о распределении элементов-примесей в гранитах получены по результатам свыше 1000 полуколичественных спектральных анализов и около 50 химических анализов пород на отдельные компоненты (W, Mo, Cr, Ni, Co). Некоторые минералы гранитов были подвергнуты спектральному анализу, что позволяет выявить связи химических элементов с теми или иными породообразующими, акцессорными или постмагматическими минералами (табл. 32). Анализы производились Л. Г. Изюмовой в спектральной лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР на ДФС-13. Здесь необходимо отметить, что полуколичественные спектральные анализы отражают среднее содержание этих элементов в породах с той же эффективностью, что и химические анализы. Поэтому мы разделяем мнение тех исследователей (Коптев, Дворников и др., 1965), которые считают возможным делать некоторые генетические выводы на основании данных многочисленных полуколичественных спектральных анализов.

Чувствительность полуколичественного спектрального определения отдельных элементов:

$<0{,}0001$ — Cu, Ag	0,001 — Au, Y, Nb, Cr, Zr
0,0001 — V, Ga, Yb, Co, Ni, Mo	0,01 — Hf, Hg, Sr, Ta, Th
$<0{,}0003$ — Bi	$<0{,}03$ — Ba, Sb, Ce
0,0003 — Be, Ge, W, Sn, Pb, Sc, Ti	0,03 — As, Te, U
$<0{,}001$ — Mn	0,1 — P

Частота встречаемости различных элементов-примесей в гранитах приводится в табл. 33.

Результаты анализа позволяют установить, что типоморфными акцессорными элементами-примесями в гранитах являются Pb, V, Ga, Zr, CO, Sr, Ba, Cu, Y, Yb, Be. Значительно реже и обычно в небольших количествах содержатся Sn, Cr, Ni, Mo, Zn, Sc, La, Nb, спорадически обнаруживаются W, Bi, Li и Ce. Все упомянутые элементы присутствуют в качестве изоморфных примесей.

Бериллий установлен во всех анализируемых пробах гранитов, распределен неравномерно в количествах, обычно мало превышающих кларк (0,0005%). Концентрации его наблюдаются преимущественно в полевых шпатах, магнетите и сфене, в значительных количествах отмечен он также во флюорите, в меньших количествах — в кварце, биотите, ортите, цирконе, турмалине и эпидоте. Граниты, по сравнению с пегматитами, характеризуются незначительным содержанием бериллия, в гнейсах его еще меньше.

Литий распределен в гранитах неравномерно (встречен лишь в 15% анализированных проб). Количественное содержание его не превышает кларковых значений (0,004%). Литий связан в биотите, замещая в нем

Распределение элементов-примесей в породообразующих, акцессорных

Элементы	Содер				
	Порода	Полевой шпат (13)	Кварц (10)	Биотит (14)	Циркон (8)
W	0—0,001	0—0,001—0,01	0—0,001*	Не обн.	
			0,02		
Be	0,0002—0,001	0,0003—0,002	0,0002	0,0002—0,008	0,02*
Zi	0—0,001	Не обн.	Не обн.	0,01—0,1	
Ba	0,05	—„—	—„—	0—0,02	
Sr	0—0,01	0,01	—„—	Не обн.	
Zr	0,001—0,01	0,003—0,01	0—0,003	0,02	Мн.
Y	0,003	Не обн.	0—0,0005	0,001—0,01	0,005—0,06
Yв	0,0003	—„—	0—0,0001	0,0001—0,001	0,01—0,05
La	0,003	0,001*	Не обн.	0,001—0,03	0,003
Ce	0—0,01	Не обн.	—„—	0,1	
Nв	0,0005—0,001	—„—	0—0,0003	0,0003—0,02	0—0,001
Cu	0,0005—0,001	0,0001—0,001	0,0002	0,0003—0,003	Сл.—0,0002
Pv	0,001	0,002	0,0003—0,001	0,0002—0,002	0—0,001
Zn	0—0,005	Не обн.	0—0,005	0,02	
La	0—0,002	0,0003—0,002	0—Сл.	0,003	
			0—0,0003		
Sn	0,0003	0—0,0001	Не обн.	0,0003	0,005*
Ag	Не обн.	Не обн.	—„—	Не обн.	0,2*
Sc	0—0,001	—„—	—„—	0,0003—0,002	
Bi	0—0,0001	0,0001*	—„—	0,0001*	0,0003*
Aq	Не обн.	Не обн.	—„—	Не обн.	Не обн.
Mo	0—0,0008	—„—	0,0003*	—„—	—„—
V	0,002	0,0002	Не обн.	0,002—0,02	0,0008—0,05
Cr	0,0003—0,003	Не обн.	—„—	0,0005—0,002	Не обн.
Ni	Сл.—0,0003	0—0,0001	—„—	0,0003—0,001	0—0,002
Co	0,0003—0,007	Не обн.	0,0003—0,002	Не обн.	Не обн.

Примечание. 1. Цифры в скобках (после названия минерала) обозначают количество

Частота встречаемости (в %) различных содержаний

Содержание, %	Pb	Sn	V	Ga	W	Cr	Ni	Bi	Ba	Mo
0,05—0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,01—0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	100	—
0,005—0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,001—0,005	47	20	100	100	4	26	—	—	—	—
0,0005—0,001	53	—	—	—	—	—	—	—	—	10
0,0001—0,0005	—	53	—	—	—	28	60	20	—	50
Не обн.	—	27	—	—	96	46	40	80	—	40

магний. Сравнение содержания этого элемента в гранитах, пегматитах и гнейсах показывает, что в последних оно наиболее велико.

Стронций и барий присутствуют повсеместно в количествах, близких кларковым значениям (Sr — 0,03, Ba — 0,08%) для кислых пород.

Таблица 32

и постмагматических минералах из гранитов Бугузунского массива

жание в

Магнетит (7)	Сфен (3)	Ортит (5)	Турмалин (5)	Флюорит (3)	Эпидот (5)
Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
0,0002—0,006	0—0,1	0,0003—0,001	0,0003	0,2	0,0003
Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
—„—	—„—	—„—	—„—	—„—	—„—
—„—	—„—	—„—	—„—	—„—	0,05
—„—	—„—	0,003	0,003	—„—	0—0,002
0,0002—0,01	0,05—0,2	0,001	0,002	0,3	0,0003—0,002
0,0001—0,001	0,005—0,02	Не обн.	0,0001	0,02	Сл.—0,0003
0—0,003	0—0,08	0,03	Не обн.	0,02	Не обн.
0,02*	0—0,06	0,05	—„—	Не обн.	—„—
0—0,004—0,03	Не обн.	Не обн.	—„—	—„—	0,0005
0,002	0,005	0,002	0,0005	0,0003	0,0005
0,0005—0,001	0—0,001	0,002	0—0,0003	0,0008	0—0,0008
0,0003—0,03	0—0,01	0,005—0,01		Не обн.	Не обн.
0,0002	Не обн.	0—0,0003	0,0005	—„—	0,0001—0,003
0,001*	—„—	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,0002
Не обн.	—„—	0—0,2	—„—	—„—	Не обн.
—„—	—„—	Не обн.	0,0005—0,001	—„—	0,0003
0—0,0005	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Не обн.	—„—	—„—	—„—	—„—	—„—
—„—	—„—	—„—	—„—	—„—	—„—
0,002—0,08	—„—	—„—	0,005	—„—	0,0003—0,001
0,01	—„—	—„—	0,001	—„—	—„—
0,001	—„—	—„—	0,001	—„—	—„—
—„—	Не обн.	—„—	Не обн.	—„—	—„—

анализов. 2. Звездочками отмечены элементы, обнаруженные в единичных пробах.

Таблица 33

элементов-примесей в гранитах Бугузунского массива

Li	Zr	Zn	Sc	Co	Sr	Cu	La	Ce	Y	Yb	Nb	Be
—	15—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	15	—	—	—	—	—	—	5	—	—	—	—
15	35	—	—	10	100	—	30	—	10	—	—	—
—	35	53	—	—	—	20	53	—	80	—	50	—
—	—	—	17	—	—	80	—	—	10	35	25	50
—	—	—	48	90	—	—	—	—	—	65	—	50
85	—	47	35	—	—	—	17	95	—	—	25	—

Стронций заключен в полевых шпатах, а также в эпидоте, замещая в них кальций. Барий присутствует в биотите и замещает в нем калий. В гранитах содержание этих элементов значительно ниже, чем в гнейсах, в которых оно варьирует от сотых до десятых долей процента.

Распространение бария и стронция в гранитах и пегматитах вполне сопоставимо, но по количественному их содержанию пегматиты ближе к гнейсам.

Цирконий обнаружен также во всех анализируемых пробах, но неравномерно и в количествах, не превышающих кларк для кислых пород (0,02%). Концентрируется он, главным образом, в цирконе, встречается также в биотите, полевом шпате, кварце, ортите, турмалине и эпидоте. Содержание циркония в гранитах, гнейсах и пегматитах различается несущественно.

Иттрий обнаружен в гранитах повсеместно и распределен равномерно в количествах, близких к кларковому (0,00034%). Высокое содержание этого элемента обнаружено в сфене, флюорите, биотите, цирконе и магнетите. В тысячных и десятитысячных долях процента иттрий установлен в ортите, кварце и эпидоте. Содержание его в гранитах, гнейсах и пегматитах примерно одинаково.

Ниобий присутствует в 75% анализируемых проб, главным образом в тысячных долях процента, что равно кларку (0,002%). В биотите и магнетите этот элемент составляет сотые доли процента, в цирконе, кварце и эпидоте — тысячные. Результаты спектрального анализа различных пород показывают, что содержание ниобия в гранитах сопоставимо с содержанием его в гнейсах и пегматитах, но в отличие от последних, в гранитах он установлен во всех пробах.

Лантан распределен в гранитах повсеместно и равномерно в тысячных долях процента, т. е. в количествах, почти равных кларковому (0,006%). Примесь лантана отмечается преимущественно в биотите, ортите, цирконе и флюорите. Значительно реже и в меньших количествах он встречается в магнетите и сфене. В гнейсах и амфиболитах лантан присутствует в равных количествах, но, в отличие от гранитоидов, встречается неповсеместно.

Церий обнаруживается спорадически в сфене и ортите в пределах чувствительности метода в количествах, соответствующих кларковому (сотые доли процента). Во вмещающих гнейсах и пегматитах церий не найден, по-видимому, из-за малой чувствительности метода.

Олово — почти постоянная примесь в гранитах — содержится в тысячных и десятитысячных долях процента, что почти равно кларку (0,0003%). Оно всегда присутствует в биотите, что определяется, очевидно, кристаллохимическим сходством олова с титаном и подтверждает представления Ив. Ф. Григорьева, Е. И. Доломановой, М. Г. Руб (1964) и др. о том, что главным концентратором олова является биотит. Значительно реже этот элемент встречается в полевых шпатах и в кварце: спорадически — в цирконе и магнетите. В гнейсах и пегматитах содержание олова почти одинаково, в гранитах оно несколько выше.

Медь распределена более или менее равномерно в десятитысячных и тысячных долях процента, что не превышает кларк (0,002%) этого элемента для кислых пород. В незначительных количествах медь присутствует в полевых шпатах, биотите, кварце, цирконе, турмалине, магнетите, флюорите, сфене и ортите. Граниты и пегматиты, по сравнению с гнейсами, характеризуются пониженным содержанием меди.

Цинк встречается в 53% анализированных проб в тысячных долях процента, что примерно соответствует кларку (0,006). В сотых долях процента он отмечается в биотите, магнетите, ортите и сфене, изредка встречается в кварце, в остальных минералах не обнаружен из-за малой чувствительности метода. Содержание цинка в гранитах и пегматитах одинаково, в гнейсах оно несколько ниже.

Свинец установлен повсеместно в тысячных долях процента, что равно кларку (0,002%). Анализы показали постоянное присутствие этого элемента во всех исследовавшихся минералах, (кварце, биотите, цирконе, сфене, магнетите, турмалине, флюорите, эпидоте), но повышенное количество его отмечается в полевых шпатах и ортите. Содержание свинца в гранитах, гнейсах и пегматитах сопоставимо.

Висмут обнаружен в единичных пробах в количестве 0,0001%. В гранитах, пегматитах и гнейсах содержание его одинаково.

Молибден установлен в 50% проб гранитов и пегматитов в количествах, несколько превышающих кларк (0,0001%). В гранитах содержание его составляет 0,0007—0,0012%, в пегматитах — значительно меньше. Во вмещающих породах этот элемент не обнаружен.

Вольфрам встречается спорадически в количествах, на целый порядок превышающих кларк (0,00015%). Химическими анализами выявлено содержание вольфрама (от 0,0007 до 0,007%) в 60% проб. Заметные количества элемента установлены главным образом в кварце, реже он отмечается в плагиоклазе. Белов (1965) присутствие вольфрама в плагиоклазе связывает с благоприятными кристалло-химическими свойствами этого минерала. В гранитах, гнейсах и пегматитах вольфрам встречается изредка, примерно в равных количествах. В пегматитах частота встречаемости вольфрама, по сравнению с гранитами и гнейсами, более высокая.

Ванадий распространен равномерно в количествах, равных кларковому (0,004%). Главная масса его концентрируется в биотите и магнетите. В незначительных количествах он присутствует в полевых шпатах, цирконе, турмалине и эпидоте. Результаты спектрального анализа показали, что содержание ванадия в гранитах почти такое же, как и в пегматитах, но несколько меньшее, чем в гнейсах.

Хром обнаружен в 50% проб в количествах, не превышающих кларковые (0,0025%). Примеси хрома отмечаются главным образом в биотите, магнетите, поскольку геохимия хрома связана с геохимией трехвалентного железа.

В гранитах, по сравнению с пегматитами и гнейсами, количество хрома заметно уменьшается.

Никель установлен в 60% проб в десятитысячных долях процента, т. е. несколько меньше кларка (0,0008%). Встречается он преимущественно в биотите, магнетите и цирконе, значительно реже — в полевых шпатах. Никель в гранитах, как и в пегматитах, присутствует неповсеместно и в количествах, несопоставимых с количеством этого элемента в гнейсах, где постоянное его содержание составляет тысячные доли процента, т. е. на целый порядок выше.

Кобальт распространен более или менее равномерно в десятитысячных (изредка в тысячных) долях процента, обычно не превышая кларк для кислых пород (0,0005%). Высокое содержание кобальта отмечено в биотите, где он изоморфно замещает двухвалентное железо. В гранитах его содержится меньше, чем в гнейсах, где он постоянно присутствует в тысячных долях процента. В пегматитах кобальт присутствует не во всех анализируемых пробах, но в количествах, сопоставимых с содержанием его в гранитоидах.

Скандий содержится в 65% проб в количествах, несколько превышающих кларк (0,0003%). Главная масса его обнаружена в биотите и турмалине, где он, очевидно, замещает железо, алюминий и марганец. Граниты, как и пегматиты, содержат значительно меньшее количество этого элемента, чем гнейсы, в которых скандий распространен повсеместно.

Таким образом, содержание перечисленных элементов-примесей в породах неравномерно и не всегда соответствует их кларкам для кислых пород (по А. П. Виноградову, 1962). Так, в гранитах в количествах, соответствующих кларку, содержатся акцессорные элементы Pb, V, Sr, Ba, Li, La, Ce, Nb, Y. Некоторые же элементы-примеси присутствуют в незначительных количествах, обычно меньших кларка — Cu, Zn, Ni, Cr. Несколько выше кларка присутствуют акцессорные элементы W, Mo, Sn, Be; это позволяет говорить о том, что в процессе образования гранитов происходит их концентрация и, наоборот, вынос из гранитов Zn, Ni, Cu, Cr, которые концентрируются во вмещающих гнейсах.

Акцессорные минералы

Акцессорные минералы гранитоидов изучались в шлифах и в искусственных шлихах. В исследовании кроме авторов участвовали Е. И. Никитина и А. П. Берзина. Количественное содержание и распределение акцессорных минералов в гранитоидах показаны в табл. 34, там же для сравнения приведено распределение их в пегматитах и гнейсах.

Акцессорные минералы гранитоидов представлены специфическим набором, в составе которого постоянно присутствуют сфен, циркон, апатит и магнетит; в большинстве проб обнаружены ортит, ильменит, изредка и в незначительных количествах встречаются монацит, ксенотим, оранжит, флюорит, молибденит и рутил. Охарактеризуем кратко те из них, которые наиболее распространены в гранитоидах.

Циркон присутствует во всех разновидностях гранитоидных пород, являясь одним из главных акцессорных минералов. В серых порфировидных биотитовых гранитах его содержание достигает 93,8 *г/т*. Обычно он образует включения в биотите, придавая ему неравномерную пятнистую окраску, вследствие появления плеохроичных двориков. Встречается в виде кристаллов призматического габитуса или овальных, элипсоидальных зерен. В одном и том же шлифе присутствует циркон двух разновидностей. Первой из них свойствен бледно-розовый цвет, призматический цирконовый габитус: комбинация призмы (3110) и пирамиды (1111). Размеры кристаллов — 0,2—0,3 *мм*, отношение их длины к ширине равно 1 : 1, 3 : 1, 4 : 1. В ультрафиолетовых лучах кристаллы светятся ярко-желтым цветом. Вторая разновидность имеет бу-

Таблица 34

Содержание (в *г/т*) акцессорных минералов в гранитоидах Бугузунского массива

Минералы	Номера анализов								
	14	25	26	29	42	142	50	52	12д
Циркон	6,8	75,3	124,4	93,8	61,1	5,57	20,2	16,1	9,4
Сфен	Е. з.	142,0	975,5	1016,6	Е. з.	32,62	40,2	25,0	41,66
Ортит		7,4	28,8	Е. з.		10,94	65,6		
Апатит	Е. з.	Е. з.	2,2	2,08	16,6	Е. з.	1,48	Е. з.	11,36
Магнетит	13,7	8,6	1615,5	1770,8	2872,2	371,4	133,4	Е. з.	10189,3
Оранжит	1,3					0,19			
Гранат	Е. з.	Е. з.		Е. з.					
Ильменит			104,4	41,66		0,95			325,7
Аназит			Е. з.	2,08	16,6				
Молибденит	Е. з.								

Примечание. Анализы № 14, 25, 26, 29, 42, 142, 50 — граниты, № 52, 12д — диориты.

Таблица 35

Спектральные анализы циркона (выполнены в лаборатории спектрального анализа ИГиГ СО АН СССР Л. Г. Изюмовой)

№ пробы	Pb	Sn	As	V	Ni	Mn	Be	Zr	Cu	La	Ce	Yb	Nb	Y	Tl	Bi
Л-25	0,0003			0,0008	0,001	0,01		Мн.	0,0002	0,003		0,02	0,001	0,03	0,2	0,000
Л-42	Сл.			0,0008	0,002	0,008		„		0,001		0,01	0,002	0,02	0,2	
Л-29				0,001		0,001	0,001	„	Сл.	0,003		0,002	0,002	0,005	0,003	
Л-142		0,0005	0,2	0,005	0,001	0,02		„	0,001	0,003		0,02		0,03		0,0003
Л-50	0,0003		0,2	0,0008	0,0005	0,008	0,002	„	Сл.	0,003	0,05	0,05		0,06	0,003	
Л-52	0,0005			0,0008	0,002	0,008		„	0,002	0,003		0,2	0,001	0,03	0,3	

Спектральные анализы магнетита

№ пробы	Pb	Bi	Ga	Cr	Mn	Zn	Be	Ni	V	Cu	Nb	Tl	Y	Yb	La	Ce
Л-29	0,001	0,0003	0,002	0,01	0,02	0,03	0,0002	0,001	0,002	0,002		0,08	0,0003		0,003	
Л-142				0,008	0,01	0,006	0,006	0,0008	0,08	0,002	0,003	0,6	0,02	0,01	0,01	0,02
Л-50	0,0006	0,0008	0,002	0,01	0,08	0,03		0,002	0,08	0,002	Осл8	0,2	0,001	0,003	0,003	
Л-12д				0,003	0,1	0,003		0,0003	0,006	0,01		0,06			0,003	

рую окраску, содержит включения непрозрачного минерала и характеризуется матовыми, «изъеденными» поверхностями граней. Кристаллы простые по форме, изометричные, короткостолбчатые. Преобладающие размеры зерен $l=0{,}25—0{,}1$ *мм*, отношение $l:h=2{,}5:1$. Иногда встречаются кристаллы асимметричные, с наростами. В ультрафиолетовых лучах эта разновидность циркона не светится. Минерал (табл. 35) характеризуется присутствием элементов-примесей: Pb, Sn, As, V, Mn, Be, Cu, La, Ce, Yb, Nb, Y, Ti, Be.

Сфен, как и циркон, широко распространен в гранитах. Особенно значительное его количество отмечается в гранитах, содержащих роговую обманку, ортит и эпидот, а также в гранитизированных диоритовых породах. Минерал образует крупные неправильные, клиновидные и конвертовидные зерна, слабо плеохроирующие в розоватых тонах. Иногда полисинтетически сдвойникован. Ассоциирует с хлоритизированным биотитом, магнетитом, ортитом или же встречается на стыке зерен кварца и плагиоклаза. В протолочных пробах сфен имеет светло-желтый и желтовато-бурый цвет. Желто-бурая разновидность его содержит в качестве элементов-примесей (в процентах): Sn (0,003), Mn (0,03), Zn (0,01), Cu (0,0005), Nb (0,05), Ti (больше 1), Y (0,2), Yb (0,02), La (0,08), Ce (0,06). В светло-желтой рановидности, содержащей микроскопические включения, установлены элементы-примеси: Pb (0,001), Mn (0,008), Cu (0,0005), Ti (больше 1), Y (0,2), Yb (0,02), La (0,08), Ce (0,06), Be (0,10).

Апатит встречается во всех разновидностях гранитоидов, но наибольшее количество его обнаружено в метасоматически измененных гранодиоритах. В шлифах кристаллы апатита бесцветные, прозрачные, пронизывают все другие минералы породы, ассоциируя обычно с амфиболом и биотитом. В протолочных пробах апатит встречается в виде зерен двух разновидностей. Первая из них представлена зернами призматического габитуса со слабо развитыми гранями дипирамид, а также зернами с оплавленными ребрами и углами, имеющими шаровидную форму. Минерал этой разновидности бесцветен, со слабо-розовой, иногда желтой люминесценцией. Апатит второй разновидности мутноват, непрозрачен, характеризуется неправильной формой зерен и наличием в них мельчайших включений, в ультрафиолетовых лучах не светится. Эта разновидность апатита свойственна диоритовым породам.

Ортит широко распространен в гранитах, содержащих амфибол. Образует неправильные зерна бурого цвета, окруженные эпидот-цоизитовой каймой. Ортит развивается по трещинкам и на стыке зерен кварца и микроклина, ассоциируя, как правило, с биотитом. В протолочных пробах зерна ортита имеют темно-коричневый цвет, иногда они непрозрачные. Минерал содержит следующие элементы-примеси (в процентах): Pb (0,003), Zn (0,01), As (0,2), Ga (0,0003), Mn (0,1), Be (0,0003—0,001), Cu (0,0008—0,002), Ti (0,003—0,006), Y (0,001), La (0,03), Ce (0,03—0,08).

Магнетит наиболее широко распространен среди других акцессорных минералов (2872 *г/т*). В шлифах он, как правило, образует неправильные зерна, ассоциирующие с темноцветными минералами, с разложением которых и связано его появление. В шлихах магнетит встречается в виде неправильных и октаэдрических зерен размерами от 0,1 до 0,3 *мм*. Блеск на поверхности тусклый, в изломе — металлический. Содержит элементы-примеси (см. табл. 35).

Исследования показали, что акцессорные минералы образуются после кристаллизации главных породообразующих минералов, в процессе метасоматического преобразования гранитоидных пород. Коли-

чественное содержание отдельных акцессорных минералов зависит от состава гранитоидных пород и от интенсивности проявления в них метасоматических процессов.

6. СОПОСТАВЛЕНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА, ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ГРАНИТОИДОВ, ПЕГМАТИТОВ И ГНЕЙСОВ

В минеральном составе гранитов, пегматитов и гнейсов много общего, причем наиболее близкими между собой оказываются граниты и пегматиты, с одной стороны, пегматиты и гнейсы — с другой. Отсюда следует, что пегматиты, будучи сингенетичными по отношению к гранитам, являются промежуточными по составу образованиями между гнейсами и гранитами.

Плагиопегматиты отличаются от плагиогнейсов малым содержанием или отсутствием темноцветных компонентов, большим количеством плагиоклаза и кварца. Плагиоклаз - микроклиновые пегматиты близки по составу к гранитам. Главные минеральные компоненты в них представлены кварцем, плагиоклазом, микроклином и биотитом. Как в пегматитах, так и в гранитах микроклин является более поздним минералом и развивается, как правило, по плагиоклазу, образуя структуры замещения. В большинстве случаев граниты отличаются от пегматитов по-

Таблица 36

Содержание (в г/т) акцессорных минералов в гранитоидах, пегматитах и гнейсах

Минералы	Граниты					Пегматиты				Кристаллические сланцы и гнейсы				
	Номера анализов													
	14	25	26	29	42	142	50	9	2	39	6	105	475	106 л	476
Циркон	6,8	75,3	124,4	93,8	61,6	5,75	20,2	Е. з.	+	+	8,79	Е. з.	Е. з.	Е. з.	Е. з.
Сфен	Е. з.	142,0	975,5	1016,6	Е. з.	32,62	40,2	23,93	+	+	44,0	Е. з.	Е. з.	Е. з.	Е. з.
Ортит		7,4	28,8	Е. з.		10,94	65,6								
Апатит	Е. з.	Е. з.	2,2	2,08	16,6	Е. з.	1,48	37,5	+	+	29,3	2,59	76,7	397,8	88,52
Магнетит	13,7	8,6	1615,5	1770,8	2872,2	371,4	133,4	162,23	+	+	Е. з.	2,33	Е. з.	314,43	174,72
Оранжит	1,3					0,19				+					
Ксенотим										+					
Гранат	Е. з.	Е. з.		Е. з.				5,3					Е. з.	Е. з.	Е. з.
Ильменит			104,4	41,66		0,95						1,29		224,13	28,21
Аназит			Е. з.	2,08	16,6				+					Е. з.	

Примечание. Плюс означает, что минерал присутствует, но количественный подсчет его не производился.

вышенным количеством микроклина или большим содержанием темноцветных минералов. Общность минерального состава трех типов пород говорит об их родстве.

Таблица 37

Распределение элементов-примесей в гранитах, пегматитах и гнейсах

Элементы	Породы		
	граниты	пегматиты	гнейсы
W	0—0,001*	0—0,002**	0—0,002*
Be	0,0002—0,001	0,0002—0,01	0—0,0005
Li	0—0,001*	0—Сл.	0—0,01
Ba	0,05	0—0,05	0,03—0,3
Sr	0—0,01	0—0,1	0—0,01—0,08
Zr	0,001—0,01	0—0,002—0,008	0—0,002—0,008
Y	0,003	0,0003—0,003	0,001—0,005
Yb	0,0003	0—0,0003	0,0001—0,0005
La	0,003	0—0,002*	0—0,003
Ce	0—0,01*	Не обн.	Не обн.
Nb	0,001	0—0,0005	0—0,0007**
Cu	0,0005—0,001	0,0003—0,001	0,003—0,008
Pb	0,001	0,0005—0,005	0,0005—0,001
Zn	0—0,005**	0—0,007*	0,003—0,01
Ga	0,002	0,002	0,002
Ge	Не обн.	0—0,0001	0—0,0001**
Sn	0—0,003	0—0,0003	0—0,0003**
As	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Sc	0—0,001	0—0,003**	0,0003—0,001
Bi	0—0,0001*	0—0,0002**	0—0,0001
Ag	Не обн.	0—0,0001**	Не обн.
Mo	0—0,0008**	0—0,002	Не обн.
V	0,002	0,0002—0,007	0,006—0,02
Cr	0,0003—0,003**	0,0005—0,05	0,001—0,03
Ni	0—0,0003**	0—0,003	0,003—0,008
Co	0,0003—0,007	0—0,003	0,001—0,005

* — элемент обнаружен в единичных пробах.
** — элемент обнаружен в 50% проб.

Родство этих пород подтверждается также сравнительным анализом состава их акцессорных минералов. В гранитах, пегматитах и гнейсах постоянно присутствуют циркон, сфен, апатит и магнетит, значительно реже встречаются анатаз и ильменит. Однако есть и некоторые различия как в качественном, так и в количественном содержании акцессорных минералов в этих породах (табл. 36). Например, граниты имеют повышенное, по сравнению с пегматитами, содержание циркона, сфена, магнетита, но зато в них заметно уменьшается количество апатита. Ортит концентрируется, главным образом, в роговообманково-биотитовых гранитах, а в гнейсах и пегматитах он не встречается.

Сравнительный анализ гранитов, гнейсов и пегматитов показывает не только одинаковый набор, но и близость средних величин содержания в них элементов-примесей (табл. 37 и 38). При этом, как и в предыдущем случае, обращает на себя внимание особое сходство, существующее между гранитами и пегматитами, а также между пегматитами и гнейсами. Типоморфными элементами-примесями, присутствующими в гранитах, пегматитах и гнейсах в равных количествах, являются: Zr, Y, Yb, Pb, Bi, Ga. В то же время, по сравнению с вмещающими породами, в гранитах и пегматитах несколько увеличивается содержание таких элементов-примесей, как Be, La, Sn, Nb, и, наоборот, уменьшается содержание Li, Ba, Sr, Cu, Zn, Sc, Cr, V, Ni, и Co.

Обнаружение церия только в гранитах, а молибдена в гранитах и пегматитах и отсутствие этих элементов в гнейсах еще не говорит о привносе их с каких-то гипотетических глубин. Оно может указывать также на то, что в процессе образования граниты и пегматиты обогащались этими компонентами, а гнейсы были значительно обеднены ими (Долгов, 1965). Повышенная частота встречаемости вольфрама в мусковитизированных породах обусловлена связью этого элемента с метасоматическими процессами, которые наиболее интенсивно проявлялись в пегматитах.

Сопоставление химического состава гранитов с химическим составом пегматитов и гнейсов свидетельствует о большом сходстве между плагиопегматитами и плагиогнейсами. Те и другие характеризуются почти равным количеством щелочей, вследствие чего начальные точки векторов, отображающие состав пород, располагаются на одной вертикальной линии. Для плагиопегматитов характерно преобладание окиси натрия над окисью калия, что особенно сближает их с гнейсами. Плагиоклаз-микроклиновые пегматиты и граниты, в отличие от плагиопегматитов и плагиогнейсов, содержат повышенное количество щелочей (с калиевой специализацией), и на петрохимической диаграмме (см. рис. 58) они занимают самое крайнее правое положение на плоскости *ASB*.

Кроме того, все упомянутые породы испытали одинаковые метасоматические преобразования, выразившиеся в их грейзенизации, проявившейся после катаклаза.

Гнейсы, мигматиты и граниты размещены в одних и тех же тектонических структурах, тесно ассоциируя друг с другом, переходы между ними постепенные, близки они и по абсолютному возрасту (абсолютный возраст гнейсов — 500—515, пегматитов и гранитов — 465—480 млн. лет).

Генетическая общность гнейсов, мигматитов и гранитов позволяет объединить их в единый комплекс, который мы именуем бугузунским.

Таблица 38

Распределение элементов-примесей в породообразующих минералах из гнейсов, пегматитов и гранитов

Элементы	Биотит	Полевой шпат					Магнетит		
	гнейсы (25)	пегматиты (2)	граниты (15)	гнейсы (8)	пегматиты (10)	граниты (8)	гнейсы (3)	пегматиты (3)	граниты (5)
Be	0,0001—0,001	0,0001	0,0002—0,0008	0,0008—0,0005	0—0,002	0,0003—0,002	Не обн.	0,001	0,0002—0,006
Li	0—0,08		0,01—0,1				„	Не обн.	Не обн.
Ba	0,01—0,05	0,01	0—0,02	0,02	0,02—0,5	Не обн.	„	Не обн.	Не обн.
			0,03—0,1	0,03—0,1	0—0,08	0,01		Не обн.	Не обн.
Zr	0,005—0,01	0,001	0,02	0,0006—0,001	0,0003—0,002	0,0003—0,01	0,001	0,003	
Y	0,0002—0,008	0,008	0,001—0,01	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,01	0,0002—0,01
Yb	0,0001—0,0008	0,001	0,001—0,001	„	„	„	„	0,0001	0,001—0,01
La	0,001—0,005	0,003	0,001—0,03	0—0,001	„			0,005	0—0,003
			0—0,1—0,1*						
Nb	Сл.—0,0005	0,003	0,0003—0,02	Не обн.	„	„	„	Не обн.	0,004—0,03*
Cu	0,0002—0,008	0,001	0,003—0,003	0,0003—0,002	0,0003—0,003	0,0001—0,001	0,003	0,001	0,002
Zn	0,002—0,01	0,02	0,02	0,002	Не обн.	Не обн.	0,04	Не обн.	0,0003—0,03
Pb	0,0002—0,0005	0,008	0,0002—0,002	0,0002—0,005	0,0002—0,02	0,002	0,0004	0,0003	0,0005—0,001
Ga	0,0003—0,002	0,0005	0,001—0,006	0,0005—0,002	0,0002—0,002	0,0003—0,002	0,001	Не обн.	0—0,0002
Ge	0—0,0001	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,0003	Не обн.	Не обн.
Sn	0,0002—0,0006	0,0002	0,0003	0—0,001	0—0,0001	0—0,0001	Не обн.	0,0002	0—0,001*
Sc	0,002	0,002	0,0003—0,002			Не обн.	„	0,0001	0—0,0005*
			0—0,0001*	0—0,008	0—0,0003				
Ti	0,1—0,8	0,5	0,1—0,8	0,001—0,01	0,001—0,02	0,003—0,01	0,05	0,01	0,08—0,8
Mn	0,02—0,1	0,2	0,2	0,005—0,1	0,002—0,1	0,005—0,01	0,01	0,02	0,01—0,08
V	0,005—0,02	0,01	0,002—0,02	0,002—0,005	0,0001—0,0005	0,0002	0,0002	0,003	0,002—0,08
Cr	0,005—0,03	0,008	0,0005—0,002	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,0005	Не обн.	0,01
Ni	0,001—0,02	0,005	0,0003—0,001	„	„	„	0,002	Не обн.	0,001
Co	0,0002—0,002	0,002	0,0003—0,02	„	„	„	0,0008	0,0005	Не обн.

Примечания: 1. Цифры в скобках после названия минерала обозначают количество анализов.
2. Звездочками отмечены элементы, обнаруженные в единичных пробах.

В амфиболитах преобразования под воздействием процессов ультраметаморфизма проявляются по-разному, в зависимости от интенсивности этих процессов. Так, амфиболиты, залегающие в мигматизированных биотитовых плагиогнейсах, претерпевают изменения, выражающиеся главным образом в биотитизации амфибола и деанортитизации основного плагиоклаза. Диабластические структуры амфиболитов сменяются коррозионными и симплектитоподобными. По составу такие породы близки к биотитовым плагиогранитам.

Наиболее ярко и глубоко процесс гранитизации проявился в основных породах, залегающих в виде останцов в гнейсо-гранитах Бугузунского массива. Амфиболиты были преобразованы в кварцевые диориты, порфиробластические гранодиориты и гранитовидные породы. Границы между этими типами пород обычно расплывчатые. Гранитизация развивается неравномерно, полосами и пятнами, вероятно, в зависимости от строения (трещиноватости) исходных пород и от интенсивности проявления этого процесса (рис. 66). Часто породы, претерпевшие интенсивные преобразования, контактируют с породами слабо измененными. При гранитизации габброидных пород иногда возникает пятнистая структура, контуры реликтов основных пород весьма прихотливы и не везде четки (рис. 67).

Специальное изучение изменения минерального и химического состава гранитизированных основных пород, а также их структурных и текстурных особенностей было произведено нами в верховьях рек Буйлюгем (г. Черная), Гетедей и Кочкор-Лу. Здесь в пределах одного обнажения на протяжении в несколько десятков метров наблюдались все переходы от слабо измененных амфиболизированных габброноритов с реликтовыми офитовыми и бластоофитовыми структурами к породам гранитного облика и состава.

Наибольшие изменения претерпели основные породы, развитые в верховьях р. Буйлюгем (южный отрог г. Черной) в пределах Бугузунского массива гранитоидов. Наименее измененные породы представлены мелко-, средне- и крупнозернистыми диоритами, среди которых встречаются реликтовые участки, сложенные рассланцованными амфиболитами и амфиболизированными габброидами — продуктами высокотемпературного метаморфизма. Контуры реликтовых участков основных пород не везде четкие и имеют сложные, бухтообразные очертания. В диоритовых породах и амфиболитах отмечаются секущие маломощные дайки (от 2 до 50 *см*), сложенные аплитами и кварц-микроклиновыми пегматитами. Для даек характерно мелкозернистое строение пород в эндоконтактовых зонах. В контакте с дайками аплитов и пегматитов мелкозернистые диориты и амфиболиты осветлены и преобразованы в более крупнозернистые такситовые пегматоидные диориты, сложенные лучистым амфиболом и плагиоклазом.

Плагиоклаз в кварцевых диоритах составляет 55—62%; роговая обманка — 22,8—26, кварц — 2,5—5,2%. Кроме того, присутствуют сфен, апатит и рудные (4—5%). Структура пород бластоофитовая, обусловленная наличием призм плагиоклаза, в интерстициях которых развиваются амфибол и кварц.

Плагиоклаз по составу отвечает андезину № 30—35. Часто зональный: в центре, судя по продуктам разложения (минералы эпидот-цоизитовой группы), более основной, по периферии — кислый (серицитизированный, № 24—26). Продукты разложения распределяются по зерну неравномерно, пятнами. По спайности в минерале развиваются амфи-

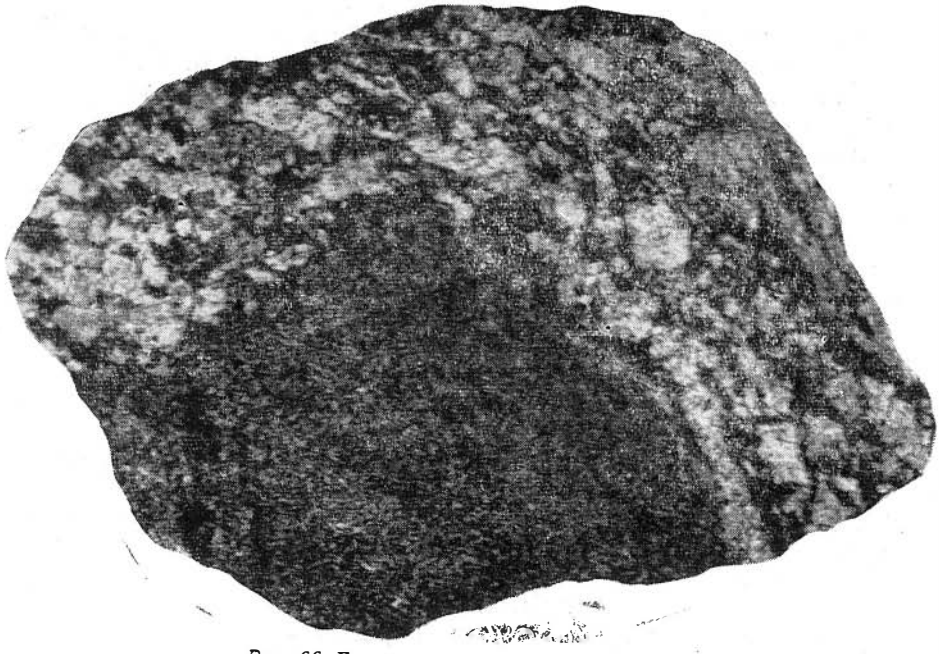


Рис. 66. Гранитизированный амфиболит.

Рис. 67. Проявление гранитизации вдоль трещин в амфиболите.

бол, эпидот, цоизит. Плагиоклаз разъедается амфиболом с образованием симплектитовых структур; кроме того, плагиоклаз принимает участие в строении бластических агрегатов, являющихся результатом собирательной перекристаллизации. Амфибол встречается в виде зерен двух генераций. Амфибол первой генерации образует длиннопризматические кристаллы, ксеноморфные зерна, иногда пойкилобласты, характеризующиеся неоднородным строением и пятнистым угасанием. Оптические константы: $-2v = 84—86°$; c : Ng = 18—22°. В центральных частях зерен

роговой обманки в виде пятен сохраняются реликтовый титан-авгит, слабо плеохроирующий в розоватых тонах, или энстатит. Амфибол второй генерации развивается по роговой обманке или по трещинкам в плагиоклазе. Оптические константы его $-2v=70-75°$; $c : Ng=13-15°$.

По амфиболу развиваются эпидот, сфен, альбит, карбонат, хлорит, титаномагнетит. Встречаются многочисленные включения зерен апатита. Кварц резко ксеноморфен по отношению к другим минералам, образует лапчатые зерна, располагаясь в интерстициях или по трещинам в плагиоклазе. Этот минерал корродирует плагиоклаз, содержится в нем в виде включений или цементирует его, придавая структуре плагиоклаза монцонитоидный характер. Биотит интенсивно плеохроирует от светло-желтого до зеленовато-коричневого. Развивается на границе зерен плагиоклаза и амфибола, корродируя их, или по трещинкам в кварце.

Особенностью строения диоритов является наличие бластических, пойкило-бластических, бластоофитовых структур и такситовых текстур. Последние обусловлены наличием обособлений амфибола или плагиоклаза, кварца и биотита, а также различной величиной минеральных зерен.

Роговообманковые диориты постепенно переходят в пестрые по внешнему виду кварцево-роговообманково-биотитовые диориты. Плагиоклаз в этих породах присутствует в виде зерен двух генераций. Первая генерация (реликтовая) представлена изометричными, слегка овальными, лишенными кристаллографических очертаний зернами, которые обычно забиты продуктами разложения (соссюритом). Вторая генерация представлена более мелкими, чистыми и прозрачными зернами магматического происхождения, которые по составу относятся к олигоклазу (№ 20—22), характеризуются пятнистым угасанием и часто зональным строением. Количество зон не превышает трех. Плагиоклаз внешней зоны более кислый по составу (№ 20—25) «внедряется» в плагиоклаз (№ 28—32), слагающий центральную часть зерна, корродируя его границы. Границы между зонами то четкие, то расплывчатые. Образование более кислого по составу плагиоклаза (олигоклаза) сопровождается появлением большого количества длинных призм апатита, пронизывающих все другие минералы породы. Нередко в интерстициях плагиоклаза развивается сфен, который, очевидно, образуется при разложении титаномагнетита. Биотит интенсивно плеохроирует в коричневых тонах и содержит многочисленные иголочки рутила. В виде включений в биотите встречаются сфен, эпидот, титаномагнетит. Биотит развивается по роговой обманке, которая отмечалась в составе диоритов. Кварц обычно встречается в интерстициях плагиоклаза и амфибола, цементируя их; структура в этом случае имеет монцонитоидный характер.

Текстура пород неоднородная, обусловленная сменой участков, сложенных преимущественно прозрачным олигоклазом и кварцем или темноцветными минералами и плагиоклазом, забитым вторичными продуктами.

Диориты переходят в порфиробластические пятнистые породы гранодиоритового состава с варьирующим содержанием отдельных минералов. Количество темноцветных минералов в этих породах значительно меньше, чем в диоритах, биотит резко преобладает над амфиболом. Размеры порфиробласт полевых шпатов достигают 3 *см,* расположение ориентированное (рис. 68). Порфиробластические породы слагают в амфиболитах пятна, гнездообразные скопления и полосы (рис. 69), вытянутые почти всегда в направлении, согласном с гнейсовидностью. Ширина таких полос варьирует от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров.

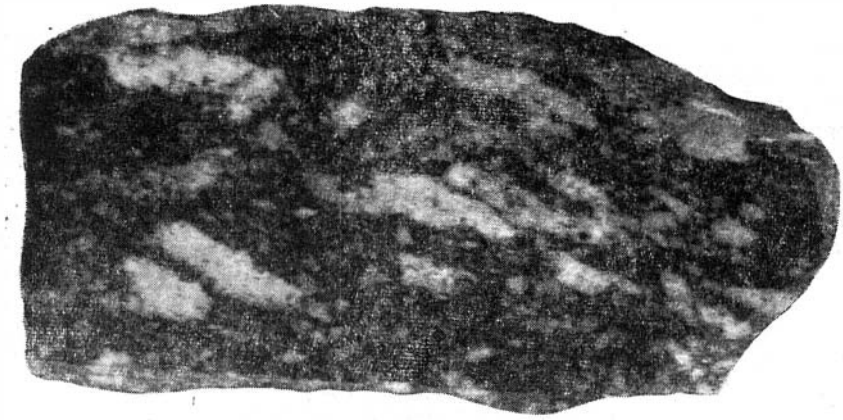


Рис. 68. Порфиробластическая меланократовая порода гранодиоритового состава.

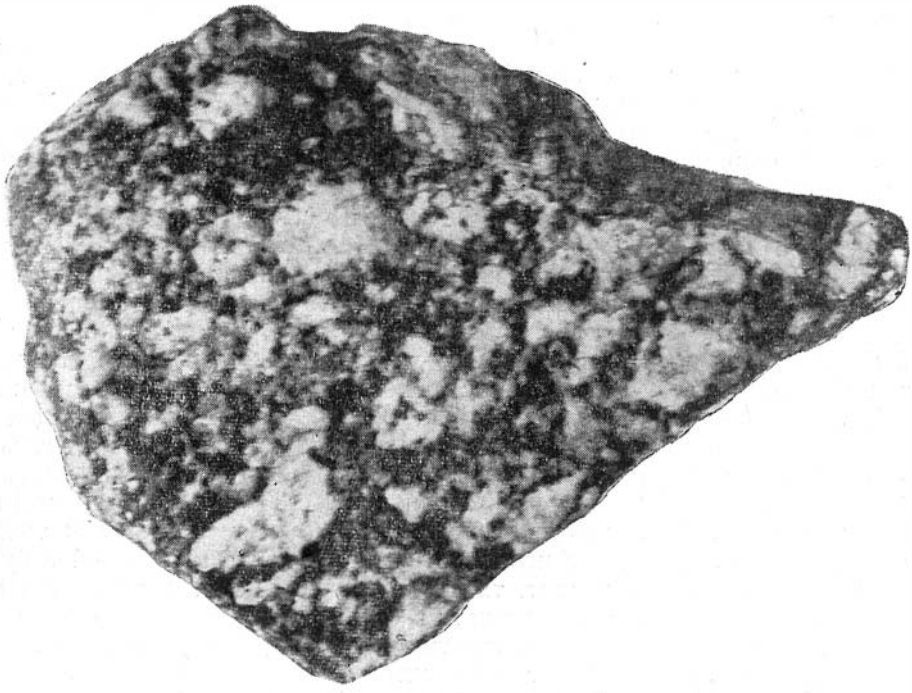


Рис. 69. Такситовая порфиробластическая порода гранодиоритового состава. Видны неоднородные порфирообласты плагиоклаза.

Микроскопические исследования показали, что плагиоклаз характеризуется идиоморфизмом по отношению к другим минералам, а также непостоянством состава. Плагиоклаз первой генерации, как и в диоритовых породах, образует изометричные или слегка вытянутые зерна с нечеткими, едва намечающимися гранями. Обычно этот плагиоклаз малозональный, границы между зонами расплывчатые. Изредка встречаются более крупные по размерам многозональные зерна (в центре № 34—36, по периферии № 20—22), в которых границы между зонами резкие, отчетливые. Минерал сильно изменен, продукты разложения

Рис. 70. Гипидиоморфнозернистая структура гранодиорита. Видны зерна плагиоклаза двух генераций, цементированные кварцем.

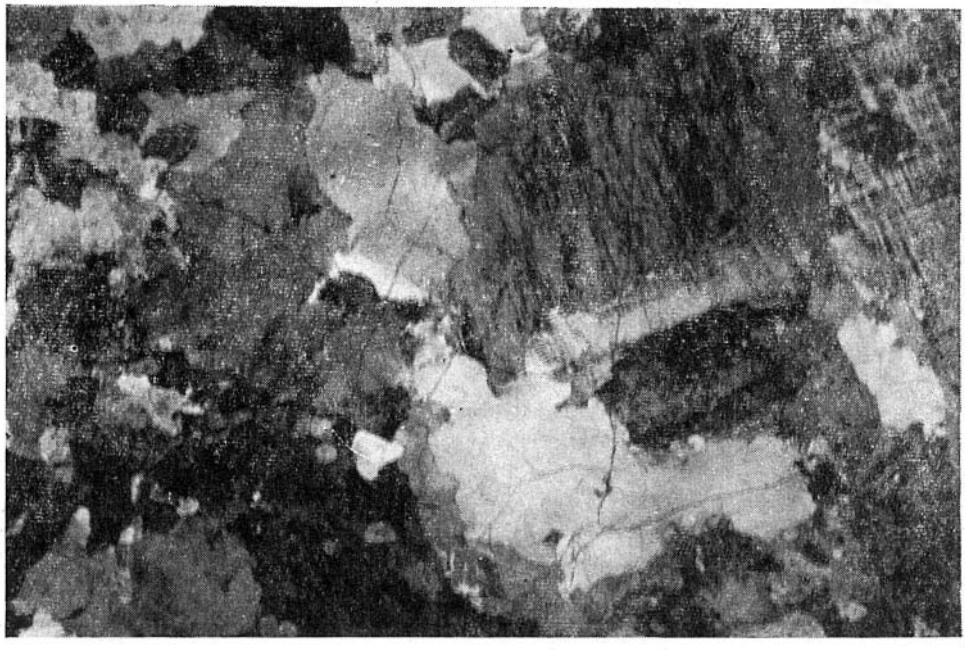


Рис. 71. Гранитовидная порода. Участки, сложенные микроклином и кварцем (справа), чередуются с участками, сложенными бластическими зернами плагиоклаза (слева).

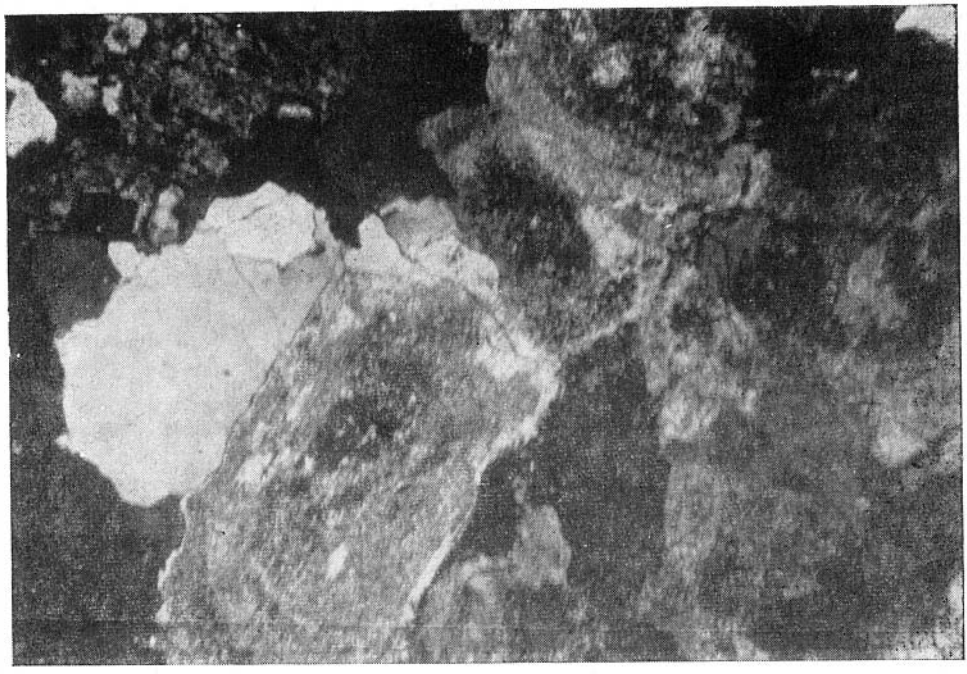


Рис. 72. Бластическая структура в гранитовидной породе. Справа — зональный плагиоклаз. (Ув. 3,7×17, без анализатора.)

Рис. 73. Неоднородное строение порфиробласт плагиоклаза в гранитовидной породе. Начальная стадия замещения его микроклином. (Ув. 3,7×17, с анализатором.)

распределяются по зерну неравномерно, пятнами. Наблюдается срастание зональных зерен и переход от них к чистым, прозрачным, малозональным или незональным призматическим зернам плагиоклаза (олигоклаз, альбит — олигоклаз № 16—18) второй генерации, имеющим во много раз меньшие размеры, чем зерна плагиоклаза первой генерации. Зернам второй генерации свойственна тонкая полисинтетическая структура двойникования (рис. 70). Плагиоклаз корродируется кварцем и решетчатым микроклин-пертитом ($-2v=72—84°$). Замещение микроклином начинается обычно с периферии зерен или в виде глазков по границе между зонами в зональном плагиоклазе. При этом можно проследить все стадии замещения плагиоклаза микроклином, которые иногда сопровождаются образованием мирмекита. Микроклин развивается также в интерстициях зерен плагиоклаза, цементируя последний и обусловливая монцонитовый характер его структуры. Крупные лапчатые зерна микроклина лишены кристаллографических очертаний и переполнены включениями плагиоклаза, кварца, сфена. Встречается микроклин и в виде мелких зерен, образующих вместе с кварцем аллотриоморфнозернистые агрегаты. Кварц в крупных зернах обычно сильно катаклазирован, обнаруживает следы деформаций, сказавшиеся в облачном угасании и трещиноватости зерен. Чешуйки биотита, интенсивно плеохроирующие в коричневых тонах, образуют пятна и полосы, развиваясь по трещинам или на стыке зерен кварца и микроклина. С биотитом ассоциируют апатит и сфен.

Особенностью гранодиоритов является обилие в них магнетита и наличие таких акцессорных минералов, как циркон и ортит. Свойственное этим породам неоднородное строение обусловлено пятнистым распределением минералов и тем, что минералы эти состоят из зерен различных размеров.

Следующую степень преобразования основных пород характеризуют уже более или менее однородные серые грубозернистые породы, иногда со слабо выраженным гнейсовидным сложением, по количественно-минеральному составу близкие к гранитам. Этим породам свойственно небольшое содержание темноцветных компонентов и неравномернозернистое строение, обусловленное крупной, по сравнению с другими минералами, зернистостью калиевых полевых шпатов (до 2 *см* по длинной оси). Невооруженным глазом в них отчетливо видны включения мелких серовато-белых призм плагиоклаза и чешуек биотита. Для пород характерно пятнистое распределение отдельных минералов. Отмечаются участки, сложенные или исключительно плагиоклазом, или кварцем и микроклином, или биотитом (рис. 71). Породы характеризуются сочетанием бластической, гипидиоморфной, монцонитовой и коррозионной структур.

Плагиоклаз присутствует в виде зерен двух генераций. В первой генерации он образует неправильные призматические многозональные (10—15 зон) зерна, образующие бластические агрегаты (рис. 72). Он корродируется микроклином и характеризуется наличием серицита, который распределяется по зерну в виде пятен (рис. 73).

Более мелкие зерна, незонального или малозонального строения принадлежат плагиоклазу второй генерации. Они лишены продуктов разложения, полисинтетически сдвойникованы, имеют иногда блочное строение, пятнистое угасание. Как правило, этот плагиоклаз (№ 12—16) образует агрегаты зерен, хорошо ограненных или с едва намечающимися кристаллографическими очертаниями граней.

Ксеноморфные зерна микроклина, размеры которых в десятки раз превышают размеры зерен плагиоклаза, характеризуются отчетливо выраженной микроклиновой решеткой, пертитами замещения и многочисленными включениями плагиоклаза, биотита, ортита и сфена. Обычно микроклин развивается по плагиоклазу, замещая его, или выполняет интерстиции между зернами плагиоклаза. На границе зерен этих двух минералов образуется мирмекит.

Особенностью состава пород является обилие крупнозернистого сфена, эпидота, магнетита, зонального буро-желтого ортита, а также наличие циркона. Изредка встречается роговая обманка, представленная сине-зеленой разновидностью с низким углом оптических осей ($-2v = -50°$; $c : Ng = 30°$, $Ng = 1{,}698$; $Np = 1{,}678$), что свидетельствует о высоком содержании в составе амфибола окиси натрия. Вполне очевидно, что гранитовидные породы являются последней ступенью перехода от метасоматических образований к магматическим.

Таким образом, наблюдаются все стадии постепенного преобразования амфиболитов с диабластическим строением в гранитовидные породы. На начальных стадиях метасоматического процесса происходит перекристаллизация минеральных компонентов с формированием крупнозернистых структур, сопровождающаяся метаморфической дифференциацией, в результате чего одни участки породы обогащаются фемическими минералами, другие, наоборот, салическими. Начальные стадии процесса характеризуются разложением основного плагиоклаза и переходом его в олигоклаз и олигоклаз-андезин с образованием крупных скоплений апатита, свидетельствующих о значительной роли летучих компонентов. Появляется кварц, плагиоклаз замещается серицитом. Дальнейшие изменения в минеральном составе выражаются в разложении роговой обманки и замещении ее биотитом. Поскольку первичное содержание калия в амфиболитах невелико, процессы биотитизации зависят от привноса калия извне.

О химизме процесса преобразования основных пород на этих стадиях можно судить по данным химических анализов, приведенных в табл. 39. По классификации А. Н. Заварицкого, диориты относятся к классу пород, насыщенных кремнеземом, к группе — бедных щелочами и к подгруппе — меланократовых пород. Слабо измененные роговообманковые диориты близки по химическому составу к габбро и габбро-диоритам, а гранитизированные разности их (анализы № 41в, 150а, 234л и 41г) — к диоритам и гранодиоритам. Таким образом, разнообразие химического и минерального состава гранитоидов определяется составом вмещающих пород. Векторы, отображающие состав роговообманковых диоритов, располагаются в поле развития векторов амфиболитов (анализы № 471з, 111з, 111в, 131д, см. табл. 22, рис. 59) и характеризуются почти одинаковой величиной и наклоном. Более пологий наклон вектора 111б обусловлен обильным появлением биотита в гранитизированных амфиболитах. Диоритовые породы отличаются от амфиболитов лишь повышенным содержанием щелочей, а гранодиориты еще и пониженным количеством фемических компонентов.

Граниты, ассоциирующие с основными породами и образующиеся в результате изменения последних (анализ № 44), характеризуются повышенным содержанием кальция, идущего на построение алюмосиликатов, и преобладанием окиси натрия над окисью калия. В минеральном составе гранитов это выражается в наличии субщелочной роговой обманки и существенно плагиоклазовом характере полевых шпатов. Для гранитов, ассоциирующих с глиноземистыми гнейсами, свойственна, как было показано, резкая пересыщенность глиноземом и бо-

Таблица 39

Химический состав гранитизированных основных пород

Окислы	Номера проб								
	101б	111з	52	41	41в	234л	41г	44	150а
SiO_2	50,32	51,35	50,68	54,81	56,16	61,66	64,54	67,59	56,29
TiO_2	0,54	1,18	0,99	0,96	1,72	0,73	0,73	0,55	0,91
Al_2O_3	15,71	16,26	16,52	17,89	17,87	18,46	16,47	15,51	17,85
Fe_2O_3	1,69	5,78	2,28	2,12	2,31	1,57	1,39	1,14	2,56
FeO	5,90	4,10	6,78	4,74	6,00	4,20	3,53	2,30	3,94
MnO	0,14	0,19	0,35	0,20	0,15	0,11	0,11	0,06	0,15
MgO	9,08	6,73	7,56	7,23	3,10	1,71	1,18	0,69	4,52
CaO	12,81	7,71	6,06	5,66	5,79	4,00	3,41	2,43	5,85
Na_2O	0,64	1,95	2,83	2,70	3,75	3,95	4,68	4,31	3,37
K_2O	0,48	1,20	2,53	1,57	1,81	1,81	3,13	3,82	2,53
P_2O_5	0,07	0,13	0,10	0,20	0,53	0,32	0,20	0,13	0,18
H_2O	0,27	0,21	0,19	0,19	0,16	0,26	0,38	0,14	0,04
S	0,02	Сл.	0,016	0,02	—	—	—	0,03	Сл.
П. п. п.	2,16	2,80	2,98	2,42	0,78	1,04	0,40	0,75	2,10
Сумма	99,83	99,59	99,86	100,71	100,20	99,82	99,55	99,55	100,29

Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому)

	a	*c*	*b*	*S*	*a'*	*f'*	*m*	*n*	*t*	φ	*Q*	*a/c*	*c'*
101б	2,1	9,7	29,2	58,9	—	25,1	53,6	66,7	0,7	5,3	+ 4,0	0,2	21,3
111з	6,5	8,2	22,7	62,4	—	41,3	51,9	71,1	1,7	22,5	+ 3,9	0,8	6,9
52	10,1	6,3	23,3	60,2	—	38,3	56,3	62,5	1,4	8,4	— 6,0	1,6	5,4
41	8,4	6,9	20,8	53,8	9,3	31,2	59,5	72,1	1,3	8,6	— 6,0	1,2	—
41в	11,4	6,8	13,9	67,9	—	57,3	39,1	76,3	0,2	14,2	+ 6,2	1,7	3,6
234л	11,5	4,9	10,7	72,9	36,8	52,0	11,2	76,8	0,9	13,2	+17,9	2,3	—
41г	13,7	4,2	6,9	75,1	4,0	68,0	28,0	66,6	0,8	18,0	+18,7	3,2	—
44	14,9	2,9	4,4	77,7	—	73,4	26,6	63,3	0,6	21,9	+22,6	5,3	—
150а	11,5	6,7	14,8	67,0	—	42,4	53,3	66,7	1,2	15,2	+ 4,6	1,7	4,3

Характеристика проб. 101б — габбро-диабаз, слабо измененный; 111з — амфиболит; 52 — крупнозернистый диорит, р. Буйлюгем; 41 — мелкозернистый меланократовый роговообманковый диорит, р. Буйлюгем (юго-западный отрог, г. Черная); 41в — порфировидный мелкозернистый кварцсодержащий роговообманково-биотитовый диорит, там же; 243л — порфировидный меланократовый гранодиорит (микроклинизированный диорит), там же; 41г — порфировидный лейкократовый роговообманково-биотитовый гранодиорит, там же; 44 — светло-серая неравномерно-крупнозернистая гранитовидная порода (с амфиболом), там же; 150а — кварц-биотит-роговообманковый диорит; там же.

Анализы 41в, 41г, 234л выполнены аналитиком Е. М. Зыряновой; 101б, 52, 111з, 41 и 44— В. Г. Цимбалист в химико-аналитической лаборатории ИГиГ СО АН СССР.

лее кислый состав плагиоклаза. Для установления миграции элементов в процессе изменения амфиболитов был выполнен пересчет анализов по способу Барта, показавший следующие результаты:

обр. 111б (амфиболит) $K_{15}Na_{36}Ca_{79}Mg_{96}Fe^{+2}_{33}Fe^{+3}_{42}Al_{185}Ti_9Si_{496}P_1(O_{1588}OH_{12})$;

обр. 41 (диорит) $K_{18}Na_{48}Ca_{56}Mg_{100}Fe^{+2}_{51}Fe^{+3}_{14}Al_{196}Ti_6Si_{511}P_1(O_{1589}OH_{11})$.

Привнос	Вынос
Na—12, Si—15, K—3, Mg—4;	Ca—23, Fe—10, Al—11, Ti—3.

С выносом кальция и привносом натрия и кремния связано понижение основности плагиоклаза и образование кварца. На этой стадии метасоматического процесса также отмечается незначительный привнос калия и магния.

При переходе кварцево-роговообманковых диоритов (обр. 41) в слабо фельдшпатизированные кварцево-биотит-роговообманковые диориты (обр. 41в) баланс вещества в объемной стандартной ячейке представляется в следующем виде:

обр. 41в — $K_{21}Na_{68}Ca_{57}Mg_{43}Fe^{+2}_{47}Fe^{+3}_{15}Al_{196}Ti_{11}Si_{521}P_4$ ($O_{1591}OH_9$);

обр. 41 — $K_{18}Na_{48}Ca_{56}Mg_{100}Fe^{+2}_{51}Fe^{+3}_{14}Al_{196}Ti_6Si_{511}P_1$ ($O_{1589}OH_{11}$).

Привнос	Вынос
K—3, Na—20, Si—10, Ti—5, P—3;	Mg—57, Fe—5.

Интенсивное развитие процессов метасоматоза приводит, возможно, к селективному плавлению, к образованию гранодиоритов. Плагиоклаз в них замещается микроклином, т. е. происходит дальнейшее понижение его основности (до олигоклаза), уменьшается содержание биотита, исчезает роговая обманка, и, наоборот, резко увеличивается количество кварца, микроклина, магнетита, сфена и ортита. На этой стадии преобразования пород наиболее характерны процессы перекристаллизации плагиоклаза с образованием крупных порфиробласт, блоковое строение которых позволяет считать их формирующимися в твердой среде. Локально происходит очищение плагиоклаза от продуктов разложения и включений, а также оформление граней с образованием гипидиоморфнозернистых структур, указывающих на кристаллизацию минерала из расплава. Если это так, значит на данной стадии происходит превращение метаморфогенного плагиоклаза в магматический, биотит при этом разлагается, в связи с чем увеличивается содержание микроклина и магнетита. Отмечается резкое обособление лейкократовых и фемических минералов, межгранулярное развитие кварца и микроклина, появление крупных порфиробласт этих минералов.

Баланс вещества в объемной стандартной ячейке породы в ряду диорит (418) — порфиробластический гранодиорит (41г) представляется в следующем виде:

обр. 41в $K_{21}Na_{68}Ca_{57}Mg_{43}Fe^{+2}_{47}Fe^{+3}_{15}Al_{196}Ti_{11}Si_{521}P_4$ ($O_{1591}OH_9$);

обр. 41г $K_{36}Na_{71}Ca_{33}Mg_{15}Fe^{+2}_{27}Fe^{+3}_{10}Al_{175}Ti_5Si_{580}P_1$ ($O_{1588}OH_{21}$).

Привнос	Вынос
K—15, Na—3, Si—59, OH—12;	Ca—24, Mg—28, Fe—25, Al—21, Ti—6.

На стадии перехода диоритовых пород в порфиробластические гранодиориты происходил интенсивный вынос кальция, магния, железа, титана, алюминия и обогащение пород калием, кремнеземом, натрием.

При образовании гранитовидных пород уменьшается количество биотита, но увеличивается содержание микроклина и кварца. Количество плагиоклаза остается почти неизменным, зерна его оформляются в призмы и характеризуются резким идиоморфизмом по отношению к кварцу и микроклину. По внешнему виду и составу породы близки к гранитам.

Процесс преобразования порфиробластических гранодиоритов в гранитовидные породы сопровождается обогащением их кремнеземом и обеднением кальцием, магнием, алюминием, железом. Количество калия

и натрия мало изменяется. Значительная часть калия, необходимого для образования микроклина на этой стадии, высвобождалась при разложении биотита, что согласуется с данными подсчета количественного минерального состава пород. Количество плагиоклаза и кварца остается почти постоянным, а содержание микроклина возрастает с уменьшением количества биотита.

Баланс вещества в объемной стандартной ячейке породы в ряду порфировластический гранодиорит (обр. 41г) — гранитовидная порода (обр. 44), вычисленный по методу Барта, представляется в следующем виде:

обр. 41г — $K_{36}Na_{71}Ca_{33}Mg_{15}Fe^{+2}_{27}Fe^{+3}_{10}Al_{175}Ti_5Si_{580}P_1$ $(O_{1588}OH_{12})$.

обр. 44 — $K_{44}Na_{74}Ca_{23}Mg_8Fe^{+2}_{18}Fe^{+3}_7Al_{164}Ti_4Si_{608}P_1$ $(O_{1594}OH_6)$;

Привнос	Вынос
K—7, Na—3, Si—28;	Ca—10, Mg—7, Al—11, Fe—12.

Сравнение составов исходных габброидных пород с продуктами гранитизации показывает баланс вещества в объемной стандартной ячейке породы от начального к конечному ряду гранитизированных пород:

обр. 101б (габбро-диабаз) — $K_5Na_{11}Ca_{131}Mg_{130}Fe^{+2}_{47}Fe^{+3}_{12}Al_{178}Ti_3Si_{483}P_1$ $(O_{1583}OH_7)$;

обр. 44 (гранитовидная порода) — $K_{43}Na_{74}Ca_{23}Mg_8Fe^{+2}_{18}Fe^{+3}_7Al_{164}Ti_4Si_{608}P_1$ $(O_{1594}OH_6)$;

Вынос	Привнос
K—38, Na—63; Si—124;	Ca—108, Mg—122, $Fe^{+2,+3}$—34, Al—14.

При изменении габброидов совершенно очевидно непрерывное повышение содержания кремнезема и щелочей в сторону гранитизированных пород и, наоборот, понижение количества железа, магния, кальция и алюминия.

8. ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И СВЯЗЬ С НИМИ МОЛИБДЕН-ВОЛЬФРАМОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ. МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГНЕЙСО-ГРАНИТНОГО КОМПЛЕКСА

Среди разнообразных метасоматических процессов в биотитовых кристаллических сланцах, гнейсах и пегматитах, а также в гранитах особого внимания заслуживает процесс грейзенизации, поскольку именно с ним связано формирование двуслюдяных гнейсов и мусковитовых пегматитов, несущих рассеянную вольфрамовую минерализацию.

Установлено, что мусковитизация (грейзенизация) занимает определенное место в общем процессе метасоматоза, относящегося в целом к стадии кислотного выщелачивания, по классификации Д. С. Коржинского (1953). Этот процесс протекает в условиях постепенного падения температуры и относительного усиления кислотных свойств метасоматических растворов. Грейзенизация развивается после катаклаза и трещиноватости в пегматитах и гнейсах. О более позднем проявлении ее свидетельствует приуроченность к трещинкам в минералах и развитие мусковита по биотиту, плагиоклазу, высокоглиноземистым минералам. Этот процесс имеет площадное развитие и наиболее интенсивно проявился в гнейсах, насыщенных пегматитами.

В биотитовых гнейсах мусковит обычно развивается по спайности в биотите или образует самостоятельные чешуйки, перекрещивающиеся с последними. В высокоглиноземистых кристаллических сланцах мусковит замещает силлиманит, гранат, андалузит, кордиерит и ставролит. В пегматитах мусковит отмечается по трещинкам в плагиоклазе, замещая последний и образуя крупные чешуйки. Там, где процесс кислотного выщелачивания проявился наиболее интенсивно, образуются кварц-мусковитовые породы (грейзены). Наиболее характерно это для пегматитов, в них плагиоклаз замещается мусковитом и кварцем, а биотит — мусковитом. Химический состав кварц-мусковитовых пород, представляющих результат преобразования аплитов, показывает высокое содержание в них кремнезема, глинозема и окиси калия, что соответствует их минеральному составу.

Образование двуслюдяных гнейсов и мусковитовых пегматитов характеризует постмагматический этап и соответствует регрессивной стадии. Сказанное вполне согласуется с данными определения абсолютного возраста пород. Возраст мусковитовых пегматитов, определенный Л. В. Фирсовым в Магаданском СВК НИИ СО АН СССР калий-аргоновым методом по мусковиту, показывает 469—483 млн. лет, что соответствует нижнему ордовику (по шкале АН СССР, 1963). Определения же возраста биотитовых гнейсов по биотиту и мусковиту этим же методом в лабораториях абсолютного возраста ИГиГ СО АН СССР и СНИИГГиМСа показали 500—515 млн. лет (кембро-ордовик). Если к тому же учесть, что промежуточным между образованием гнейсов и грейзенизированных пород был процесс мигматито- и гранитообразования, то становится совершенно очевидной последовательность этих процессов без значительных перерывов во времени.

Характерной особенностью грейзенизированных гнейсов и пегматитов является присутствие в них вольфрама, концентрирующегося преимущественно в мусковите. Однако содержание этого элемента в мусковите непостоянно и обычно колеблется от 6 до 80 *г/т* (табл. 40, рис. 74). Значительно реже вольфрам встречается в мономинеральных пробах кварца и полевых шпатов грейзенизированных гнейсов и пегматитов. Определенный интерес представляют анализы полевых шпатов и кварца из гранитов и диоритов, показавшие в отдельных случаях довольно высокие содержания вольфрама, обнаруженного в 80% мономинераль-

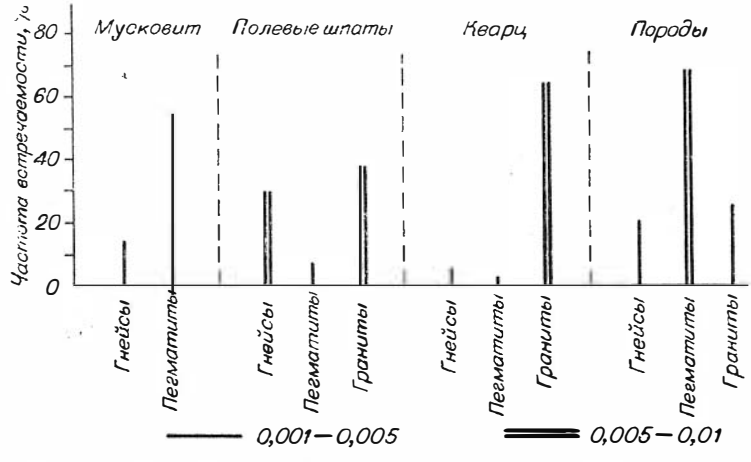


Рис. 74. Частота встречаемости и содержание вольфрама в минералах и породах бугузунского комплекса (результаты химических и количественных спектральных анализов).

Таблица 40

Содержание вольфрама в породах и слагающих их минералах (в %)

Породы		Пробы	Хим. анализ породы	Количеств. и полуколичеств. спектральный анализ минералов		
				полевые шпаты	кварц	мусковит
Слабоизмененные	Песчаники и алевролиты кембро-ордовика	5	0,0025			
		6д	0,0025			
Метаморфические	Гнейсы	106 д	0,0046	0,008		
		46	0,0023			0,002
		32	0,0020			0,002
		2	0,0034			
		128д	0,0030	0,003		
		476	0,0030		0,003	
		12	0,0023			0,002
		107	0,00147	0,002		
	Амфиболиты	111 в	0,0034			
		131 д	0,0056			
		131 в	0,0046			
Гранитоиды	Граниты	14	0,0034	0,01	0,001	
		29	0,0020	0,001	0,005	
		25	0,0020		0,02	
		26	Н/опр.		0,001	
		49	0,0049			
	Диориты	12 д	0,0070	0,08	0,005	
		52	0,00113	0,002	0,001	
		150б	0,0013			
	Пегматиты	451в	0,023			0,003
		478а	0,0025			0,003
		460у	0,023			0,001
		464а	0,020	0,006		0,001
		212ж	0,020			0,002
		108г	0,002			0,003
		108д	0,004		0,008	

Примечание. Анализы выполнены в лабораториях ИГиГ СО АН СССР: химические — В. Г. Цимбалист; спектральные — Л. Г. Изюмовой.

ных проб кварца и в 50% проб полевых шпатов (преимущественно плагиоклаза). В этих же минералах грейзенизированных пород вольфрам отмечается гораздо реже.

Последнее обстоятельство (вне зависимости от формы вхождения вольфрама) позволяет предположить, что источником вольфрама могут являться сами вмещающие породы — гнейсы, пегматиты, граниты, диориты. При этом, наряду с высвобождением вольфрама из плагиоклаза (при мусковитизации) и кварца, возможно извлечение его из межзерновых растворов в процессе активизации в результате проявления тектонических подвижек уже после формирования гранитоидов и пегматитов (Шахов, 1958; Долгов, 1965 и др.).

Очень важно отметить, что наряду с уже рассмотренным типом вольфрамовой минерализации, в изученном нами районе известен и другой тип Mo — W минерализации, проявившейся в грейзенах, развитых локально вдоль тектонических зон и наложенных на регионально грейзенизированные породы. Характеристика второго типа минерализации будет дана ниже.

9. ГЕРЦИНСКИЙ ГРАНИТНЫЙ МАГМАТИЗМ И МОЛИБДЕН-ВОЛЬФРАМОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В СВЯЗИ С ЯВЛЕНИЯМИ АКТИВИЗАЦИИ

В экзоконтактовой зоне Бугузунского массива восточного подножия высоты 3033,6 *м* и г. Черной, а также в пределах массива, в верховьях р. Буйлюгем довольно широко развиты небольшие дайкообразные, линзовидные и штокообразные тела, сложенные преимущественно розовато-серыми мелкозернистыми аляскитовыми гранитами и аплитами. Эти тела имеют мощность от нескольких десятков до нескольких сотен метров, прослеживаясь по простиранию от 200 до 500 *м*. Они локализуются в гранитах и гнейсах вдоль разломов, имеющих северо-восточное, близкое к меридиональному, простирание и располагаются согласно с общим простиранием этих разломов. Аляскитовые граниты А. А. Вишневский относил к «фазе дополнительной интрузии» гранитоидов Бугузунского массива и отмечал, что они сопровождаются редкометальной минерализацией, в отличие от вмещающих их гнейсовидных грубозернистых гранитов.

Тела аляскитовых гранитов характеризуются однородностью текстуры и минерального состава. Они имеют массивное, изотропное сложение и принадлежат к нормальной гранитной структурной фации. Структура пород равномерно-зернистая (величина зерен 2—3 *мм*), гипидиоморфнозернистая с элементами аллотриоморфнозернистой и гранулитовой структур (рис. 75).

Главными минеральными компонентами аляскитовых гранитов являются плагиоклаз (25—39%), микропертит (18—35%), кварц (39—41%), хлоритизированный биотит (0—2%) и акцессорные — циркон, оранжит (0,2—0,6%).

Соотношение плагиоклаза (альбит-олигоклаза № 15—18) и микропертита в гранитах варьирует, в связи с чем среди них выделяются разности гранитов, в которых микроклин является главным минеральным компонентом (до 35%) или его количество не превышает 18%. Количество кварца в тех и других разностях гранитов постоянное. Эпимагматические минералы — хлорит, флюорит и мелкочешуйчатый мусковит.

Таблица 41

Химический состав мелкозернистых биотитовых гранитов

№ проб	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	П.п.п.	Сумма
466к	75,94	0,05	12,40	0,17	2,45	0,034	0,77	н/обн.	3,88	4,01	0,028	0,41	0,26	100,38
466и	76,78	0,067	11,61	0,70	1,59	0,023	0,77	н/обн.	4,25	3,85	0,022	0,36	0,16	100,17
42г	75,97	0,066	12,67	0,83	1,22	0,023	0,58	н/обн.	2,81	5,67	0,019	0,27	0,12	100,23

Примечание. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГиГ СО АН СССР аналитиком А. В. Сухаренко.

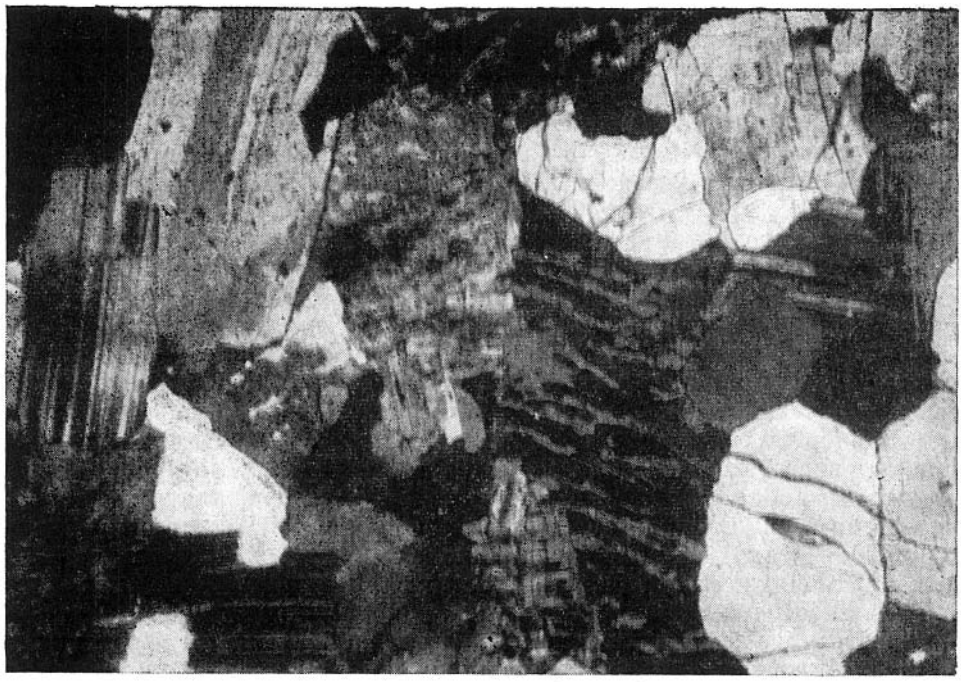


Рис. 75. Общий характер структуры аляскитового гранита. Идиоморфизм кварца по отношению к калиевым полевым шпатам. (Ув. 2,5×3,7, с анализатором.)

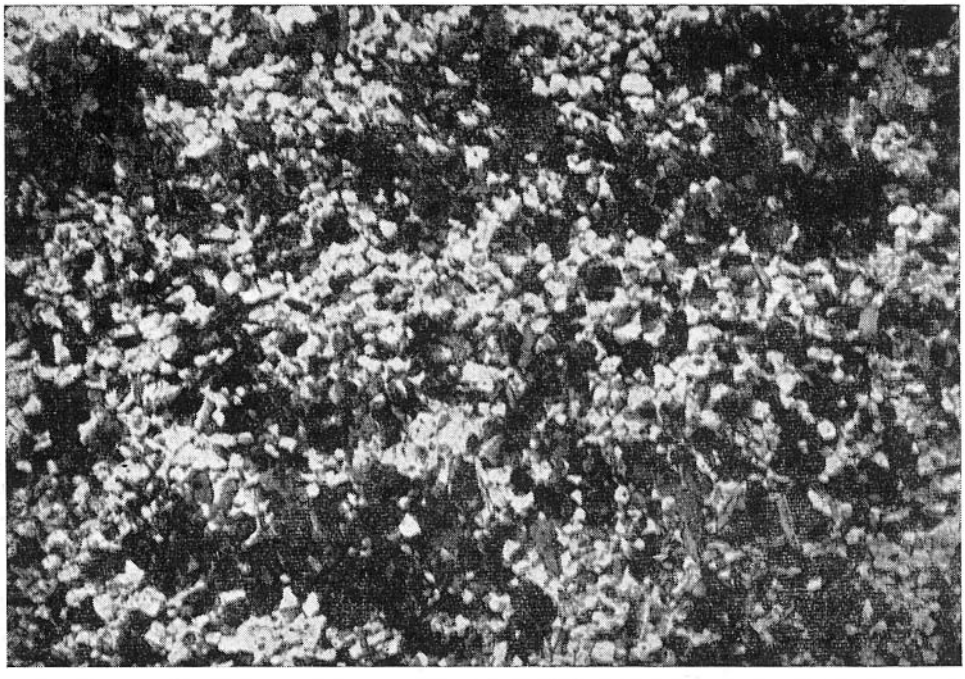


Рис. 76. Биотитовый роговик. Общий характер структуры. (Ув. 3,7×17, без анализатора.)

Химический состав аляскитовых гранитов охарактеризован анализами, приведенными в табл. 41. Им свойственно высокое содержание кремнекислоты, щелочей при отсутствии окиси кальция и довольно низком содержании окиси магния. Полуколичественными спектральными анализами в этих породах обнаружены постоянные содержания элементов-примесей: Zr (сотые доли процента), Pb, La, V, Ga, Cu, Cr, Y, Zn, Sc, Co (тысячные), Sn, Ni, Yb, Nb (десятитысячные доли процента). Эпизодически в гранитах установлены акцессорные элементы-примеси: Be (0,0002—0,001%) Mo (0—0,0002%), Li (0—0,003%).

Контакты гранитов с вмещающими их гнейсовидными гранитами и гнейсами четкие, резкие. Поверхности контактов гранитных тел обычно согласные с простиранием вмещающих пород, однако в некоторых случаях установлены секущие контакты относительно кристаллизационной сланцеватости в гнейсах. Следовательно, по положению контактовых поверхностей относительно структурных элементов вмещающих пород гранитные тела являются дискордантными. С формированием аляскитовых гранитов связаны контактово-метасоматические изменения вмещающих пород, уже испытавших ранее региональный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации. Эти преобразования проявляются в формировании мелкозернистых биотитовых и амфибол-биотитовых роговиков (по гнейсам). Ширина зоны развития роговиков значительно превышает площади, сложенные аляскитовыми гранитами, и составляет несколько сотен метров.

Внутренние зоны контактового ореола представлены роговиками полосчато-плойчатого строения, которые во внешней зоне переходят в слабо измененные также полосчато-плойчатые биотитовые плагиогнейсы. Полосчатое сложение роговиков обусловлено первичной неоднородностью гнейсов. Мощность полосок варьирует от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров.

Наиболее типичными минеральными ассоциациями роговиков являются плагиоклаз, кварц и биотит. Размеры зерен составляют 0,03—0,08 *см*. Акцессорные минералы — циркон, апатит, магнетит. Структура роговиков тонкозернистая, роговиковая (рис. 76), текстура полосчато-шлировая.

В зонах, непосредственно примыкающих к гранитам, роговики имеют кварц-биотит-амфиболовый состав. Структура их порфиро-пойкилобластовая, текстура такситовая. Участки развития амфибола характеризуются радиально-лучистым или сноповидным строением (рис. 77). Игольчатые и призматические зерна голубовато-зеленого амфибола располагаются вкрест простирания полос, сложенных биотитом, и имеют, несомненно, более позднее происхождение. С амфиболом обычно ассоциирует сфен.

Сравнительный анализ химического состава роговиков, являющихся продуктами контактового метаморфизма, и биотитовых плагиогнейсов, образующихся в результате регионального метаморфизма, свидетельствует о большом их сходстве (табл. 42). При преобразовании гнейсов в роговики существенного привноса не происходило. Результаты спектрального анализа подтверждают тождество их состава. Как в роговиках, так и в гнейсах отмечается одинаковый набор элементов-примесей, содержащихся в равных количествах (табл. 43). Отличаются эти породы лишь тем, что в роговиках более высокое, по сравнению с гнейсами, содержание магния, что обусловлено, очевидно, привносом этого компонента. Сопоставление данных спектрального анализа роговиков и гранитов показывает, что в тех и других присутствуют одни и те же элементы-примеси. Различие заключается лишь в количественном

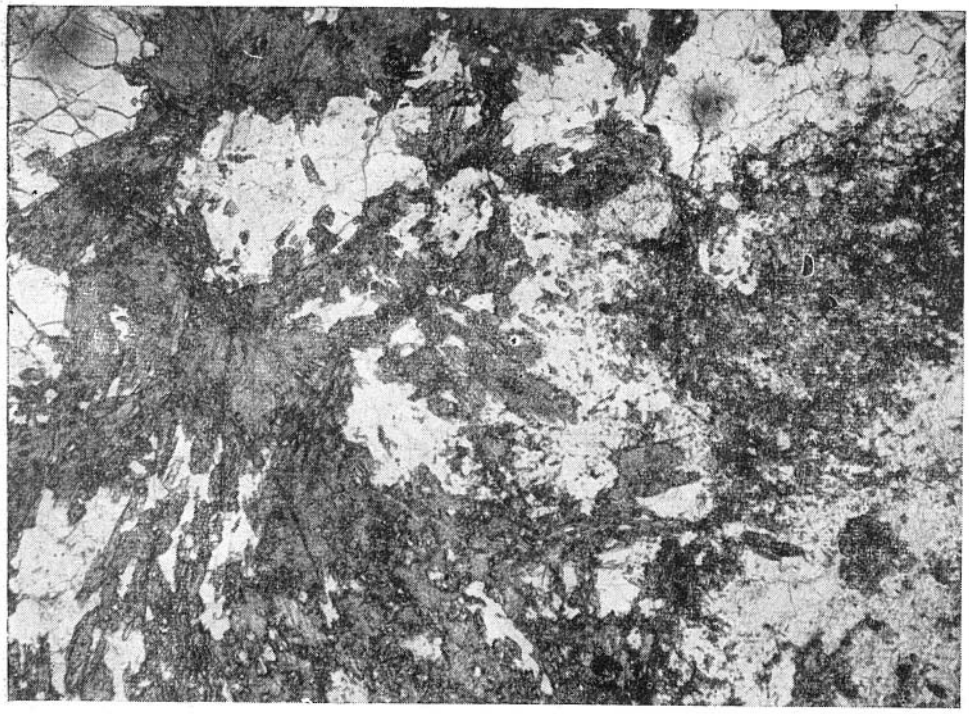


Рис. **77**. Метасоматический амфибол в биотитовом роговике (Ув. 3,7×17, без анализатора).

содержании некоторых элементов. Так, в роговиках, по сравнению с гранитами, на целый порядок выше содержание V, Cr, Zn, Ni, Li (0,01%). Ti, наоборот, в значительно меньших количествах, чем в гранитах, в роговиках обнаружены такие элементы, как Be, Zr, Nb.

Особенности геологического строения гранитных тел свидетельствуют о том, что формирование их происходило после дифференциальных движений, в относительно спокойной тектонической обстановке. Эти гранитоиды размещаются в уже стабилизированной каледонской структуре, являясь послескладчатыми образованиями.

Характер контактового метаморфизма, проявившегося в ороговиковании, позволяет считать, что мелкозернистые аляскитовые граниты формировались на значительно меньшей глубине, чем граниты раннекаледонского возраста, в существенно иной фациальной обстановке — в гипабиссальных условиях (Кузнецов, 1946; Коржинский, 1940).

Таким образом, более молодой возраст мелкозернистых аляскитовых гранитов, по сравнению с раннекаледонскими, очевиден и не вызывает сомнений. Неясным остается вопрос о времени, разделяющем формирование тех и других. Можно предполагать, что оно было значительным, так как к моменту образования гипабиссальных аляскитовых гранитов гранитоиды раннекаледонского возраста, формирующиеся в абиссальных условиях, были выведены на один уровень с ними.

Прямыми геологическими данными, которые свидетельствовали бы о возрасте гранитов, мы не располагаем. Наличие же некоторых косвенных признаков — приуроченность к разломам, секущим каледонские складчатые структуры и гранитоиды, повышенная радиоактивность, ха-

Таблица 42

Химический состав метаморфических пород
(анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР)

№ пробы	Породы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	S	П. п. п.	Сумма
462	Биотитозый гнейс	63,28	0,87	17,21	1,15	5,68	0,17	2,95	2,17	2,34	2,80	0,25	Не опр.	0,05	1,18	100,10
466ж	Биотитовый роговик	60,81	0,76	17,60	0,77	6,48	0,13	3,31	2,82	2,24	2,95	0,18	Не опр.	0,02	1,21	99,28

Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому)

№ пробы	*a*	*c*	*в*	*s*	*a'*	*c'*	*f*	*m*	*n*	*t*	φ	*Q*	*a/c*
462	8,8	2,6	18,8	69,8	43,9	—	31,0	25,1	55,2	1,0	4,9	+19,4	3,4
466ж	8,8	3,3	19,8	68,1	38,4		34,0	27,6	53,0	0,9	3,4	+15,3	2,6

Химические формулы пород (вычислены по кислородному методу Т. Барта): обр. 462: $K_{31}Na_{38}Ca_{20}Mg_{37}Fe_{42}^{+2}Fe_7^{+3}Al_{176}Ti_5Si_{551}P_1(O_{1530}OH_{70})$; обр. 466ж: $K_{32}Na_{37}Ca_{26}Mg_{43}Fe_{48}^{+2}Fe_6^{+3}Al_{184}Ti_5Si_{538}P_1(O_{1529}OH_{71})$. Привнос (в ионах): Ca — 6, Mg — 6, Fe^{+2} — 6, Al — 8. Вынос (в ионах): Si — 13.

Таблица 43

Результаты спектрального анализа метаморфических пород и аляскитовых гранитов

Породы	Pb	Sn	V	Ga	Cr	Ni	Be	Mo	Li	Zr	Cu	Y	Yb	Nb	Zn	Ba	Sc	Co	Sr	La	Ge
Гнейсы	0,003	0,0003	0,02	0,002	0,02	0,006	0,0003		Сл.—0,01	0,003	0,003	0,002	0,0002	0,0001 0,0008	0,01	0,05	0,0005 —0,002	0,003	0,02	0,001	Сл.
Роговики	0,002	0,0003	0,008	0,003	0,02	0,008	0,0003	0,0001	0,01	0,005	0,003	0,003	0,0003	0,001	0,01	0,08	0,02	0,003	0,08	0,001	0,001
Граниты	0,002	0,0005	0,001	0,003	0,002	0,0001	0,0002 0,0001	0,0002	0,003	0,02	0,001	0,008	0,0008	0,0003 0,001	0,0006		0,0001	Сл.	0,08	0,002	Сл.

Примечание. Полуколичественные спектральные анализы производились на ДФС-13 в спектральной лаборатории ИГиГ СО АН СССР А. Л. Изюмовой.

рактер контактового метаморфизма и сопутствующей минерализации — сближает их с позднегерцинскими гранитами, широко развитыми в соседней структурно-формационной зоне. Об этом говорят данные определений абсолютного возраста аляскитовых гранитов по валовому составу, проведенных в СНИИГГиМСе калий-аргоновым методом. Они показывают цифры 290 млн. лет, что соответствует верхнему карбону (шкала АН СССР, 1963 г.).

Важно отметить, что между древними гнейсовидными гранитами и более молодыми аляскитовыми гранитами обнаруживается большое сходство в особенностях минерального и химического составов. Отличие заключается лишь в том, что аляскитовые граниты более обогащены кремнеземом и щелочами. Вместе с тем, как упоминалось, породы экзоконтактовых зон аляскитовых тел содержат кальций, магний и железо, которых лишены сами граниты. Этот факт, а также тесная пространственная ассоциация аляскитов и гнейсо-гранитов позволяют предполагать, что более молодые герцинские граниты являются результатом расплавления древних гранитов. Об этом очевидно свидетельствует и приуроченность аляскитовых тел к разломам, пересекающим граниты, а также отсутствие признаков интрудирования магмы с каких-то глубин. Кроме того, древние граниты на площадях развития тел, сложенных аляскитами, характеризуются наличием бластических и катакластических структур — признаков перекристаллизации, связанной, по-видимому, с формированием более молодых гранитов.

С проявлением герцинского гранитного магматизма следует связывать гидротермальную Mo — W минерализацию, которая в отличие от описанного выше типа Mo — W минерализации проявилась локально в грейзенах. Эти грейзены развиты вдоль тектонических зон и наложены на регионально-грейзенизированные породы, а также на порфиры девонского возраста. В дайковых порфирах, развитых на площади Бугузунского месторождения и пересекающих кварцевые жилы «альпийского типа» раннекаледонского возраста, постоянно фиксируются следы грейзенизации и устанавливается W в количестве от 0,001 до 0,01%.

Предположения о более молодом, точнее послесреднедевонском, возрасте этого типа вольфрамовой минерализации согласуется с данными определения абсолютного возраста грейзенов калий-аргоновым методом по мусковиту (Л. В. Фирсов, Магаданский СВНИИ СО АН СССР), которые показали 322—344 млн. лет, что (по шкале АН СССР, 1963 г.) соответствует карбону. Близкий абсолютный возраст имеют и диафторированные биотитовые гнейсы (302—312 млн. лет), развитые вдоль тех же тектонических зон. Определения проводились также калий-аргоновым методом по биотиту Л. В. Фирсовым. В этих же разломах локализуются и аляскитовые граниты, абсолютный возраст которых определен калий-аргоновым методом в СНИИГГиМСе по валовому составу —290 млн. лет.

Вольфрамовая минерализация этого типа изучена В. И. Сотниковым (Михалева, Сотников, 1967). По его данным она проявлена в виде серии кварцевых жил, сконцентрированных в полосе субмеридионального простирания. Жилы, как правило, не выдержаны по простиранию и падению, осложнены пережимами и раздувами и сопровождаются апофизами. Иногда маломощные жилки настолько сближены, что образуют штокверковую зону.

Наиболее распространенным минералом кварцевых жил является пирит кубического габитуса. Вольфрамит встречен далеко не во всех жилах. Преимущественным развитием он пользуется в кварцевых жилах на окраине рудного поля в гипсометрически более высоких участ-

ках. Вольфрамит в жилах распределен неравномерно: в виде мелких скоплений и единичных кристаллов, размером от долей *мм* до 3×5 *см*. Приурочен он в основном к трещинкам в молочно-белом крупнозернистом кварце, образуя по нему метакристаллы. В единичных кристаллах вольфрамита встречены редкие мельчайшие выделения самородного серебра, чем и обусловлены, очевидно, постоянно устанавливаемые спектральным анализом в рудах (особенно в вольфрамитах) следы Ag. Кристаллы и агрегаты вольфрамита часто сопровождаются мелкозернистым кварцем и изредка хлоритом.

С периферии большинство зерен вольфрамита замещено шеелитом. В виде тонких ветвистых прожилков шеелит по спайности и вдоль мелких трещин проникает также и в кристаллы вольфрамита. Часто в местах развития шеелита встречаются отдельные зерна или агрегаты гематита, находящиеся обычно в тесном срастании с шеелитом.

Реже шеелит встречается вне видимой связи с вольфрамитом, выполняя интерстиции в кварце. С шеелитом иногда ассоциирует незначительное количество пирита и мелких зерен халькопирита.

Основная масса халькопирита, часто совместно с минералами висмута, проявилась в конце процесса минерализации в виде мелких жилок, секущих все более ранние образования. Из минералов висмута в рудах отмечены висмутин, эмплектит, виттихенит и тетрадимит. Как и вольфрамит, эти минералы (за исключением виттихенита) наиболее распространены в гипсометрически повышенных участках, где халькопирит проявлен слабо. Виттихенит же в основном установлен в долине кл. Павлова среди жил, обогащенных халькопиритом. В целом, как халькопирит, так и указанные минералы висмута пользуются незначительным развитием. Из нерудных минералов для рудопроявления, кроме кварца, очень характерен турмалин, который по времени образования предшествовал вольфрамиту. Наиболее поздняя стадия минерализации представлена единичными жилками халцедоновидного кварца.

Рудоносные кварцевые жилы сопровождаются маломощными, слабо проявленными полосами грейзенизации, в которых иногда можно выделить три метасоматические зоны: кварцевый грейзен, кварц-мусковитовый грейзен и грейзенизированная порода.

Расчет баланса вещества в процессе грейзенизации (Сотников, Никитина, 1963) показывает, что при формировании указанных метасоматических зон происходит вынос всех компонентов, за исключением кремнезема и серы, для которых характерен привнос, а также железа, валовое содержание которого в основном остается постоянным (при окислении двухвалентного железа в трехвалентное). Фиксируется вынос подавляющего большинства элементов-примесей. В несколько повышенных количествах в грейзенах установлены висмут, молибден, ниобий, серебро, вольфрам. В целом вынос преобладает над привносом, что, очевидно, связано с положением грейзена в низах рудной зоны.

Выносимые из породы в процессе ее грейзенизации элементы отчасти концентрируются в кварцевых жилах. Характерно, что все элементы (за исключением лития и стронция), найденные во вмещающих породах, обнаружены и в кварцевых жилах. При этом подмечено, что элементов, выносимых из породы при образовании грейзенов, в кварц-вольфрамовой жиле содержится меньше, чем в самой породе, но больше, чем в грейзене. В жилах установлена повышенная концентрация вольфрама, висмута, молибдена, меди, олова, серебра и др. Таким образом, для вмещающих пород, грейзенов и кварцевых жил характерен в основном единый комплекс элементов, но находящихся в различных количественных соотношениях. В кварцевых жилах отмечается некоторая концентрация элементов, редких для вмещающих их пород (табл. 44).

Таблица 44

Содержание (в %) акцессорных элементов в кварцевых жилах и вмещающих их породах (по данным 20 анализов)

Элементы	Гнейс	Пегматит	Грейзен	Кварцевая жила
Mn	$3\cdot10^{-2}$ —$1\cdot10^{-1}$	$8\cdot10^{-3}$ —$5\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-3}$ —$3\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$
Cr	$1\cdot10^{-2}$	$7\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$
Ni	$5\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$
Co	$2\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-4}$	$4\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-3}$
V	$7\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-3}$
Cu	$7\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-4}$ —$1\cdot10^{-3}$	$4{,}5\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$
Zn	$8\cdot10^{-3}$	0—$1\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$
Pb	$5\cdot10^{-4}$ —1.10^{-3}	$5\cdot10^{-4}$ —$5\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-3}$
Ag	Сл.	$1\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$
Sn	0—$3\cdot10^{-4}$	0—$3\cdot10^{-4}$	0—$3\cdot10^{-4}$	0—$6\cdot10^{-4}$
Bi	0—Сл.	0—$3\cdot10^{-4}$	$4\cdot10^{-3}$	До $1{,}9\cdot10^{-2}$
Mo	0—$3\cdot10^{-4}$	0—$2\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$	До $5\cdot10^{-3}$
W		0—$1\cdot10^{-3}$	До $3\cdot10^{-3}$	До $2{,}4\cdot10^{-1}$
Nb	$5\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$	$8\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$
Be	$3\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-3}$
Ga	$2\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-4}$ —$2\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-4}$	$4\cdot10^{-3}$
Sc	$1\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-4}$	$4\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$
Zr	$5\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$7\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-3}$
Y	$2\cdot10^{-3}$	$1{,}5\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$
Yb	$2\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$
La	0—$2\cdot10^{-3}$	0—$2\cdot10^{-3}$	0—$2\cdot10^{-3}$	0—$5\cdot10^{-3}$
Sr	$0\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	—	—
Ba	$5\cdot10^{-2}$	$4\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$

Намечается целый ряд «проходящих» от вмещающих пород до кварц-вольфрамитовых жил минералов: турмалин, апатит, шеелит, арсенопирит и, возможно, некоторые другие. В различных образованиях «проходящие» минералы, в частности турмалин и апатит, имеют свои морфологические, физические и геохимические особенности.

В целом Бугузунское рудопроявление в свете изложенных фактов следует рассматривать как образование, сформировавшееся в результате пространственного совмещения разновозрастных рудных процессов, связанных с проявлением двух магматических комплексов: нижнеордовикского гнейсо-гранитного и герцинского гранитного. При этом значительным развитием пользовались явления перераспределения и переотложения рудного вещества.

В связи с проявлением молодого герцинского гранитного магматизма происходила ремобилизация вольфрама, рассеянного в древней раннекаледонской мигматизированной гнейсовой толще. Это подтверждается тем, что минеральный состав рудоносных грейзенов (вольфрамит, молибденит, магнетит, пирит, мусковит, турмалин, апатит) в качественном отношении, в основном, аналогичен составу акцессорной части гнейсов и пегматитов. Близки по составу и элементы-примеси в рудах и вмещающих породах. Различие заключается лишь в том, что в упомянутых локальных грейзенах происходит концентрация вольфрама. Вместе с тем во вмещающих породах (гнейсах и пегматитах), ассоциирующих с грейзенами, отмечается уменьшенное содержание этого компонента. Минеральный состав вольфрамоносных грейзенов нахо-

дится в тесной зависимости от особенностей состава вмещающих пород и указывает на возможность заимствования из них ряда элементов, в том числе и вольфрама.

Таким образом, в зоне Башкаусско-Каракемского разлома проявились два разновозрастных гранитоидных комплекса: раннекаледонский гнейсо-гранитный и герцинский гранитный. В связи с упомянутыми гранитоидными комплексами проявляется разновозрастное, но однотипное молибден-вольфрамовое оруденение.

Формирование раннекаледонского гнейсо-гранитного комплекса и сопутствующих молибден-вольфрамовых рудопроявлений происходило одновременно с образованием зон смятия в период формирования геосинклинальной зоны. Герцинский же гранитный магматизм и сопутствующая ему редкометальная и молибден-вольфрамовая минерализация не связаны с геосинклинальным развитием зоны. Они наложены на более древние, уже стабилизированные каледонские складчатые структуры, и потому их не следует считать производными поздних стадий каледонского цикла. Они могут рассматриваться как проявление герцинской активизации каледонских структур, вызванной, очевидно, процессами развития соседней раннегерцинской Ануйско-Чуйской геосинклинальной зоны (В. А. Кузнецов, 1966).

10. РЕГРЕССИВНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Глубоко метаморфизованные породы (кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты) амфиболитовой фации в дальнейшем в зонах разломов были подвержены интенсивным диафторическим изменениям, низкотемпературному гидротермальному метаморфизму.

Наиболее мощные зоны диафторитов отмечены вдоль разлома, по которому глубоко метаморфизованные породы контактируют с эффузивно-осадочными породами среднего девона. Менее мощные зоны диафторитов отмечаются в узких зонах тектонических нарушений, проявившихся в верховьях р. Гетедей, у подножия г. Черной и др. По простиранию диафторированные породы прослеживаются на значительном расстоянии (десятки километров), ширина таких зон варьирует от 0,1 до 0,5 *км*. В результате низкотемпературного гидротермального метаморфизма образовались кварц-альбит-серицит-хлоритовые породы более низких ступеней метаморфизма, относящиеся к фации зеленых сланцев. Их следует рассматривать как повторно метаморфизованные биотитовые кристаллические сланцы с андалузитом, ставролитом, кордиеритом, гранатом и силлиманитом. Особенностью этих пород является неоднородное строение. Среди пород фации зеленых сланцев установлены участки, сложенные породами амфиболитовой фации — кристаллическими сланцами и амфиболитами. Отмечены постепенные переходы между биотитовыми кристаллическими сланцами и кварц-альбит-серицит-хлоритовыми через кварц-серицит-альбит-хлорит-биотитовые сланцы. В диафторированных породах очень часты неравновесные минеральные ассоциации, в которых наряду с минеральными образованиями, соответствующими зелено-сланцевой фации (альбит — кварц — серицит — хлорит) встречаются реликтовые минералы более высокой ступени метаморфизма (биотит, ставролит, гранат, андалузит).

Регрессивные изменения в биотитовых кристаллических сланцах выражаются в деанортизации плагиоклаза (альбит № 7—10), в замещении бурого биотита светло-зеленым хлоритом. Для хлорита характерны включения с плеохроичными двориками, что подчеркивает несомнен-

Таблица 45

Химический состав диафторитов

№ пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	S	П. п. п.	Сумма
476	56,30	0,73	20,02	1,80	6,89	0,13	4,23	1,40	1,83	3,77	0,25	н/опр.	0,03	2,35	99,7
11	60,88	0,90	17,42	1,50	5,86	0,07	3,41	0,66	1,35	2,47	0,15	0,20	0,05	4,84	99,8
11а	60,78	0,95	16,96	3,09	4,59	0,07	3,42	0,60	2,16	3,49	0,14	0,60	0,003	2,97	99,8

Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому)

№ пробы	*a*	*c*	*b*	*s*	*a'*	*f*	*m*	*n*	*t*	φ	*Q*	*a/c*
476	8,9	1,6	27,8	61,7	47,8	27,9	24,4	42,0	0,9	5,1	+4,0	5,5
11	6,2	0,8	26,5	66,5	54,6	24,8	20,6	45,8	1,1	4,4	+15,9	7,7
11а	9,4	0,7	23,0	66,9	47,0	29,2	23,8	48,6	1,1	10,7	+14,3	13,1

Примечание. 476 — биотитовый гнейс со ставролитом, андалузитом, силлиманитом; 11 и 11а — кварц-серицит-хлоритовый сланец.

ность его вторичного происхождения за счет биотита. Высокотемпературные и высокоглиноземистые минералы — ставролит, андалузит, кордиерит — также замещаются агрегатом хлорита и серицита.

Сопоставление минерального состава биотитовых и серицит-хлоритовых сланцев показывает, что вместо ассоциации кварц — биотит — андезин — ставролит — андалузит, гранат и силлиманит, характеризующей состав биотитовых гнейсов, возникает минеральная ассоциация кварц — серицит — хлорит — альбит — кальцит — магнетит—эпидот. Для регрессивно-метаморфизованных пород характерно обилие кварцевых жил, мощность которых варьирует от нескольких сантиметров до нескольких метров. В амфиболитах преобразование происходит с возникновением альбита, актинолита, эпидота, хлорита, кальцита, сфена и магнетита.

Для изучения изменений в химическом составе пород при регрессивном метаморфизме были выполнены анализы исходных биотитовых кристаллических сланцев с высокоглиноземистыми минералами (анализ № 476) и конечных продуктов их преобразования — кварц-альбит-серицит-хлоритовых сланцев (анализы № 11, 11а). Химический состав тех и других пород приведен в табл. 45. При сопоставлении их видно, что валовой состав этих пород близок (содержание магния и щелочей в них почти одинаковое). Это означает, что при регрессивном метаморфизме химический состав исходных пород изменялся, но незначительно. Для установления миграции элементов в процессе преобразования химические анализы были пересчитаны по способу Т. Барта. Пересчеты данных анализа на числа катионов в стандартной ячейке

$$\left\{\begin{array}{l} \text{обр. 11: } K_{20}Na_{24}Ca_5Mg_{47}Fe^{+2}_{46}Fe^{+3}_{10}Al_{192}Ti_6Si_{570}P_1\,(O_{1588}OH_{12}) \\ \text{обр. 476: } K_{41}Na_{30}Ca_{13}Mg_{54}Fe^{+2}_{50}Fe^{+3}_{11}Al_{204}Ti_4Si_{487}P_2\,(O_{1467}OH_{173}) \end{array}\right\}$$

показывают, что повторный метаморфизм биотитового сланца сопровождался привносом (в ионах): кремния — 83, и выносом калия —12, натрия —6, кальция —8, магния —7, железа —4, алюминия —12.

Определение абсолютного возраста диафторированных биотитовых сланцев, произведенное калий-аргоновым методом по валовому составу Л. В. Фирсовым в Магаданском СВНИИ СО АН СССР, показывает 302—312 млн. лет, что соответствует карбону (шкала АН СССР, 1963). Определения абсолютного возраста биотитовых сланцев по биотиту, произведенные в ИГиГ СО АН СССР, дают цифры 500—515 млн. лет. Близкими по возрасту к диафторированным биотитовым сланцам являются аляскитовые граниты (290 млн. лет) и локальные грейзены (322—314 млн. лет), развитые вдоль разломов, движения по которым происходили в последевонское время.

Учитывая эти данные, а также то обстоятельство, что все упомянутые породы приурочены к молодым разломам, можно думать, что растворы, принимавшие участие в образовании диафторированных пород — кварц-альбит-серицит-хлоритовых сланцев — связаны с проявлением герцинского гранитного магматизма.

11. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ПОРОД БУГУЗУНСКОГО ГНЕЙСО-ГРАНИТОИДНОГО КОМПЛЕКСА

Соотношение процессов регионального метаморфизма и гранитообразования

Породы бугузунского комплекса представляют естественную ассоциацию (метаморфит — мигматит — гранит), которая развита в зоне смятия в области изгиба тектонических структур и формировалась

в обстановке непрекращающихся дифференциальных тектонических движений. Метаморфиты (кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты) тесно ассоциируют с гранитоидами. Те и другие породы имеют локальное распространение. При этом площадь развития метаморфических пород значительно превышает поля распространения гранитоидов. В метаморфических породах по отношению к гранитоидному массиву отмечается зональность. Вблизи массива развиты крупнозернистые неоднородные биотитовые плагиогнейсы с силлиманитом, кордиеритом и иногда с гранатом, насыщенные аплитовидными гранитами, пегматитами и, как правило, интенсивно измененные постмагматическими процессами (мусковитизация, окварцевание и т. д.). По мере удаления от Бугузунского массива (в 3—5 *км*), крупнозернистые гнейсы постепенно переходят в мелкозернистые меланократовые биотитовые кристаллические сланцы, содержащие ставролит. Различные минеральные ассоциации метаморфических пород, соответствующих амфиболитовой фации, а также особенности положения их, указывают на прогрессивный характер метаморфизма, выражающийся в наличии первичной метаморфической зональности. Вместе с тем в районе развиты породы, принадлежащие к различным метаморфическим фациям: амфиболитовой (биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы) и зеленых сланцев (серицит-хлоритовые сланцы). Наши предшественники А. А. Вишневский и Н. С. Коржнев именно эту метаморфическую зональность рассматривали как первичную. В действительности же резкая смена пород различных метаморфических фаций, на наш взгляд, связана не с прогрессивным нарастанием температуры и давления, а со сложными полиметаморфическими преобразованиями в гнейсах и амфиболитах, которые проявляются вдоль разломов в различное время и по своему характеру являются регрессивными. С диафторическими явлениями, проявившимися вдоль разломов в герцинское время, связано в исследуемом районе формирование серицит-хлоритовых (по гнейсам) и альбит-хлорит-актинолитовых (по амфиболитам) сланцев.

Постепенных переходов между слабо метаморфизованными песчаниками, сланцами, а также серицит-хлоритовыми сланцами, на которые указывали А. А. Вишневский и др., нами не наблюдалось.

Как известно, существуют различные толкования взаимосвязи регионального метаморфизма с процессами гранитизации (Барт, 1956; Коржинский, 1952; Кузнецов, 1952; Шахов, 1948; Ферхуген, 1961; и др.). Наши исследования показали, что формирование кристаллических сланцев и гнейсов тесно связано с процессами, приведшими к образованию гранитов. Между глубоко метаморфизованными породами и гранитами существуют постепенные переходы (через зоны мигматитов). Установлено, что кристаллические сланцы и гнейсы не являются следствием интрузии гранитоидной магмы, а, наоборот, высокотемпературный метаморфизм в зоне смятия предопределяет рождение гранитной магмы, являясь исходной причиной формирования последней. Не отмечалось нарушения структур вмещающих пород в результате механического воздействия магмы или обрушения кровли.

Характерными являются структуры просвечивания, обусловленные наличием реликтовых участков, сложенных метаморфическими породами, не испытавших перемещения и ориентированных согласно с направлением структур вмещающих пород.

Сущность процесса формирования метаморфических пород заключается в перекристаллизации. Этот процесс происходит в условиях притока тепла, которое, очевидно, несут с собой вода и другие летучие компоненты. В условиях интенсивного привноса летучих (о чем свидетельству-

ют структуры перекристаллизации, обилие в породах апатита и т. д.) кристаллические сланцы преобразуются в неоднородные крупнозернистые гнейсы. В гнейсах, в результате собирательной перекристаллизации, исчезает сланцеватость, образуются «пятна» и полосы, обогащенные кварцем и плагиоклазом (олигоклазом), чередующиеся с полосами существенно биотитового состава. Происходит перераспределение вещества внутри метаморфической толщи, сегрегация кварцево-плагиоклазового материала и формирование крупных порфиробласт плагиоклаза на месте мелкозернистых бластических агрегатов его.

На наиболее прогретых участках, сложенных кварцем и плагиоклазом, т. е. там, где состав пород был близок к гранитному и температура была достаточно высокой, явления собирательной перекристаллизации вызывали частичное расплавление. Результатом селективного плавления являются аплитовидные плагиограниты и плагиопегматиты. Как известно, плавление кварцево-плагиоклазовых пород, не содержащих калиевого полевого шпата, происходит при температуре, близкой к точке плавления чистого альбита, которая при давлении водяного пара порядка 5—6 тыс. *атм* опускается до 700° (Иодер, 1958). При образовании упомянутых пород происходит обогащение их натрием в то время, как калий концентрируется в меланократовых биотитовых породах, ассоциирующих с плагиопегматитами и плагиогранитами, т. е. в породах более тугоплавких, не испытавших плавления. Общее количество щелочей в гнейсах и аплитовидных плагиогранитах и пегматитах (см. рис. 66) сопоставимо, что позволяет говорить о более или менее постоянном содержании щелочей в процессе образования расплава. Последний был не всегда полностью гомогенизированным, поскольку в породах отмечаются участки бластического строения, где иногда встречается силлиманит и гранат. В пегматитах же с однородным строением метаморфические минералы отсутствуют.

Как показало петрографическое изучение пород, а также исследование их химического состава, дальнейшая эволюция эвтектоидного расплава приводит к вовлечению в эту систему калия. При этом наблюдается постепенное обогащение расплава калием, о чем свидетельствует наличие всех переходных разностей от плагиогранитов и пегматитов, не содержащих калиевого полевого шпата, до пегматитов и гранитов, в которых этот минерал находится почти в равных количествах с плагиоклазом. Из расплава, обогащенного калием, образуются плагиоклаз-микроклиновые пегматиты и граниты. Большая часть грубозернистых гранитов характеризуется неоднородным составом и гнейсовидным сложением. Это свидетельствует о том, что расплав не был полностью гомогенизированным. Результатом наиболее полной гомогенизации является расплав, из которого формировались плагиоклаз-микроклиновые пегматиты и серые порфировидные биотитовые граниты (г. Черная). В этих породах исчезает гнейсовидное сложение, бластическое строение, породы становятся массивными, а по составу более однородными.

О том, что плагиоклаз-микроклиновые пегматиты и граниты представляют продукт кристаллизации из расплава (способного к перемещению), свидетельствует наличие аналогичных жил, секущих древние, более тугоплавкие метаморфизованные габброиды. Они характеризуются мелкозернистым строением в эндоконтактовых частях их. В пользу магматической природы упомянутых пород могут говорить, кроме того, однородный состав их, гипидиоморфнозернистое строение и т. д.

Образование расплава, обогащенного калием, наступает, по мнению ряда исследователей, при температурах выше 650°, что подтверждается

результатами экспериментов, проведенных Таттлом (Tuttle, 1955), Винклером и Платеном (Winkler und Platen, 1961) и др.

С формированием гранитных пород, содержащих калиевый полевой шпат, связано образование меланократовых биотитовых пород с кордиеритом, силлиманитом и другими, т. е. пород, лишенных полевых шпатов и кварца. Высокоглиноземистые минералы обычно развиваются за счет разложения биотита в условиях недостатка калия, который при этом полностью переходит в расплав. Обогащение метаморфических пород мафическими компонентами происходит, таким образом, в прогрессивную стадию метаморфизма в связи с процессами селективного плавления (ультраметаморфизма), на начальных этапах гранитообразования.

Баланс вещества при образовании пегматитов и гранитов в гнейсах

Направленность химизма процесса гранитообразования определялась путем сравнения химического состава слабометаморфизованных осадочных пород кембро-ордовика (при условии, что они являются исходными) с составом глубоко метаморфизованных пород и продуктов их преобразования — аплитовидных плагиогранитов, пегматитов и гранитов (табл. 46). Это сравнение показывает, что при преобразовании песчаников и сланцев в гнейсы существенного привноса и выноса вещества не происходило. Дальнейшее изменение пород, при преобразовании гнейсов в аплитовидные олигоклазовые граниты и пегматиты, сопровождалось выносом кальция, железа, магния и алюминия в количестве 164 ионов. Почти на такое же количество ионов (160) увеличивается содержание кремния и натрия в аплитовидных гранитах и пегматитах. Далее при образовании гранитов происходит обогащение их, наряду с натрием и кремнием, еще и калием.

Таблица 46

Средний химический состав пород бугузунского комплекса и слабо измененных осадочных пород

Породы	Колич. анализов	Окислы												
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	Сумма
Песчаники, сланцы . .	5	62,62	0,66	15,93	2,30	4,36	0,28	4,27	1,52	2,37	2,06	0,17	3,01	99,60
Метаморфические породы . .	7	63,93	0,71	16,40	1,28	5,25	0,11	3,36	1,55	2,24	2,75	0,17	2,20	99,95
Пегматиты . .	7	74,56	0,03	13,95	0,22	1,19	0,18	1,21	0,47	5,05	2,18	0,13	0,81	99,98
Граниты . .	9	70,72	0,46	14,03	1,08	2,19	0,14	0,70	1,37	3,34	4,70	0,21	0,88	99,82

Химические формулы пород (вычисленные по кислородному методу Т. Барта): Песчаники, сланцы $K_{11}Na_{21}Ca_{14}Mg_{58}(Fe^{+2}+Fe^{+3})_{59}Al_{259}Ti_9Si_{1154}(O_{1588}OH_{12})$; метаморфические породы — $K_{15}Na_{19}Ca_{15}Mg_{45}(Fe^{+2}+Fe^{+3})_{52}Al_{264}Ti_9Si_{1166}(O_{1591}OH_9)$; пегматиты — $K_{11}Na_{42}Ca_4Mg_{15}(Fe^{+2}+Fe^{+3})_{10}Al_{215}Ti_6Si_{1295}(O_{1594}OH_6)$; граниты — $K_{26}Na_{28}Ca_{12}Mg_9(Fe^{+2}+Fe^{+3})_{26}Al_{219}Ti_6Si_{1257}(O_{1589}OH_{11})$.

Осадочные породы	Гнейсы
Привнос	Вынос
K — 1, Al — 5, Si — 12, Ca — 1	Na — 2, Mg — 13, $(Fe^{+2}+Fe^{+3})$ — 7

Метаморфические породы (гнейсы, кристаллические сланцы)
Привнос
Na — 23, Si — 141

Аплитовидные плагиограниты, пегматиты
Вынос
K — 4, Ca — 10, Mg — 43, $(Fe^{+2}+Fe^{+3})$ — 49
Al — 46, Ti — 9

Гнейсы
Привнос
K — 11, Na — 9, Si — 91

Граниты
Вынос
Ca — 3, Mg — 36, $(Fe^{+2}+Fe^{+3})$ — 26, Al — 45, Ti — 3.

Осадочные породы
Привнос
K — 15, Na — 7, Si — 103;

Граниты
Вынос
Ca — 2, Mg — 49, Fe — 33, Al — 40, Ti — 3.

Химический анализ исходных пород и конечных продуктов процесса гранитообразования, т. е. гранитов, показывает относительное обогащение гранитов калием, натрием и главным образом кремнеземом, но в то же время в гранитах, по сравнению с метаморфитами, оказывается значительно меньше магния, железа и алюминия. Продукты выноса мафических компонентов фиксируются на месте в виде меланократовых высокоглиноземистых пород (типа «кинцигитов»).

В процессе гранитообразования изменения претерпевали не только гнейсы, но и амфиболиты, состав которых значительно отличается от гранитного. Основные породы, по сравнению с гнейсами, более тугоплавки, поэтому естественно, что в то время, когда в гнейсах, богатых легкоплавкими компонентами, происходит образование значительного количества расплава в результате процессов ультраметаморфизма, основные породы испытывают изменения, которые лишь подготавливают материал к последующему плавлению. Этот процесс происходит локально в условиях действия растворов. В процессе метасоматоза в основных породах происходит собирательная перекристаллизация, сопровождающаяся метаморфической дифференциацией. В результате тонкозернистые амфиболиты с диабластическим строением переходят в крупнозернистые неоднородные диориты.

В условиях интенсивного проявления метасоматоза происходит дальнейшее обособление лейкократовых и меланократовых минеральных компонентов, постепенное замещение амфибола биотитом, растворение и уменьшение содержания темноцветных минералов, появление кварца и микроклина. Результатом метасоматических изменений основных пород на более поздних стадиях и, возможно, частичного плавления являются гранодиориты и гранитовидные породы гнейсовидного сложения. Образование этих пород происходило в условиях постоянного привноса щелочей и кремнезема, которому предшествовал вынос железа, кальция, магния и алюминия, т. е. направленность изменения минерального и химического состава основных пород характерна для процессов гранитизации, хорошо изученных и описанных в литературе (Коржинский, 1952; Кузнецов, 1964; Дистанова, 1965; и др.). Явления собирательной перекристаллизации в условиях действия растворов могли вызывать в гранитоидных породах частичное плавление (некоторые гранофиры). Это означает, что плавлению предшествует метасоматическое преобразование пород и что процессы селективного плавления и метасоматической гранитизации связаны друг с другом. Таким образом, весь процесс формирования пород бугузунского комплекса сводится к анатектическому плавлению вмещающих пород в условиях значительного притока тепла, которое несут с собой летучие компоненты. Доказательством участия

летучих компонентов в процессе гранитообразования является тот факт, что метаморфические породы, мигматиты и гранитоиды, обогащенные апатитом и турмалином, распространены вдоль регионального разлома локально.

Плавление вмещающих пород, как один из возможных путей образования гранитной магмы, признается многими ведущими петрологами (Коржинский, 1952; Кузнецов, 1964; Судовиков, 1964; Шахов, 1958; и др.), которые считают, что этот процесс будет идти значительно быстрее при циркуляции растворов, несущих плавни. Основными плавнями являются, по мнению почти всех исследователей, вода, фтор, хлор и др. (Боуэн, 1954; Хитаров, 1957; Таттл и Уайли, 1957, 1963; и др.).

И там, где концентрация растворов была наибольшей, процесс плавления происходил более интенсивно. Эти растворы, по мнению Менерта (1963), Н. Г. Судовикова (1958), Ф. Н. Шахова (1958) и др., мобилизуются из самих осадочных толщ. Д. С. Коржинский (1952), Ю. А. Кузнецов (1964, 1966) рассматривают растворы в качестве продуктов глубинной дифференциации, дегазации земного вещества, называя их «сквозьмагматическими» (Коржинский), или «магмообразующими» (Кузнецов, 1966) растворами. Следовательно, вопрос об источниках растворов является дискуссионным. Фактический материал, которым мы располагаем, не позволяет высказаться в пользу той или иной точки зрения. Можно лишь думать, что частично вода заимствована из самих вмещающих пород, если считать признаком выноса воды наличие таких минералов, как кордиерит, гранат и другие высокоглиноземистые минералы, которые рассматриваются Менертом (1963) как продукт «сушки» биотита. В. А. Николаев (1955) также полагал, что появление ставролита в породах объясняется недостатком воды. В этом случае, естественно, возникает вопрос, достаточно ли воды, присутствующей во вмещающих породах, для их расплавления? Расчеты Дж. Ферхугена (1961) показали, что для расплавления осадочных пород той воды, которую они содержат, недостаточно. Необходим дополнительный источник ее, и вода, по его мнению, должна быть не просто освобожденной где-то в другой метаморфической толще в результате дегидратации или кристаллизации палингенного расплава, она должна быть ювенильной. С этой точки зрения, приток воды с глубины представляется вероятным.

ФОРМАЦИОННЫЙ ТИП БУГУЗУНСКОГО И КУБАДРИНСКОГО ГНЕЙСО-ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Бугузунский и кубадринский гнейсо-гранитоидные комплексы занимают одинаковое структурно-тектоническое положение и близки в возрастном отношении. На основании геологических и радиологических данных их возраст определяется как досилурийский, очевидно, нижнеордовикский. Эти комплексы размещаются в древних салаирско-каледонских структурно-формационных зонах, характеризующихся мощными песчано-сланцевыми толщами геосинклинального типа. Распространены они вдоль глубинных разломов локально, в зонах смятия, там, где породы претерпели высокотемпературный метаморфизм и испытали напряженную складчатость.

Гранитоиды бугузунского и кубадринского комплексов слагают акмолитоподобные мигматитового строения тела, согласные со структурами вмещающих их пород. Особенность размещения массивов заключается в том, что они залегают без признаков раздвигания стенок магматической камеры, без нарушения структур вмещающих пород. Гранитоиды

связаны с вмещающими их гнейсами постепенными переходами через зоны мигматитов и обладают всеми признаками образования на месте.

Структуры гранитоидов гармонируют со структурами вмещающих пород и конформны по отношению к контактам. Микроструктуры — бластические, коррозионные, катакластические, иногда гипидиоморфнозернистые. Текстуры — полосчатые, гнейсовидные.

Петрографический состав пород довольно разнообразен и определяется в первую очередь составом вмещающих пород и степенью их преобразования. Так, гранитоиды кубадринского комплекса представлены существенно биотитовыми микроклиновыми гранитами, которые образовались в результате преобразования гнейсов. В составе бугузунского комплекса, локализующегося в гнейсах, чередующихся с основными породами (амфиболитами и др.), наряду с биотитовыми микроклиновыми гранитами, значительным распространением пользуются биотит-рогово-обманковые граниты, гранодиориты и диориты.

Широко развиты пегматиты и аплитовидные граниты, локализующиеся в гнейсах, вмещающих гранитоидные массивы. Многочисленные дайки лампрофиров и диабазов, распространенные вдоль разломов, пересекающих гранитоиды бугузунского и кубадринского комплексов, являются более поздними по времени формирования и относятся к особой лампрофиро-диабазовой формации — производной базальтоидной магмы.

Граниты пересыщены глиноземом; для них характерно довольно высокое содержание кремнезема (67—72%) и щелочей, при некотором преобладании окиси калия над окисью натрия. Закись железа преобладает над окисью, а отношение $Fe_2O_3 : FeO < 1$. Характерными элементами-примесями в гранитах являются Ga, Sr, V, Zr, Sr, Ba, Cu, Y, Yb, Be, из акцессорных минералов распространены сфен, ортит, апатит, магнетит, циркон.

Формирование раннекаледонских гранитоидов тесно связано с проявлением локального приразломного метаморфизма, происходившего в условиях амфиболитовой фации. Глубокий метаморфизм вмещающих пород предшествовал появлению мигматитов и гранитов. Процесс гранитообразования осуществлялся на месте в связи с явлениями анатексиса, без нарушения структур вмещающих пород. Эти и некоторые другие признаки позволяют относить гранитоиды бугузунского и кубадринского комплексов к формации батолитовых гранитов, по классификации Ю. А. Кузнецова (1964). В Горном Алтае эта формация проявилась в раннекаледонский этап геосинклинального развития в связи с формированием мощных зон смятия вдоль глубинных разломов.

Вместе с тем бугузунский гнейсо-гранитоидный комплекс имеет некоторые особенности, отличающие его от кубадринского. Гранитоиды бугузунского комплекса более разнообразны по составу. Для них не характерен процесс калиевого метасоматоза (микроклинизации), сопровождавший глубокий метаморфизм и широко проявившийся в гнейсах кубадринского комплекса. Кроме того, в начале образования гранитов кубадринского комплекса химический потенциал калия преобладал над потенциалом натрия, но по мере развития процесса роль натрия возрастала и постепенно стала доминирующей. Начало образования гранитов бугузунского комплекса, наоборот, характеризуется преобладанием химического потенциала натрия. Довольно существенное различие отмечается в формах миграции вещества при образовании этих двух комплексов. Так, при формировании пород бугузунского комплекса первостепенная роль принадлежит диффузионным процессам в сочетании с инфильтрацией растворов местного происхождения, ведущим к селективному

плавлению. При образовании же пород кубадринского комплекса важную роль, очевидно, играли процессы инфильтрации, связанные с проявлением глубинных «сквозьмагматических» растворов (Коржинский, 1952). Ю. А. Кузнецов (1964) отмечал, что главное отличие формации гранитоидных батолитов от мигматитовой формации сводится к тому, что при образовании гранитоидных батолитов ведущая роль «принадлежит сквозьмагматическим растворам глубинного происхождения, которые в результате напряженного метасоматоза сами создают обстановку для магматического замещения по существу любых пород... При образовании мигматитов, условия существенно иные, магматическое замещение осуществляется в очень больших объемах уже при очень незначительном притоке сквозьмагматических растворов и метасоматоза, а в некоторых случаях плавление достигается при отсутствии инфильтрации в результате только диффузионных процессов, приводящих к метаморфической дифференциации».

Таким образом, в бугузунском гнейсо-гранитоидном комплексе сочетаются признаки двух формационных типов: батолитовой и мигматитовой формаций. Это подтверждает положение Ю. Кузнецова (1964) о том, что между гранитами отдельных формаций нет резкой границы и что в природе существуют конкретные гранитоидные комплексы, в которых сочетаются признаки различных формационных типов.

СОПОСТАВЛЕНИЕ КУБАДРИНСКОГО И БУГУЗУНСКОГО ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ С АНАЛОГИЧНЫМИ КОМПЛЕКСАМИ ГОРНОГО АЛТАЯ И ДРУГИХ РЕГИОНОВ

В пределах Горного Алтая ближайшими аналогами кубадринского и бугузунского комплексов являются многочисленные гранитоидные массивы, расположенные в метаморфической зоне центральной части Южно-Чуйского хребта, которая впервые была выделена и изучена А. С. Митропольским (1935).

Зона метаморфических пород Южно-Чуйского хребта, по данным А. С. Митропольского, располагается в северной периферической части Холзунско-Чуйского антиклинория, вблизи границы его с Ануйско-Чуйским синклинорием. Метаморфизму подвергались флишоидные геосинклинальные отложения горно-алтайской серии кембро-ордовика. Она имеет четко выраженное зональное строение и подразделяется по степени метаморфизма и составу пород на три подзоны: внешнюю, сложенную кристаллическими сланцами; промежуточную, состоящую из гнейсов, и центральную, представленную гнейсами, мигматитами, гранитоидами. Подзоны связаны между собой постепенными переходами, проявляющимися в чередовании пород той или другой подзоны.

Внешняя подзона слагает периферическую часть зоны метаморфизма в пределах Южно-Чуйского хребта. Ширина подзоны колеблется от 1,5—3 *км*. Для ее состава наиболее характерны кварц-биотитовые и биотитовые сланцы, которые связаны постепенными переходами с хлорит-серицитовыми сланцами и хлоритизированными песчаниками.

Промежуточная подзона образует полосу шириной от 3 до 5 *км* и располагается с внутренней стороны внешней подзоны, повторяя ее контуры. Сложена она, в основном, биотитовыми гнейсами.

Центральная подзона слагает внутреннюю часть зоны метаморфических пород; в ее пределах развиты наиболее сильно метаморфизованные породы, представленные кварц-биотитовыми, андалузит-кордиеритовыми,

андалузит-силлиманит-кордиеритовыми и гранат-силлиманитовыми гнейсами. Внешняя граница зоны отличается по появлению в гнейсах силлиманита и андалузита. Среди гнейсов в различных частях центральной подзоны отмечается резкое усиление метаморфизма, проявляющегося в интенсивной фельдшпатизации гнейсов с развитием мигматитов и формированием тел гранитоидов, в появлении многочисленных жилообразных послойных обособлений пегматоидного состава. Мигматиты слагают периферические части послойных тел, автохтонных гнейсовидных гранитоидов и образуют характерные перистые окончания массивов при их выклинивании. Мощность послойных тел гранитоидов невелика и колеблется в пределах 10 *м*. Особенно широко распространены тела гранитоидов в центральной части Южно-Чуйского хребта.

По представлению А. С. Митропольского и др. (1967), формирование зоны метаморфизма, мигматитов и гранитоидов происходило в обстановке высоких давлений и температур под действием эманаций. Большая роль в образовании пород отводится кварц-щелочному метасоматозу, причем миграция растворов происходила по зоне повышенной трещиноватости, служившей подводящим каналом. Нижняя возрастная граница метаморфизма определяется тем, что его влиянию подвергались отложения кембро-ордовика, причем метаморфизм начался после тремадока и закончился в верхнем ордовике. Верхняя возрастная граница устанавливается на том основании, что породы нижнего силура, развитые в непосредственной близости, не затронуты метаморфизмом.

В пределах Телецкой структурно-формационной зоны (северный склон Курайского хребта) А. Б. Дергуновым изучены досилурийские гранитоидные массивы, в которых он выделяет гранитоиды зоны метаморфизма и собственно граниты.

К первой группе гранитоидов относятся несколько небольших массивов, расположенных среди интенсивно метаморфизованных пород. Все массивы по форме выходов напоминают линзообразные тела, вытянутые в северо-западном направлении, согласно со структурой вмещающих пород. Размеры тел колеблются по длине от 1 до 10 *км* и по ширине от 0,4 до 2 *км*. Они сложены розовыми, розовато-серыми и серыми мелко-, средне-, крупнозернистыми гранитами. Часто в гранитах наблюдается ориентированное расположение темноцветных минералов, обусловливающее полосчатую текстуру пород. В экзоконтактовых частях массивов встречаются гнейсы с многочисленными линзовидными выделениями полевого шпата (мигматиты), представляющие постепенные переходы от гранитов к метаморфическим породам. Гранитоидные породы характеризуются порфиробластовыми, гранобластовыми структурами и имеют следующий состав: калиевый полевой шпат (микроклин) — 25—30%, плагиоклаз (олигоклаз № 27) — до 60, кварц — до 25, биотит — 10—15%; акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном.

Граниты слагают наиболее крупный Токпакский массив, расположенный в верхнем течении р. Токпак. Выход интрузивов на дневную поверхность имеет овальную форму, вытянутую в северо-западном направлении на 7 *км*. Массив сложен светло-серыми средне- и крупнозернистыми биотитовыми порфировидными и мелкозернистыми биотитовыми гранитами. Крупнозернистые граниты распространены наиболее широко. Для пород характерно неравномерное распределение темноцветных минералов: наряду с почти полным отсутствием биотита в некоторых разностях его количество достигает 7%. Порфировидные выделения, размеры которых достигают 2 *см*, представлены калиевым полевым шпатом, реже — кварцем. Состав пород: калиевый полевой шпат (микроклин) — 45—50%, в наиболее лейкократовых разностях — до 60,

кварц —25—40, плагиоклаз (андезин № 30—31) — от 4 до 22, биотит — до 7%; акцессорные минералы представлены цирконом, ортитом, апатитом, монацитом. Мелко-, среднезернистые биотитовые граниты развиты в юго-западной и западной частях массива. Макроскопически — это серые, темно-серые породы, с более или менее равномерным распределением темноцветных минералов. Породы состоят из калиевого полевого шпата до 21%, кварца —30—46, плагиоклаза —30—45, биотита — до 11%.

В петрохимическом отношении породы Токпакского массива делятся на две группы: а) пересыщенные глиноземом, анализы удовлетворяют условию $Al>K+Na+2Ca$, б) породы нормального ряда $—2Ca+Na+K>Al>Na+K$. Всем породам свойственно незначительное содержание фемических минералов ($b=4{,}2—7{,}1$), большое количество щелочей $a=11{,}4—21{,}2$. отношение щелочей обычно показывает явное преобладание калия над натрием $n=6{,}1—53{,}8$, но встречаются и обратные соотношения $n=85{,}7$.

Жильная фация представлена многочисленными телами пегматитов и аплитов. Возраст гранитоидных пород определяется как досилурийский, что подтверждается данными определений абсолютного возраста по биотиту из гранитов (лаборатория ВСЕГЕИ), которые показали цифры 425 млн. лет.

Сопоставление гранитоидов кубадринского и бугузунского комплексов с описанными выше показывает, что они имеют много сходных черт: 1) приуроченность к зоне глубинного разлома; 2) размеры и форму массивов; 3) характер строения экзоконтактовых зон; 4) близость петрографического и петрохимического состава пород; 5) возраст пород.

В Западно-Саянской структурно-формационной зоне, в бассейне рек Чулышман — Чульча, М. Н. Барцевой, В. И. Колесниковым, Г. А. Максимовой, Л. П. Перфильевым и другими выделяется зона глубоко метаморфизованных пород и приуроченных к ней гранитоидов, объединенных в нижнеордовикский комплекс.

Породы, слагающие зоны метаморфизма, представлены кварц-плагиоклаз-амфиболовыми, кварц-плагиоклаз-биотитовыми, кварц-биотит-гранатовыми и силлиманитовыми кристаллическими сланцами. Кварц-плагиоклаз-амфиболовые и кварц-плагиоклаз-биотитовые кристаллические сланцы слагают периферические участки зоны метаморфизма и представляют собой мелко-, среднезернистые породы, в которых наблюдается субпараллельная ориентировка темноцветных минералов. В зависимости от количественных соотношений темноцветных и лейкократовых минералов цвет пород меняется от серого до черного, причем чередуются полосы разного цвета; мощность их колеблется от десятков сантиметров до десятков метров, по простиранию они прослеживаются на сотни метров. В породах наблюдаются лепидогранобластовые, порфиробластовые структуры; состоят породы из кварца — 20—70%, плагиоклаза (олигоклаз-андезина № 25—35) — 5—30, биотита — 15—40, амфибола — до 35%. Нарастание степени метаморфизма и переход к центральной зоне выражается в появлении новых минералов, таких как гранат, силлиманит, андалузит.

Среди глубоко метаморфизованных пород наблюдаются поля фельдшпатизации. Встречаются гнейсы как с единичными, так и с многочисленными порфиробластами. Порфиробластические гнейсы представляют собой серые и светло-серые породы со средне-, крупнозернистой структурой основной массы. Порфиробласты, как правило, располагаются по сланцеватости и составляют 20—30% объема породы. Средние размеры порфиробласт 1—3 *см;* представлены они микроклином и пла-

гиоклазом. Породы имеют гранобластовую, лепидо-гранобластовую структуры и состоят из кварца —20—60%, микроклина — до 30, плагиоклаза (олигоклаз-андезина) —15—30, биотита — до 10—12%, акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном.

При дальнейшем обогащении гнейсов порфиробластами полевого шпата они постепенно приобретают гранитоидный облик. Гранитоидные породы образуют полосы и вытянутые по простиранию сланцеватости тела мощностью от нескольких сантиметров до нескольких десятков и даже сотен метров. В породах наблюдаются бластовые структуры, реже структуры с четкими признаками магматической кристаллизации. Описываемые породы состоят из плагиоклаза (олигоклаз-андезина) до 50%, микроклина — до 30, кварца — до 40, биотита — до 15%, акцессорные минералы представлены апатитом и сфеном.

По мнению М. Н. Барцевой, метаморфизм, гранитизация и образование гранитоидных пород представляют собой единый процесс. Возраст пород определяется как ордовикский на том основании, что метаморфизму подверглись породы нижнего — среднего кембрия и кембро-ордовика. Отложения девона нигде не затронуты метаморфизмом. Определение абсолютного возраста по биотиту из кристаллических сланцев, произведенное в лаборатории ВСЕГЕИ, показало, что их возраст равен 410 млн. лет.

Сопоставление нижнеордовикского комплекса гранитоидов с кубадринским и бугузунским гранитоидным комплексами свидетельствует о значительном сходстве в положении массивов, их геологическом строении, петрографическом и петрохимическом составах, генезисе и возрасте пород.

В пределах Западной Тувы В. А. Кузнецовым, Г. В. Пинусом (1949), Т. Н. Ивановой (1962, 1963) выделяется Шапшальский гранитоидный комплекс, объединяющий серию массивов, характерной особенностью которых является четкое расположение вдоль зон региональных разломов. Вмещающими породами массивов комплекса служат глубоко метаморфизованные флишоидные толщи верхнего кембрия — нижнего ордовика. Наиболее крупные Чингекатский и Шапшальский массивы расположены в пределах осевых зон Чараш-Ташского и Шапшальского хребтов.

Чингекатский гранитный массив имеет в плане очень сложную форму. В центральной части он резко суживается и на современном денудационном срезе имеется как бы два массива, соединенных между собой тонкой апофизой. Расположен массив среди метаморфизованных нижнепалеозойских толщ, сланцев и песчаников, образующих крупную антиклинальную складку. Ориентировка массивов в общих чертах согласуется с региональным тектоническим нарушением. В восточной части Чингекатский плутон имеет крутой контакт с многочисленными ответвлениями. Западный контакт более пологий и погружается под вмещающие породы под углом около 30°. Для массива наиболее характерны среднезернистые и порфировидные граниты. Среднезернистые граниты обычно серого цвета, иногда с розовым оттенком. Породы имеют гипидиоморфнозернистые, местами графические структуры, состав пород: калиевый полевой шпат 27—35%, плагиоклаз (олигоклаз № 28) —17—33, кварц —30—38, биотит и амфибол — до 3—5%. Акцессорные минералы — циркон, ортит, апатит, монацит — в сумме составляют до 2%. Порфировидные биотитовые граниты розовато-серые. Средняя величина зерен колеблется от 3 до 7 *мм;* размеры порфировидных выделений микроклина достигают 2 *см.* Минеральный состав порфировидных гранитов отличается от состава среднезернистых боль-

шим количеством калиевого полевого шпата (45—50%) и наличием более кислого плагиоклаза (олигоклаз № 22).

Шапшальский массив имеет форму клина, узкого на юге и расширяющегося к северу. Плутон прослеживается от верховьев р. Улу-Шуя, до верховьев р. Хемчик на расстоянии свыше 75 *км*. Границы массива неровные, извилистые, часто срезаны тектоническими нарушениями. В экзоконтактовой зоне и в самом массиве встречаются поля фельдшпатизированных гнейсов. Наиболее распространенными породами являются мелко-, среднезернистые граниты. Породы состоят из кварца —20—50%, калиевого полевого шпата —20—30, плагиоклаза — 15—35, биотита — до 15%. Кроме того, в массиве встречаются гранодиориты, в которых плагиоклаз составляет до 60%.

Петрохимические особенности пород комплекса иллюстрируются табл. 47. Для пород характерно высокое содержание атомов щелочных металлов (a=11,7—15,2) и крайне низкое содержание кальция в алюмосиликатах (c=0,2—2,3), преобладание в одних случаях калия над натрием (n=41,4—52,0), в других — натрия над калием (n=54,4—61,0). Сопоставление химических составов пород шапшальского, кубадринского и бугузунского комплексов показывает большое сходство их главных характеристик.

Таблица 47

Числовые характеристики	Комплексы		
	шапшальский	кубадринский	бугузунский
a	11,7—15,2	10,0—15,7	12,8—14,9
c	0,2—2,3	0,6—2,8	0,7—2,0
b	3,8—13,2	2,0—7,7	3,0—6,4
s	70,2—81,3	64,3—83,2	78,3—82,4
n	41,1—61,0	40,4—51,4	45,9—61,2

Жильная фация комплекса представлена телами аплитов и пегматитов. С комплексом генетически связаны золото-шеелитовое и молибден-вольфрамовое оруденения.

В вопросе о генезисе пород шапшальского комплекса мнения исследователей расходятся: В. А. Кузнецов считает, что и гнейсы, и граниты являются производными метаморфизма песчано-сланцевых толщ с привносом щелочей и других компонентов; Г. В. Пинус и Т. Н. Иванова полагают, что метаморфизм и гранитизация связаны с внедрением гранитной магмы. Ордовикский возраст комплекса устанавливается на том основании, что галька пород массивов и гнейсов присутствует в базальном конгломерате силурийской толщи (бассейн р. Барлык).

Положение массивов шапшальского, кубадринского и бугузунского комплексов, петрографический и петрохимический составы пород, а также характер оруденения свидетельствуют о их большом сходстве и о принадлежности к одной магматической — батолитовой — формации (Ю. А. Кузнецов, 1964).

СРАВНЕНИЕ ГРАНИТОИДОВ РАННЕКАЛЕДОНСКОГО И ПОЗДНЕГЕРЦИНСКОГО КОМПЛЕКСОВ

В юго-восточной части Горного Алтая, наряду с описанными гранитоидами раннекаледонского возраста, широким распространением пользуются граниты позднегерцинского возраста. Последние многими исследователями рассматривались в качестве аналогов калбинского гранитного комплекса, проявившегося в Рудном Алтае.

Между разновозрастными гранитоидами отмечаются черты сходства, которые еще более подчеркиваются тем, что они сопровождаются

однотипной молибден-вольфрамовой минерализацией. Это обстоятельство явилось причиной того, что до сих пор среди исследователей Горного Алтая нет единого взгляда на возраст гранитов и, следовательно, положение молибден-вольфрамовой и редкометальной минерализации остается неопределенным. Так, одни исследователи считают, что в Горном Алтае проявились и раннекаледонские и позднегерцинские граниты (Кузнецов, 1958, 1963; Нехорошев, 1958; и др.), другие высказывают мнение о том, что в этом регионе имеют место только герцинские граниты (Амшинский и др., 1963), и, наконец, третьи полагают, что собственно гранитный магматизм характеризует каледонский этап (девонское время) и что, если на Горном Алтае и известен герцинский гранитный магматизм, то он является наложенным и связан с развитием герцинской Обь-Зайсанской геосинклинальной зоны (Домарев и др., 1963).

Многолетние исследования, проведенные нами, подтвердили правоту тех исследователей, которые считают, что собственно гранитный магматизм в Горном Алтае проявился дважды — в раннекаледонское и в позднегерцинское время. Разновозрастные гранитоиды действительно очень сходны между собой, но вместе с тем, они обладают и некоторыми особенностями, присущими только данному гранитоидному комплексу. Для сопоставления мы остановили свой выбор на ограниченном числе массивов, сложенных позднегерцинскими гранитами — Юстыдском (Богутинском) и Таштоузекском. Этот выбор не случаен. Он вызван тем, что возраст многих гранитных массивов является дискуссионным. Во избежание различных толкований мы в качестве объектов избрали именно такие гранитные массивы, геологическое положение которых более определенно, т. е. которые метаморфизуют дислоцированные отложения богутинской свиты, имеющей верхнедевонский, а возможно даже и нижнекарбоновый возраст. Последний определяется по остаткам фауны брахиопод, рыб и филлопод, как верха фаменского яруса верхнего девона — низы турнейского яруса карбона. Вполне естественно, что эти граниты уже никак не могут рассматриваться в качестве верхнедевонских и тем более среднедевонских (тельбесских). Позднепалеозойский герцинский возраст гранитов вполне очевиден. Об этом свидетельствуют и данные определений абсолютного возраста, проведенные калий-аргоновым методом по биотиту и валовому составу в лаборатории абсолютного возраста СО АН СССР, которые показывают цифры 240—250 млн. лет, что соответствует перми (шкала АН СССР, 1963 г.). Те же цифры получены в лаборатории абсолютного возраста ВСЕГЕИ.

Важно подчеркнуть, что Таштоузекский и Юстыдский массивы избраны в качестве сравнительных объектов еще и потому, что они размещаются в соседней структурно-формационной зоне, в строении которой принимают участие сходные по литологическому составу толщи.

Эти массивы расположены в хр. Сайлюгем: Таштоузекский массив размещается на водоразделе рек Карагай и Могун-Бурени, а Юстыдский — в верховье р. Юстыд. Массивы в плане имеют овальную изометричную (Юстыдский) или несколько вытянутую форму в субмеридиональном направлении (Таштоузекский). Они приурочены к синклинальным структурам, сложенным породами барбургазинской и богутинской свит. Формирование массивов произошло после того, как вмещающие породы были дислоцированы. В. А. Кузнецов (1964) считает, что время складчатости верхнедевонской осадочной толщи наиболее вероятно отвечает нижнему карбону, а граниты образуются вслед за основной складчатостью и сопровождают консолидацию герцинской геосинклинальной структуры Ануйско-Чуйской структурно-формационной зоны.

Граниты Юстыдского и Таштоузекского массивов изучались ранее Н. С. Коржневым (1948), Л. А. Михалевой (1960, 1961), Н. Н. Амшинским и др. (1963), К. А. Аникеевым (1963), А. С. Митропольским и др. Наши исследования показали, что массивы характеризуются грубозональным строением и сравнительно однообразным гранитным составом пород. В их строении принимают участие главным образом светло-серые среднезернистые порфировидные биотитовые граниты, слагающие центральные части массивов. Для гранитов характерны, как правило, гипидиоморфнозернистые структуры и однородное сложение. В периферических частях в виде узких прерывистых кайм встречаются аплитовидные мелко-, а по мере удаления от контакта к центру массива, и среднезернистые граниты с аллотриоморфнозернистым строением. В эндоконтактовых зонах массива встречаются также «пятна», сложенные рапакивиобразными порфировидными роговообманково-биотитовыми гранитами, близкими по составу к гранодиоритам и содержащими многочисленные ксенолиты диоритоподобных, в различной степени измененных основных пород. Они характеризуются крайней неоднородностью строения, обусловленной различной крупностью минеральных компонентов и пятнистым их расположением. Микроструктуры этих разновидностей гранитов гранобластовые, пегматоидные, порфиробластические. Дайковая фация представлена аплитами и микрогранитами. Дайки спессартитов, секущие граниты, контролируются разломами и проявились после консолидации массивов герцинских гранитов. Это производные более позднего по возрасту дайкового лампрофиро-диабазового комплекса, образование которого связано с появлением основной базальтоидной магмы вдоль глубинных разломов (Михалева, 1963). В строении массивов в виде «пятен» и полос вдоль зон дробления встречаются грейзенизированные граниты с обильным мусковитом и турмалином, кварц-турмалиновые породы с молибденитом и бастнезитом, альбитизированные лейкократовые граниты, а также грубозернистые пегматитоподобные породы, состоящие главным образом из калиевого полевого шпата, в меньшей мере — кварца.

Формирование пород массивов происходило в такой последовательности: аплитовидные граниты — среднезернистые граниты — аплиты, микрограниты — метасоматически измененные породы. Биотит-роговообманковые рапакивиобразные граниты рассматриваются нами как продукт гранитизации более древних основных пород, диабазов под воздействием гранитной магмы. Последние слагают развитые в эндоконтактовой зоне дайки, которые в непосредственном контакте с гранитами испытывают изменения — плагиоклаз становится мутным, а пироксен замещается агрегатом актинолита и биотита.

Серые среднезернистые биотитовые граниты, как и аналогичные граниты раннекаледонского возраста, сложены олигоклазом, кварцем, биотитом, микроклином. Микроклин решетчатый, несколько преобладает над плагиоклазом, формирование которого всегда предшествует образованию микроклина. Из акцессорных минералов характерны ильменит, монацит, паризит, браннерит, ксенотим, оранжит, фергюсонит, в грейзенизированных разностях — флюорит и топаз, которые в акцессорной части раннекаледонских гранитов отсутствуют или встречаются спорадически. Магнетит и сфен установлены в небольших количествах только в рапакивиобразных роговообманково-биотитовых гранитах. Особенностью рассматриваемых гранитов является высокая частота встречаемости флюорита. Для разновозрастных гранитов характерно качественное и количественное различие содержания не только акцессорных минералов, но и акцессорных элементов-примесей. Так, в составе циркона из позд-

негерцинских гранитов присутствует Ce, не содержащийся в цирконах из гранитов раннекаледонского возраста. Магнетиты из раннекаледонских гранитов в отличие от соответствующего минерала позднегерцинских гранитов содержат Ni, Pb, Zn, Ga и, наоборот, в них не обнаружен Nb. В цирконах и магнетитах из гранитов позднегерцинского возраста в значительно больших количествах содержатся такие акцессорные элементы-примеси, как Y, Yb, Be, Nb и La (в цирконах).

Таблица 48

Химический состав биотитов из разновозрастных гранитов

№ пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	П. п. п.	Сумма	$\frac{Fe}{Fe+Mg}$	$\frac{Al_2O_3}{K_2O+Na_2O}$
29	35,29	3,05	14,42	14,49	11,76	0,53	5,56	1,66	0,02	3,51	0,72	1,14	7,77	99,81	65	3,8
245	36,04	3,05	16,58	4,49	24,25	0,16	2,56	0,75	0,01	7,59	0,46	0,45	4,29	100,68	86	2,0

Примечание. 29 — биотит из биотитовых гранитов каледонского возраста (Бугузунский массив); 245 — биотит из биотитовых гранитов герцинского возраста (Юстыдский массив).

Четкое различие между разновозрастными гранитами выявляется при сравнении состава их биотитов. Общая железистость этого минерала из гранитов позднегерцинского возраста варьирует в пределах 72—86%, а из гранитов раннекаледонского возраста не превышает обычно 65% (табл. 48). Различие упомянутых биотитов обнаруживается также и при сопоставлении данных полуколичественного спектрального анализа (табл. 49). В биотитах позднегерцинских гранитов

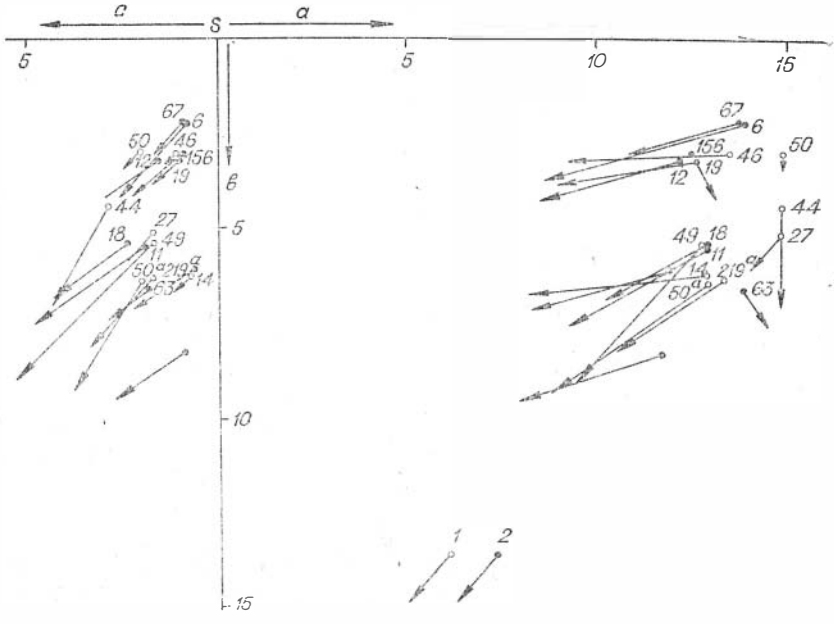


Рис. 78. Диаграмма химических составов гранитов позднегерцинского и раннекаледонского комплексов (по А. Н. Заварицкому):
1 — граниты раннекаледонского возраста; *2* — граниты позднегерцинского возраста.

Таблица 49

Распределение элементов-примесей в разновозрастных гранитах и минералах из них

Элементы	Содержание (в %)							
	в каледонских гранитах	в герцинских гранитах	в магнетитах		в биотитах		в цирконах	
			из каледонских гранитов	из герцинских гранитов	из каледонских гранитов	из герцинских гранитов	из каледонских гранитов	из герцинских гранитов
Be	0,0002—0,001	0,003—0,02	0,0002—0,006	0,003	0,0002—0,006	0,001—0,01		0,002—0,01
Li	0,005*	0,005			0,01—0,1			
Zr	0,001—0,01	0,008—0,03			0,01—0,1	0,2		
Y	0,003	0,002—0,03	0,0002—0,01	0,03	0,001—0,01	0—0,06—0,02	0,005—0,03	0,03—0,1
Yb	0,0002—0,003	0,0002—0,003	0—0,01—0,001	0,001	0,0001—0,001	0—0,005—0,002	0,002—0,05	0,0003
La	0,003	0,005—0,03	0—0,003	—	0,001—0,02	0,001—0,01	0,003	0,02
Ce	Оч. ред. 0,01	0—0,03			0,01	0—0,01	—	0,05
Nb	0,0005—0,001	0,003	—	0,001	0,0003—0,02	0,01	0—0,001	0,0,1
Cu	0,0005—0,001	0,0002—0,002	0,002	0,0008	0,0003—0,003	0,0001—0,001	Сл.—0,0002	Сл.—0,0003
Pb	0,001	0,001—0,008	0,0005—0,001	—	0,0002—0,002	0,0005—0,001	0,0003—0,001	0,0003—0,002
Zn	0,001—0,006	0—0,003(50%)	0,0003—0,03	—	0,02	0,005—0,01		
Ca	0,002	0,001—0,008	0,0002	—	0,001—0,006	0,005—0,01	0,003	0,02
Ge						0—0,0002		
Sn	0,0003	0—0,0003			0,0003	0,0005—0,001	0,0005	
Th					0,005*	0,003—0,02		
Sc	0,0005	0,0003—0,002			0,0003—0,002	0,002		
Bi	0—0,0001	0—0,0001			0—0,0001	0—0,0001	0,0003*	
Ag		0—сл.				0—0,0001*		
Mo	0—0,0002	0,0002			0,001	0—0,0002		
Ti	0,2	0,1—0,8	0,08—0,8	0,3	0,1—0,8	0,1—1,0	0,2	0,006—0,05
Mn	0,01—0,08	0,01—0,08	0,01—0,08	0,1	2	0,05—0,2	0,02	0,02
V	0,001—0,002	0,001—0,008	0,002—0,08	0,04	0,002—0,02	0,003—0,02	0,0008—0,005	0,0008—0,005
Cr	0,0003—0,001	0—0,001	0,01	0,003	0,0005—0,002	0,0005—0,005		
Ni	Сл.—0,0003	0—0,0003	0,001		0,0003—0,001	0,0001—0,001	0,001	0,001
Co	0,0003	0—0,0003			0,0003—0,02	0,0003—0,001	0,2*	

Примечания: 1. Подчеркнутое — преобладающие содержания. 2. Звездочками отмечены элементы, обнаруженные в единичных пробах.

Таблица 50

Химический состав позднегерцинских гранитов Таштоузекского и Юстыдского массивов

№ пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	S	П. п. п.	Сумма
156	76,01	0,18	11,03	0,96	1,69	0,04	0,19	0,99	2,56	4,94	0,12	0,20	Не обр.	0,53	99,44
12	75,04	0,11	12,85	0,34	1,47	0,04	0,18	1,41	1,44	6,51	Не опр.	0,08	Не опр.	0,62	100,09
11	71,46	0,29	14,42	0,16	2,36	0,06	0,71	1,63	2,36	5,49	„	0,10	„	0,86	99,90
6	76,44	0,03	13,20	0,44	0,25	0,02	0,15	0,75	3,38	4,90	„	0,08	„	0,34	99,95
1	74,65	0,20	11,95	0,90	2,64	0,04	0,41	0,52	2,11	5,39	0,50	0,33	0,05	0,62	99,86
2	72,01	0,31	13,09	0,68	3,91	0,05	0,61	0,77	2,21	5,20	0,06	0,67	0,06	0,77	100,40
67	75,90	0,20	12,55	0,84	0,82	0,02	0,20	0,75	3,35	4,70	Не опр.	0,10	Не опр.	Не опр.	99,33
63	70,49	0,50	13,60	4,11	2,42	0,04	0,43	1,90	3,12	5,22	„	0,05	„	„	101,88
19	76,33	0,08	12,60	0,29	1,75	0,03	0,12	0,97	2,78	4,90	„	0,04	„	0,53	100,42
18	70,61	0,39	14,71	0,75	2,69	0,01	0,49	2,08	2,42	5,48	„	0,05	„	0,53	100,21

Примечание. Анализы № 156, 67, 63 из коллекции Л. А. Михалевой, № 12, 11, 6, 18, 19 из коллекции К. А. Аникеева (1962), № 1 и 2 из коллекции А. Н. Амшинского и др. (1961).

Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому)

№ пробы	*a*	*c*	*b*	*s*	*a'*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	*Q*
156	12,4	0,9	3,0	83,7	—	82,2	11,1	6,7	44,7	
12	12,2	1,6	3,2	82,2	37,5	52,0	10,4	—	37,5	+39,2
11	12,9	1,9	5,5	79,6	36,1	43,4	20,0	—	40,3	+31,6
6	13,9	0,8	2,2	83,0	53,0	32,3	14,7	—	51,8	+37,5
1	11,9	0,6	6,1	81,4	36,6	52,7	10,7	—	37,4	+38,4
2	11,8	0,9	8,3	79,0	38,0	49,1	11,9	—	39,0	+33,5
67	13,8	0,9	2,2	83,1	29,4	61,7	8,8	—	52,3	
63	13,9	1,8	6,6	77,7	—	84,1	9,9	5,9	42,8	
19	12,6	1,1	3,2	82,9	36,0	58,0	6,0	—	46,4	+39,7
18	12,9	2,4	5,4	78,5	26,9	58,5	14,6	—	40,2	+29,6

156, 11, 12 — порфировидный крупнозернистый биотитовый гранит, р. Таштоузек; 6 — порфировидный среднезернистый биотитовый гранит, левый приток р. Карагай; 1 — биотитовый микроклиновый гранит (средн. по 8 ан.); 2 — биотитовый олигоклаз — микроклиновый гранит (средн. по 3 ан.); 67 — порфировидный среднезернистый биотитовый гранит, верховье р. Юстыд; 63 — грубопорфировидный роговообманково-биотитовый гранит; 19 — среднезернистый биотитовый гранит, р. Кындыкты-Оюк; 18 — крупнозернистый биотитовый гранит, вост. склон г. Богуты.

установлено высокое содержание таких элементов-примесей (Nb, Mo, Be, Li, Ge, Y, Bi), которые в биотитах раннекаледонских гранитов не обнаружены или встречаются спорадически и в незначительных количествах. Наоборот, такие элементы-примеси, как Co, V, Cu и Mn в значительно больших количествах содержатся в биотитах из раннекаледонских гранитов (бугузунский комплекс). Различие их в химическом составе, так же как и в составе редких примесей, как известно, отражает различные термодинамические условия, при которых образуются граниты (Соболев, 1948; Щербина, 1956; и др.).

К петрохимическим особенностям позднегерцинских гранитов (табл. 50, рис. 78) следует отнести пересыщенность глиноземом, высокую кислотность и щелочность и, наоборот, низкое содержание полевошпатовой извести. Среди щелочей калий преобладает над натрием. Эти особенности химизма характерны и для гранитоидов раннекаледонского возраста. Вместе с тем в позднегерцинских гранитах отмечается резкое преобладание (в 2 раза) окиси калия над окисью натрия и окиси железа над закисью, а также более высокое содержание кремнекислоты (SiO_2=71—76%) по сравнению с древними раннекаледонскими гранитами, в которых, наоборот, закись железа значительно преобладает над окисью, а содержание кремнекислоты обычно не превышает 72%.

Герцинские граниты характеризуются постоянным присутствием в них акцессорных элементов-примесей: Mo (0,0001—0,0005), Be (0,001—0,01), Y (0,01—0,08), Yb (0,001—0,006), Nb (0—0,01—0, 008), La (0,001—0,01), Ta (0,0001—0,006), в 50% проб гранитных пород установлены Ce (0,01—0,007), Li (0,001—0,005), Bi (0,0001—0,0005). В количествах, превышающих кларки, в герцинских гранитах присутствуют акцессорные элементы Y, Yb, La, Nb. Последнее обстоятельство было подчеркнуто всеми исследователями, изучавшими позднегерцинские граниты Таштоузекского массива. По данным Н. Н. Амшинского и др. (1963), во всех разновидностях гранитов химическими анализами установлен Tl, в количестве 0,0001% (ниже кларка). Повышенные содержания Li, Nb, Ta, которые концентрируются, главным образом, в биотитах, характерны для гранитов позднегерцинского комплекса (Амшинский, 1963; Калюжный, 1963; Волочкович, Леонтьев, 1965). В отличие от описанных раннекаледонские граниты почти не содержат элементов-примесей Sc, Li, Cl, Mo, Bi и, наоборот, в них повсеместно присутствуют Zn, Cr и Ni.

Экзоконтактовые изменения песчаников и сланцев, вмещающих позднегерцинские гранитные массивы, выражаются в ороговиковании, в образовании биотитовых, кварц-полевошпат-биотитовых роговиков. Мощность зон ороговикования колеблется от 1,5 до 2,5 *км*. В непосредственном контакте с гранитами в роговиках, в качестве новообразований, появляются ранний метасоматический амфибол, а также минералы постмагматической стадии — флюорит, мусковит и апатит. Наличие мощной зоны роговиков говорит о том, что граниты образовались в условиях сравнительно небольших глубин и это является одним из характерных признаков, позволяющих определить особенность данной фации, как мезоабиссальной (по Ю. А. Кузнецову, 1949, 1956). Таким образом, формирование гранитоидов позднегерцинского возраста происходило на меньших глубинах, чем образование раннекаледонских гранитов.

Особенностью герцинских гранитов, как упоминалось, является широкое развитие в них метасоматических процессов, которые проявились после того, как граниты испытали катаклаз. Выделяются следую-

щие стадии послегранитного метасоматоза: микроклинизация, грейзенизация, альбитизация и окремнение. С этими процессами связано не только молибден-вольфрамовое оруденение, которое характерно также и в связи с формированием раннекаледонских гранитоидов, но и редкометальная минерализация, свойственная лишь гранитам позднегерцинского возраста.

Наблюдается, таким образом, совершенно отчетливая тенденция редких элементов концентрироваться в наиболее молодых по возрасту гранитах. Данные, полученные нами, а также другими исследователями (Амшинский и др., 1963; Волочкович, Леонтьев, 1965; Калюжный, 1963; Косалс, Сотников, 1964; и др.), показывают, что редкометальная минерализация связана с наиболее поздними фазами позднегерцинских гранитов, что является признаком первичной геохимической специализации позднегерцинского гранитного комплекса.

Граниты Юстыдского и Таштоузекского массива по тектоническому положению, строению и составу относятся к формации батолитовых гранитов, формирующихся в терригенных толщах (Ю. А. Кузнецов, 1964). Способ образования этих гранитных массивов не совсем ясен. Но совершенно очевидно и бесспорно то обстоятельство, что слагающие их граниты формировались из магматического расплава в течение нескольких фаз (не менее трех).

Гранитная магма образовалась после того, как породы верхнего девона были уже дислоцированы (в гранитах присутствуют ксенолиты сланцев, испытавших складчатость); она оказала механическое воздействие на вмещающие песчано-сланцевые породы, о чем свидетельствует увеличение угла падения последних в экзоконтактовых зонах массивов, которые по мере удаления от контакта постепенно выполаживаются. Ширина такой зоны в Таштоузекском массиве не превышает 100—150 *м*. В связи с этим нерешенным остается вопрос: с какой глубины происходило внедрение гранитной магмы.

Важно отметить, что с древними гранитоидами в Телецкой каледонской структурно-формационной зоне ассоциируют аляскитовые граниты, которые по минеральному и химическому составу, а также по содержанию элементов-примесей и относительно повышенного кларка радиоактивных элементов близки к позднегерцинским гранитам. Они локализуются в зонах разломов и так же, как герцинские граниты, сопровождаются мощными ореолами биотитовых роговиков и формированием молибден-вольфрамовых рудопроявлений. Контактовый метаморфизм накладывается на уже высокометаморфизованные породы (гнейсы, амфиболиты), образующиеся в связи с формированием раннекаледонских гранитоидов. Можно допустить, что аляскитовые граниты образовались в результате расплавления древних гранитов.

Следовательно, не исключена возможность, что местом рождения гранитной магмы, производными которой являются герцинские граниты, могли быть и древние метаморфические породы, и граниты нижнего структурного яруса.

Все сказанное позволяет рассматривать граниты раннекаледонского и позднегерцинского возраста производными различных гранитных комплексов, которые формируются в различных тектонических условиях (табл. 51). Раннекаледонские гнейсо-гранитоидные комплексы приурочены к активно живущим разломам, выраженным зонами смятия, а герцинский гранитный — к неясновыраженным. Этим, вероятно, следует объяснять изменения в развитии батолитовой гранитоидной формации.

Таблица 51

Геолого-петрографическое сопоставление раннекаледонских и верхнепалеозойских гранитоидных комплексов

Признаки	Граниты	
	раннекаледонские	верхнепалеозойские
1	2	3
Тектоническая позиция	Локализуются в геосинклинальных по типу терригенных толщах в зонах разломов, выраженных зонами смятия	Локализуются в геосинклинальных по типу терригенных толщах в неясно выраженных разломах
Вмещающие породы	Песчаники, сланцы, диабазы кембро-ордовика	Песчаники и сланцы среднего — верхнего девона
Формы строения тел	Крупные акмолитоподобные линейновытянутые тела мигматитового строения	Штокообразные тела с грубозональным строением
Характер контактов	Расплывчатые, постепенные	Резкие
Отношение к тектоническому движению	Синтектонические, одновременные с образованием складчатых и дизъюнктивных структур во вмещающих породах	Синтектонические, одновременные с формированием разломов
Отношение внутренней тектоники массива к тектонике вмещающих пород	Гармоничные, внутренний структурный план подчинен складчатым структурам вмещающих пород	Внутренняя структура массивов автономная
Отношение к структуре вмещающих пород	Нарушения структур вмещающих пород в результате воздействия магмы не отмечается	Вмещающие породы на контакте с гранитами иногда собраны в складки
Отношение контактов к тектонике окружающих пород	Конформные	Дискордантные
Экзоконтактовые изменения вмещающих пород	Широкие ореолы развития (до 35 *км*) гнейсов, амфиболитов, мигматитов, фельдшпатизированных пород	Роговики, ширина контакта ореола 1,5—2,5 *км*, фельдшпатизация во вмещающих породах отсутствует
Фации глубинности	Абиссальные	Мезоабиссальные
Главные типы пород (в порядке убывающей распространенности)	Грубо-неравномернозернистые, гнейсовидные, плагиоклаз-микроклиновые граниты, порфировидные биотитовые граниты, аплитовидные плагиограниты, плагиопегматиты	Слабо порфировидные среднезернистые биотитовые граниты — рапакивиобразные, аплитовидные граниты, аплиты, пегматиты
Текстура	Гнейсовидная такситовая	Массивная
Структура	Бластическая, катакластическая, коррозионная, гипидиоморфнозернистая	Гипидиоморфная редкобластическая, катакластическая
Калиевый полевой шпат	Решетчатый микроклин	Слабо решетчатый микроклин
Биотит	1. Общая железистость: 51—65% 2. Характерно высокое содержание элементов-примесей: Co, V, Cu, Mn	1. Общая железистость 72—86% 2. Высокое содержание элементов-примесей: Li, Nb, Sn, Be, Y, Yb, La 3. Присутствуют Ce, Th. Bi, Mo, Ge
Акцессорные минералы	1. Типоморфные акцессорные минералы: сфен, апатит, циркон, ортит 2. Много магнетита 3. Флюорит отсутствует или	1. Типоморфные акцессорные минералы: ильменит, монацит, паризит, браннерит, ксенотим, оранжит, циркон, фергюсонит

Окончание табл. 51

1	2	3
	встречается спорадически 4. В магнетите обнаружены Ni, Pb, Zn, Ga	2. Очень мало магнетита 3. Флюорит изобилует в грейзенизированных разностях 4. Циркон содержит Ce 5. Магнетит не содержит Pb, Ni, Zn, Ga, в нем присутствует Nb
Петрохимические особенности	$FeO > Fe_2O_3$; $Fe_2O_3 : FeO < 1$; $K_2O > Na_2O$; $SiO_2 = 67—72\%$. Характерные элементы-примеси: Pb, V, Ga, Zr, Co, Sr, Ba, Cu, Y, Yb, Be	$Fe_2O_3 > FeO$; $Fe_2O_3 : FeO > 1$; $K_2O \gg Na_2O$ $SiO_2 = 71—76\%$. Характерные элементы-примеси: Be, Mo, Y, Yb, Zr, Nb, La, Ta, Ce, Li, Bi, Tl
Постмагматические метасоматические изменения	Грейзенизация Турмалинизация	Турмалинизация Грейзенизация
Радиоактивность	—	Повышенная
Металлогенические особенности	Рассеянная молибден-вольфрамовая минерализация	Редкометальная и молибден-вольфрамовая минерализация
Абсолютный возраст	460—480 млн. лет	225—260 млн. лет

Условия образования гранитоидов наложили свой отпечаток на внешний облик пород и форму их проявления. Раннекаледонские гранитоиды, как было показано выше, слагают мигматитового строения акмолитоподобные тела, согласные со структурами вмещающих пород. Структуры гранитоидов гармоничны со структурами вмещающих пород и конформны по отношению к контактам. Гранитоиды характеризуются гнейсовым сложением и бластическим, катакластическим строением. Экзоконтактовые зоны массива сложены глубоко метаморфизованными породами, гнейсами и амфиболитами, которые связаны с гранитами постепенными переходами через зону мигматитов. В формировании пород значительную роль играют процессы перекристаллизации, диффузионного и инфильтрационного метасоматоза, кристаллизация из расплава. Широко проявлены постмагматические метасоматические процессы, выразившиеся в грейзенизации и окварцевании пород. С грейзенизацией связано образование двуслюдяных гнейсов и мусковитовых пегматитов, несущих рассеянную вольфрамовую минерализацию.

Позднегерцинские граниты слагают штокообразные тела, конкордантные по отношению к структуре вмещающих толщ с элементами дискордантности. Структуры гранитов гипидиоморфнозернистые. Гнейсовидность вторичная. Эндоконтактовые зоны характеризуются наличием «закаленных» оторочек. Экзоконтактовые зоны сложены биотитовыми роговиками. Мигматизация во вмещающих породах не проявилась. Границы между гранитами и роговиками резкие, четкие. Формирование герцинских гранитов происходило в условиях небольших глубин и завершается грейзенизацией, с которой связана молибден-вольфрамовая и редкометальная минерализация.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Раннекаледонские гнейсо-гранитоидные комплексы размещаются в древних салаирско-каледонских структурах Горного Алтая, сложенных мощными песчано-сланцевыми отложениями кембро-ордовикского возраста. Они локализуются вдоль глубинных разломов, выраженных зонами смятия.

2. Становление гнейсо-гранитоидных комплексов происходило в напряженной тектонической обстановке, в условиях интенсивных дифференциальных движений, в связи с формированием зон смятия.

Образование мигматитов и гранитоидов тесно связано с проявлением предшествовавшего их возникновению глубокого метаморфизма, который происходил в условиях амфиболитовой фации. Появление мигматитов и гранитоидов должно рассматриваться не как результат внедрения магмы из каких-то глубинных магматических очагов, а как следствие процесса гранитообразования на месте в связи с явлениями расплавления вмещающих пород. В основе процессов глубокого метаморфизма и магмообразования лежит одна и та же причина — действие растворов, которые вызывают повышение температуры в том или ином участке земной коры. Темпы и масштабы плавления зависят от температуры, строения и состава вмещающих пород, формы миграции вещества и др.

3. Становление раннекаледонских гнейсо-гранитоидных комплексов сопровождается рассеянной молибден-вольфрамовой минерализацией, которая проявляется после формирования пегматитовых и гранитных тел в условиях понижающейся температуры. Она обусловлена грейзенизацией в связи с проявлением разрывных тектонических нарушений. Источником рудного вещества являются вмещающие породы.

4. Раннекаледонские гнейсо-гранитоидные комплексы по тектоническому положению, строению, составу и способу образования относятся к батолитовому гранитоидному формационному типу (Ю. А. Кузнецов, 1964). Подобные комплексы, проявившиеся в раннекаледонском этапе, широко развиты в Центральном Казахстане, Северном Тянь-Шане и в других регионах, что отражает общую направленность геологических процессов каледонского цикла в сходных структурно-тектонических областях.

5. Формация батолитовых гранитоидов проявилась в Горном Алтае дважды — в раннекаледонское и позднегерцинское время, в период завершения складкообразовательных процессов в связи с проявлением глубинных разломов, сопровождая в том и другом случае консолида-

цию геологических структур. Она проявилась в разное время в сходных, но не идентичных условиях. Формирование раннекаледонской гнейсо-гранитоидной батолитовой формации происходило на сравнительно больших глубинах, в напряженной тектонической обстановке. Позднегерцинская формация батолитовых гранитов проявилась на меньших глубинах в более спокойной тектонической обстановке. Различные условия формирования гранитоидных батолитовых формаций отражаются на характере и масштабе связанного с ними оруденения. С гнейсо-гранитоидной формацией связана рассеянная молибден-вольфрамовая минерализация, с герцинской гранитной формацией батолитовых гранитов — редкометальные и молибден-вольфрамовые месторождения и рудопроявления.

ЛИТЕРАТУРА

Амшинский Н. Н. К вопросу наличия докембрия в Горном Алтае. Гр. ТГУ, т. 146, 1960.

Аникеев К. А. Порфировидные микроклиновые граниты хребта Чихачева в Горном Алтае. Тр. ВСЕГЕИ, петрограф. сборник № 4, нов. серия, т. 73. М., 1962.

Афанасьев Г. Д. Плагиоклазиты Каракема. Сборник посвящ. акад. Белянкину. М., Изд-во АН СССР, 1946.

Афанасьев Г. Д. Опыт сопоставления интрузивных комплексов некоторых областей СССР. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1949.

Афанасьев Г. Д. Некоторые закономерности развития магматизма складчатых областей СССР. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия, докл. сов. геологов. М., 1960.

Барт Т. Теоретическая петрология. М., ИЛ, 1956.

Барсуков В. Л. К геохимии олова. Геохимия, № 1, 1957.

Белостоцкий И. И. О некоторых общих вопросах геологии Горного Алтая. Тр. ВАГТ, вып. 2. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Белостоцкий И. И. Девонские прогибы Горного Алтая и вопросы о возрасте его структур. Изв. АН СССР, серия геол., № 8, 1961.

Белоусов В. В. О коре и верхней мантии материков. Сов. геол., № 1, 1965.

Беус А. А. Закономерности распределения бериллия в изверженных горных породах. Сборник «Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса». М., Изд-во АН СССР, 1959.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.

Бондаренко П. М. Новые данные по геологии Акташского рудного узла. Новосибирск, Новосибирское кн. изд-во, 1963.

Борисенко Л. А., Таусон Л. В. Геохимия галлия в гранитоидах Сусамырского батолита. Геохимия, № 2, 1959.

Брей Д. М. Распределение второстепенных элементов в изверженных породах района Джемстаун, Колорадо по данным спектроскопических исследований. Сборник «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». М., ИЛ, 1952.

Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли. Вестн. АН СССР, № 9, 1962.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, № 7, 1962.

Вифанский К. Н., Высокоостровская Е. Б., Домарев В. С. Средне- и верхнепалеозойский магматизм (Восточный Горный Алтай). В кн. «Геологическое строение СССР», т. 2. М., ГОНТИ, 1952.

Волочкович К. Л. К вопросу о структурном значении Тигерецко-Чуйской зоны смятия в Горном Алтае. Тр. ИМГРЭ, вып. 2. М., 1959.

Волочкович К. Л., Леонтьев А. Н. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. М., «Наука», 1964.

Высокоостровская Е. Б., Домарев В. С., Никольская Ж. Д., Попов В. Е., Трофимов В. А. Интрузивный магматизм Горного Алтая и его связь с тектоникой. III Всесоюз. петрограф. совещ. Тезисы докл. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.

Горностаев Н. Н. Геология Горного Алтая. Тр. СОПС, АН СССР, Сборник «Ойротия». М., Изд-во АН СССР, 1937.

Дегенхардт Х. О геохимическом распределении циркония в литосфере. Сборник «Геохимия редких элементов». М., ИЛ, 1958.

Дистанова А. Н. Мартайгинский гранитоидный комплекс. В сб. «Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области». М., «Наука», 1965.

Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В.,

Ушакова Е. Н., Хлестов В. В. Основные закономерности распространения фаций регионального метаморфизма на территории СССР. Геол. и геофиз., № 4, 1965.
Долгов Ю. А. Об адиабатической мобилизации рудообразующих растворов. Геол. и геофиз., № 8, 1965.
Домарев В. С., Высокоостровская Е. Б., Опарин О. М. Геологическое строение и возраст Саракокшинского массива гранитоидов (Горный Алтай). Бюлл. Всесоюз. науч.-иссл. геол. ин-та, № 3, 1961.
Домарев В. С., Вифанский К. Н., Высокоостровская Е. Б. Нижнепалеозойский магматизм. Восточная часть Горного Алтая. Сборник «Геологическое строение СССР», т. 2. М., ГОНТИ, 1958.
Другова Г. М., Бугрова В. Д. Гранаты гранулитовой фации Алданского щита в условиях полиметаморфизма. Зап. ВМО, № 1, 1964.
Егоров А. С. Геологическое строение южного склона Теректинского хребта в Центральном Алтае. Вест. ЗСГТ, 1936.
Елисеев Н. А. Структурная петрология. Изд-во ЛГУ, 1953.
Елисеев Н. А. Метаморфизм. Изд-во ЛГУ, 1959.
Елисеева О. П. Акцессорные минералы интрузивных пород юго-восточного склона Кураминского хребта района Ашаба-Чадак. Тр. ИГЕМ, АН СССР, вып. 5. М., 1957.
Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. Тр. ИГЕМ, вып. 14. М., 1959.
Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию. М., Изд-во АН СССР, 1944.
Зайченко Е. П. Некоторые вопросы петрологии среднедевонского интрузивного комплекса. Тр. ТГУ, серия геол., № 135, 1956.
Иванова Т. Н., Полевая Н. И. и др. Абсолютный возраст некоторых магматических и метаморфических пород центральной части Алтае-Саянской области. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 58. М., 1961.
Иванова Т. Н. Характеристика магматизма различных по типу развития раннепалеозойских структур Тувы. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 73, № 4. М., 1962.
Иванова Т. Н. Закономерности развития раннепалеозойского магматизма в различных структурах Тувы. М., Госгеолиздат, 1963.
Изох Э. П. Происхождение и металлогеническая специализация щелочно-земельных серий интрузий (на примере районов Дальнего Востока). Геол. и геофиз., № 8, 1962.
Калугин А. С. Алтайский железорудный район. В кн. «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», кн. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
Кононов А. Н. Силлиманит Тонгулакского хребта. Вестн. ЗС и НГУ, № 2, 1962.
Кононов А. Н. О возрасте позднепалеозойских гранитоидов центральной части Горного Алтая. Геол. и геофиз., № 8, 1964.
Кононов А. Н. Позднепалеозойский яломанский гранитоидный комплекс Центрального Алтая. Геол. и геофиз., № 4, 1965.
Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Тр. ин-та геол. наук, вып. 12, № 5. М., 1940.
Коржинский Д. С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях. Сборник посвящ. 70-летию акад. Д. С. Белянкина. М., Изд-во АН СССР, 1946.
Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1952.
Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1955.
Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. Тр. I Всесоюз. петрограф. совещ. М., Изд-во АН СССР, 1955.
Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
Коржнев Н. С. Новые данные о возрасте порфировидных гранитов в юго-восточном Алтае. Изв. Томского политехн. ин-та, т. 65, 1950.
Кориковский С. П. Кварц-силлиманитовая фация кислотного выщелачивания в гранито-гнейсовых комплексах. Докл. АН СССР, т. 152, № 1, 1963.
Косалс Я. А., Сотников В. И. Позднегерцинские редкометальные рудные формации Горного Алтая. Новые данные по геологии и полезным ископаемым Алтайского края. Тезисы докл. Новосибирск, 1963.
Кочкин Г. Б. Некоторые новые данные о Теректинском метаморфическом комплексе (Горный Алтай). Инф. сборник ВСЕГЕИ, вып. 53. М., 1962.
Кропоткин П. Н. Основные проблемы энергетически тектонических процессов. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1948.
Кропоткин П. Н. Современные геофизические данные о строении земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магмы. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1953.

Кузнецов В. А. Признаки золото-вольфрамового оруденения в Ю.-В. Алтае. Вести. ЗСГТ, № 1—2, 1936.
Кузнецов В. А. Ртутные месторождения Горного Алтая. Сб. «Редкие металлы СССР», т. I. Изд-во АН СССР и Союзредметразведка, 1939.
Кузнецов В. А. Вулканизм и явления метаморфизма в Горном Алтае. Геология СССР, т. XIV. М.—Л., Гос. изд-во геол. лит., 1948.
Кузнецов В. А. Элементы тектоники Горного Алтая. Геология СССР, т. XIV. М.— Л., Гос. изд-во геол. лит., 1948.
Кузнецов В. А. Тектоника Западной Тувы на стыке с Горным Алтаем. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1948.
Кузнецов В. А., Пинус Г. В. Интрузивные комплексы Тувы и основные закономерности в их проявлении. Докл. АН СССР, т. 65, № 1, 1949.
Кузнецов В. А. Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской горной области. Тр. ИГГ ЗСФАН СССР, вып. 12, 1952.
Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области. Сб. «Вопросы геологии Азии», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.
Кузнецов В. А. Основные этапы развития магматизма и элементы металлогении Горного Алтая. Изв. Вост. фил. АН СССР, № 2, 1957.
Кузнецов В. А. Некоторые закономерности развития магматизма в складчатых областях (на примере Горного Алтая). Тр. II Всесоюз. петрограф. совещ. М., Госгеолтехиздат, 1960.
Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. Тр. ИГГ СО АН СССР, № 13. Изд. СО АН СССР, 1963.
Кузнецов В. А., Лапин Б. Н., Михалева Л. А., Скуридин В. А., Оболенская Р. В., Оболенский А. А., Кононов А. Н. Магматические комплексы и формации Горного Алтая. Тр. III Всесоюз. петрограф. совещ. М., «Наука», 1964.
Кузнецов В. А. Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа. В сб. «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». М., «Наука», 1966.
Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А., Сотников В. И., Тычинский А. А. Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Новосибирск, «Наука», 1966.
Кузнецов Ю. А. Щелочные граниты Горного Алтая. Вестн. ЗСГТ, № 4, 1937.
Кузнецов Ю. А. Геологическое строение центральной части Горного Алтая. Матер. по геол. Зап. Сибири, № 41, 1939.
Кузнецов Ю. А. Гранитные интрузии Южно-Енисейского кряжа. Изв. Томского индустр. ин-та, т. 62, 1941.
Кузнецов Ю. А. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа. Матер. по геол. Зап. Сибири, № 15 (57), 1941.
Кузнецов Ю. А. Схема классификации фации магматических пород. Тр. ИГГ ЗСФАН, вып. 5. Новосибирск, 1949.
Кузнецов Ю. А. Происхождение магматических пород. Тр. I Всесоюз. петрограф. совещ. М., Изд-во АН СССР, 1955.
Кузнецов Ю. А. Магматические формации. Сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958.
Кузнецов Ю. А. Магматические формации и их классификация. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия, докл. сов. геологов. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Кузнецов Ю. А. Основные закономерности тектонического размещения и классификация магматических формаций. Тр. II Всесоюз. петрограф. совещ. М., Госгеолтехиздат, 1960.
Кузнецов Ю. А. О гетерогенности магматических пород на примере гранитов. Геол. и геофиз., № 10, 1961.
Кузнецов Ю. А. Условия образования главных типов магматических формаций подвижных зон. Геол. и геофиз., № 10, 1962.
Кузнецов Ю. А. Магматические формации и некоторые общие вопросы геологии. Геол. и геофиз., № 5, 1963.
Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
Кузнецов Ю. А. О главных формах гранитоидного магматизма и механизма образования гранитоидных тел. Геол. и геофиз., № 6, 1966.
Куровцей М. И. К определению типов гранитоидов по акцессорным минералам. Минералог. сборник Львовского геол. об-ва, № 14, 1960.
Курода П. К., Сандел Э. Б. Геохимия молибдена. Сб. «Геохимия редких элементов». М., ИЛ, 1959.
Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. М., ИЛ, 1951.
Лапин Б. Н. Девонский вулканизм и его роль в металлогении Горного Алтая. В сб. «Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая», вып. 13. Изд-во АН СССР, 1963.

Ляхович В. В., Золотарев В. П., Радионов Д. А., Соболев С. Ф. Акцессорные минералы в гранитоидах Горного Алтая. Тр. ИМГРЭ, вып. 2. М., Изд. АН СССР, 1959.
Менерт К. Новое в проблеме гранитов. М., ИЛ, 1963.
Митропольский А. С., Кулик Н. А., Мельгунов С. В. О происхождении зоны метаморфических пород Южно-Чуйского хребта в Горном Алтае. В сб. «Матер. по генетич. и эксперимент. минералогии». Тр. ИГГ СО АН СССР, вып. 5, 1967.
Михалева Л. А. О позднегерцинских гранитах Калбинского типа в Горном Алтае. Геол. и геофиз., № 2, 1961.
Михалева Л. А. К вопросу о генезисе лампрофиров юго-восточной части Горного Алтая. Геол. и геофиз., № 8, 1962.
Михалева Л. А. Малые интрузии Теректинского хребта в Горном Алтае и их роль в металлогении. Тр. ИГГ СО АН СССР, вып. 13, 1963.
Михалева Л. А., Сотников В. И. Связь магматизма и оруденения с процессами активизации в Юго-Восточном Алтае. Сб. «Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области», 1967. М., «Наука», 1968.
Михалева Л. А. Геолого-петрографические и металлогенические особенности раннекаледонского и позднегерцинского гранитоидных комплексов Горного Алтая. Там же, 1967.
Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
Нехорошев В. П. Материалы по геологии Горного Алтая. Тр. Всесоюз. геол.-развед. объединения, вып. 177, 1932.
Нехорошев В. П. Закономерности распределения рудных месторождений Алтая. Сов. геол. Сборник 29, 1948.
Нехорошев В. П. Алтайские зоны смятия, их особенности и практическое значение. Информ. сборник ВСЕГЕИ, № 3, 1956.
Нехорошев В. П. Геология Алтая. Госгеолтехиздат, 1958.
Нехорошев В. П. Проявление каледонской орогении на Алтае. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия, докл. сов. геологов, 1960.
Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. «Недра», 1966.
Никитина Е. И., Берзина А. П., Скуридин В. А. Сравнительный анализ акцессорных минералов из различных интрузивных комплексов Курайского хребта (Горный Алтай). Геол. и геофиз., № 11, 1963.
Никитина Л. П. Железистость железо-магнезиальных слюд метаморфических пород. ЗВМО, ч. XCII, вып. 1, 1963.
Николаев В. А. О некоторых особенностях реакций метаморфизма с участием H_2O и CO_2. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1947.
Никольская Ж. Д., Трофимов В. А. О возрасте так называемых калбинских интрузий Горного Алтая. Сб. «Материалы по геол. и полез. ископ. Алтая и Казахстана». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 94, 1963.
Никольская Ж. Д., Попов В. Е., Трофимов В. А. История тектонического развития и районирование Горного Алтая. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 94, 1963.
Нокколдс С. Р., Митчел Р. Л. Геохимия некоторых каледонских интрузивных пород: исследование связи между основными рассеянными элементами изверженных пород и их минералов. Сб. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». М., ИЛ, 1952.
Нокколдс С. Р., Аллен Р. Геохимия некоторых серий изверженных пород. Сб. «Геохимические наблюдения», М., ИЛ, 1958.
Оболенская Р. В. Слюдистые лампрофиры юго-восточной части Горного Алтая. Сб. «Новые данные по геологии и полезным ископаемым Алтайского края». Новосибирск, 1963.
Оболенский А. А., Оболенская Р. В., Скуридин В. А. Магматизм и эндогенные рудные формации юго-востока Горного Алтая. Сб. «Рудные формации и генезис эндогенных рудных месторождений Алтае-Саянской области». М., «Наука», 1968.
Обручев В. А. Алтайские этюды. О тектонике Русского Алтая. Землеведение, кн. 3, 1915.
Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1945.
Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1950.
Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма, минеральных месторождений с глубинными разломами. 2. Главнейшие типы глубинных разломов. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1956.
Перфильев Ю. С. О стратиграфии докембрийских отложений Горного Алтая. Изв. вузов, геол. и разведка, № 11, 1960.

Петров В. П. Современное состояние представлений о магме и проблема гранита. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1964.
Пинус Г. В. Материалы к петрографии гранитных интрузий Западной Тувы. Тр. ГГИ ЗСФАН СССР, 1949.
Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд. АН СССР, 1958.
Пинус Г. В. Магматизм каледонид Алтае-Саянской складчатой области. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия, докл. сов. геол., 1960.
Поляков Г. В., Парфенов Л. М. Опыт формационного анализа раннепалеозойских магматических комплексов Восточного Саяна. Геол. и геофиз., № 12, 1965.
Поляков Г. В., Федосеев Г. С., Телешева А. Е., Николаев С. М. Шиндинский плутон ольховского гранитоидного комплекса (Восточный Саян). Сб. «Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области». Новосибирск, «Наука», 1965.
Попов В. С. О возрасте метаморфических пород Горного Алтая. Изв. вузов, геол. и разведка, № 2, 1960.
Поспелов Г. Л. Об «очаговой зоне» земной коры, «магматогенной короне» земли, «ареалах магматизма» и «структурных ассоциациях интрузивов». Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1960.
Поспелов Г. Л. О явлениях магматического замещения в субэффузивной фации и субэффузивных стадиях развития сложных магматических комплексов Западной Сибири. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия, докл. сов. геологов, 1960.
Поспелов Г. Л. Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидопроводников. Геол. и геофиз., № 4, 1963.
Потапьев В. В. Граниты Колыванского массива и связанное с ними оруденение. Сб. «Геол. и геохим. рудных месторождений Сибири». Новосибирск, «Наука», 1965.
Прокопцев Н. Г. О малых интрузивах междуречья Кумира и Каргона и связанном с ними оруденении (Горный Алтай). Геол. рудн. месторожд., № 6, 1960.
Преображенский И. А. Акцессорные минералы в изверженных породах. Тр. ИГН, вып. 56. петрограф. серия, № 17, 1941.
Рабинович А. В. О методике минералого-геохимических исследований интрузивных пород. Тр. совещ. работников минерал.-петрограф. лаборат., Госгеолиздат, 1955.
Родыгин А. И. О метаморфических породах Курайского хребта. Тр. ТГУ, Томск, 1964.
Руб М. Г. Значение акцессорных минералов для решения некоторых вопросов петрологии и металлогении. Сов. геол., № 1, 1964.
Сауков А. А. Геохимия. Госгеолтехиздат, 1951.
Сандел Э. Б., Голдич С. С. Редкие металлы некоторых американских изверженных пород. Сб. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах», 1952.
Скуридин В. А. Каледонские интрузивные комплексы Курайского хребта (Горный Алтай). Сб. «Новые данные по геологии и полезным ископаемым Алтайского края». Новосибирск, 1963.
Скуридин В. А. Интрузивные комплексы Курайской рудной зоны (Горный Алтай). Геол. и геофиз., № 2, 1964.
Скуридин В. А., Никитина Е. И. Геохимические особенности биотитов интрузивных и метаморфических образований Курайского хребта (Горный Алтай). Геол. и геофиз., № 6, 1964.
Скуридин В. А. Геохимические особенности каледонских интрузивных комплексов Курайской рудной зоны (Горный Алтай). Изв. Алтайского отдела географ. об-ва СССР, вып. 5, 1965.
Скуридин В. А. Таджилинский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс и его роль в металлогении Горного Алтая. Сб. «Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области». М., «Наука», 1968.
Слободской Р. М. Рудные комплексы и металлогеническая специализация интрузий (на примере Северо-Западного Алтая). Геол. и геофиз., № 1, 1964.
Слободской Р. М. Структурные условия формирования некоторых гранитоидных массивов Центрального Алтая. Геол. и геофиз., № 5, 1966.
Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростеньского плутона. Уч. зап. Львовского ун-та, т. VI, серия геол., вып. V, 1947.
Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовского гос. ун-та, 1949.
Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Минералог. сборник 4, Львовского геол. об-ва, 1950.
Соболев В. С. Современные петрологические теории и гипотезы в области образования магматических пород. ЗВМО, № 2, 1957.

Соболев В. С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии. Геол. и геофиз., № 1, 1964.
Сотников В. И. Вольфрамово-молибденовые рудные формации Алтае-Саянской складчатой области. Сб. «Эндогенные рудные формации Сибири и Д. Востока». Новосибирск, 1964.
Судовиков Н. Г. Мигматиты, их генезис и методика изучения (по материалам исследования в Карелии). Тр. лаборат. геол. докембрия, вып. 5, 1955.
Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд. ЛГУ, 1964.
Судовиков Н. Г. Метаморфогенное рудообразование. Сов. геол., № 1, 1965.
Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., 1961.
Тернер Ф. Д. Эволюция метаморфических пород. ИЛ, 1951.
Тернер Ф. Д., Ферхуген Д. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.
Тихомиров В. В. К вопросу о развитии земной коры и природе гранита. Изв. АН СССР, серия геол., № 8, 1958.
Тугаринов А. И. О причинах формирования рудных провинций. В сб. «Химия земной коры», 1963.
Туровский С. Д. О минералого-геохимическом признаке генетической связи постмагматических рудных проявлений с интрузивными породами. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1953.
Туровский С. Д. О методике и значении акцессорных минералов и химических элементов изверженных горных пород. Изд. АН КиргССР, 1960.
Тычинский А. А., Михалева Л. А. Медно-свинцово-цинковая рудная формация. Генетические и геохимические особенности ее и роль в металлогении Горного Алтая. Изв. Алтайского отдела геогр. об-ва СССР, вып. 5, 1965.
Ферхуген Дж. Распределение температур и тепловой поток при региональном метаморфизме. Сб. «Физ.-хим. проблемы формир. горных пород и руд», т. I. Изд-во АН СССР, 1961.
Харкер А. Метаморфизм. ОНТИ, 1937.
Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения). Бюлл. МОИП, отдел. геол., т. XXVII, вып. 5, 1952.
Хитаров Н. И. Об условиях плавления гранитного субстрата. Геохимия, № 2, 1957.
Хитаров Н. И., Пугин В. А. Зависимость температуры начала оплавления песчано-сланцевых образований от давления. Геохимия, № 4, 1962.
Хитаров Н. И., Кадик А. А., Лебедев Е. Б. Оценка теплового эффекта отделения воды от расплава кислого состава по данным системы альбит — вода. Геохимия. № 7, 1963.
Хлестов В. В., Ушакова Е. Н. Петрография и генезис Кяхтинского силлиманитового месторождения БАССР. Матер. по генетич. эксперим. минерал. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 15, т. I, 1963.
Хорева Б. Я. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. Тр. ВСЕГЕИ. Госгеолтехиздат, 1963.
Чураков А. Н. Геологическое строение восточной части Айгулакского и западной окраины Курайского хребтов (Горный Алтай). Сб. «Горный Алтай». Тр. СОПС АН СССР, 1941.
Шахов Ф. Н. Геологическое исследование на Юго-Восточном Алтае в районе среднего течения р. Аргут. Матер. по геол. Зап.-Сиб. края, № 5, 1933.
Шахов Ф. Н. Металлогения и рудные месторождения Ойротии. Сб. «Ойротия». Изд. АН СССР, 1937.
Шахов Ф. Н. Основные черты металлогении Алтая. Тр. науч. конф. по изуч. производ. сил Сибири. Томск, 1940.
Шахов Ф. Н. Зоны смятия на Алтае и связь их с рудными месторождениями. Вопр. геол. Сибири, т. I, 1945.
Шахов Ф. Н. О происхождении гранитных магм и рудных месторождений. Тр. II Всесоюз. петрограф. совещ., 1960.
Шуркин К. А. К вопросу о классификации ультраметаморфических пород вообще и мигматитов в частности. Тр. лаборат. геол. докембрия, вып. 7, 1957.
Bowen N. L., Tuttle O. F. Synthetic Granites and Their Melting Behavior Under High H_2O Pressure. Amer. Mineral. vol. 37, 1952.
Ehgel A. E. J., Engel C. G. Progressive metamorfism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondack Mountains, New Iork. Geol. Sos. Amer. Buil. 69, p. 1369—1414, 1958.
Eskola P. On the origin of granite magmas. Min. Pet. Mitt., Bd. 42, 1932.
Escola P. The nature of metasomatism in the processes of granitization. Geol. Congress, Britain, 1948.
Felici Maurizio. Observations on Cranitization and its characteristic in some rocks near Keuruu. Bull. de la Commission Geologidue de Finlande, 212, XXXV, 1964.

Green J., Poldervaart A. Petrohemical filds and trends. Geochim. et cosmohim. acta, 13, 2—3, 1958.
Holmes A. The origin of igneous rocks. Geol. Mag., v. 59, 1932.
Harme Maunu. Examples of the granitization of plutonic rocks. Bull. de la Commission Geologique, de Finlande, 180, XXX, 1958.
Harme Maunu. Examples of granitization of gneisses. Bull. de la Commission Geologique, de Finlande, 184, XXXI, 1959.
Marmo V. On Granites. Bull. de la Commission Geologique, de Finlande, 201, 1962.
Mish P. Metasomatic granitization of batholithic dimension. Part III. Amer. J. Sci., v. 247, 10, 1949.
Poldervaart A. Zirkon in Rocks. Igneous rocks. Amer. J. Sci., v. 254, IX, 1956.
Sederholm J. J. On migmatites and associated pre-cambriann rocks of Southwestern Finland. I. The Pellinge Region. Bull. Com. Geol. Finlande, 58, 1923.
Sederholm J. J. On migmatites and associated rocks of Southwestern Finland. II. The Region around the Barösundfjard. Bull. Com. Geol. Finlande, 77. 1926.
Simonen A. On the petrology of the Aulanko Area Southwestern Finland. Bull. Com. Geol. Finlande, 143, 1948.
Simonen A. On the petrochemistry of the infracrustal rocks in the Svecofennidic territory of Southwestern Finland. Bull. Com. Geol. Finlande, 141, 1948.
Simonen A. Plutonic rocks of the Sveconfennides in Finland. Bull. Com. Geol., Finlande, 189, 1960.
Winkler H. G. F. Genesis von Graniten und Migmatiten auf Grund neuer Experimente. Geol. Rundschau, Bd. 51, H. 2, 1961.
Winkler H. G. F. und von Platen. Experimentelle Gesteinmetamorphose V. Experimentelle anatektische Schmelsem und ihre petrogenetische Bedentung. Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 24, 1961.
Yoder H. S. Effect of Water on the Melting of Silicates. Carnegie Inst. Washington, 1957—1958.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение 5
Краткая характеристика изученности раннекаледонских гранитоидов . . 7
Положение раннекаледонских гранитоидных комплексов в тектонических структурах и в общей схеме развития магматизма Горного Алтая 9
Кубадринский гранитоидный комплекс 14
1. Основные черты геологического строения района развития комплекса 14
2. Особенности геологического строения комплекса . . . . .
Характеристика Кубадринско-Курайской зоны регионального метаморфизма 22
Распространение, размеры и формы массивов кубадринского комплекса 24
3. Петрографические особенности пород комплекса 26
Петрографическая характеристика пород зоны метаморфизма . 27
Мигматиты зоны метаморфизма 35
Петрографическая характеристика гранитоидов 40
Акцессорные минералы 48
Жильная фация комплекса 52
4. Геохимическая характеристика гранитоидных пород комплекса . 57
Петрохимическая характеристика пород 57
Акцессорные элементы-примеси в гранитоидных породах комплекса 60
5. Вопросы генезиса и возраста пород. Металлогеническая характеристика комплекса 67
Бугузунский гнейсо-гранитоидный комплекс
1. Геологическая позиция комплекса 74
2. Особенности геологического строения комплекса
Характеристика зоны метаморфизма 80
Особенности внутреннего строения и взаимоотношение Бугузунского гранитоидного массива со структурами вмещающих пород 84
3. Высокометаморфизованные породы 88
Кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты 89
Физико-химические условия формирования метаморфических пород 101
Возраст метаморфических пород 103
4. Ультраметаморфические породы
Мигматиты 107
Кинцигиты 118
5. Гранитоиды Бугузунского массива
Ультраметаморфические гранитоиды 122
Граниты магматической стадии 127
Геохимические особенности гранитоидов. Петрохимическая характеристика 131
Акцессорные минералы 138
6. Сопоставление минерального состава, петрохимических и геохимических особенностей гранитоидов, пегматитов и гнейсов . . . 141
7. Гранитизированные основные породы 145
8. Постмагматические процессы и связь с ними молибден-вольфрамовой минерализации. Металлогенические особенности гнейсо-гранитного комплекса 155
9. Герцинский гранитный магматизм и молибден-вольфрамовое оруденение в связи с явлениями активизации 158
10. Регрессивный метаморфизм 166
11. Некоторые вопросы генезиса пород бугузунского гнейсо-гранитоидного комплекса
Соотношение процессов регионального метаморфизма и гранитообразования 168
Баланс вещества при образовании пегматитов и гранитов в гнейсах 171
Формационный тип бугузунского и кубадринского гнейсо-гранитоидных комплексов 173
Сопоставление кубадринского и бугузунского гранитодных комплексов с аналогичными комплексами Горного Алтая и других регионов 175
Сравнение гранитоидов раннекаледонского и позднегерцинского комплексов 179
Заключение 189
Литература 191

CONTENTS

Introduction 5
The state of knowledge of early caledonian granitoid complexes 7
Position of early caledonian granitoid complexes in tectonic structures and in general scheme of evolution of magmatism in mountainous Altai . . 9
The Kubadrinski granitoid complex
1. Principal features of geologic structure of the region of distribution of the complex 14
2. Specific features of geologic structure of the complex.
Characteristics of the Kubadrinski-Kurayski regional metamorphism zone 22
Distribution, dimensions, and form of the masses 24
3. Petrographic peculiarities of the complex 26
Petrographic characteristics of metamorphism zone rocks . . 27
Migmatites of metamorphism zone 35
Petrographic characteristics of granitoids 40
Accessory minerals 48
Vein facies of the Kubadrinski complex 52
4. Geochemical characteristics of granitoid rocks of the Kubadrinski complex 57
Petrochemical characteristics 57
Admixture — elements in rocks of the complex 60
5. Problems of genesis and age of rocks of the Kubadrinski complex.
Metallogenic characterictics of complex 67
The Buguzunski gneiss-granitic complex
1. Geologic pozition of the complex 74
2. Specific features of geologic structure of the complex
Characteristics of metamorphism zone 80
Peculiarities of the internal structure and interrelation berween the Buguzunski mass and structures of enclosing rocks . . . 84
3. Highly metamorphosed rocks 88
Crystalline schists, gneisses and amphibolites 89
Physico-chemical conditions of formation of metamorphic rocks 101
Age 103
4. Ultrametamorphic rocks
Migmatites 107
Kinzigites 118
5. Granitoids of the Buguzunski mass
Ultrametamorphic granitoids 122
Magmatic stage granites 127
Geochemical peculiarities of granitoids 131
Accessory minerals 138
6. Comparison of mineral composition, petrochemical and geochemical peculiarities of granites, pegmatites and gneisses 141
7. Granitized basic rocks 145
8. Postmagmatic processes and related molybdenium — tungsten mineralization. Metallogenic peculiarities of gneiss-granitoid complex 155
9. Hercynian granitic magmatism and molybdenium — tungsten mineralization in relation to activization phenomena 158
10. Regressive metamorphism 166
11. Some problems of genesis of the Buguzunski complex rocks . 167
The relation of the processes of regional methamorphism and granite-formation 168
Substance balance in granite-and pegmatiteformation in gneisses . 171
Formational type of the buguzunski and kubadrinski gneiss-granitoid complexes 173
Comparison of the kubadrinski and buguzunski gneiss-granitoid complexes with similar complexes of mountainous Altai and other regions 175
Comparative characteristics of granitoids of early caledonian and late hercynian complexes 179
Conclusion 189
Reference 191

Л. А. Михалева, В. А. Скуридин

РАННЕКАЛЕДОНСКАЯ ФОРМАЦИЯ БАТОЛИТОВЫХ ГРАНИТОВ ГОРНОГО АЛТАЯ И ЕЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Редактор **А. К. Соколов**
Художественный редактор **В. И. Шумаков**
Художник **Е. Ф. Зайцев**
Технический редактор **Т. К. Овчинникова**
Корректоры **Р. С. Митяева, Н. Н. Тясто**

Сдано в набор 23 февраля 1971 г. Подписано к печати 18 ноября 1971 г. МН 03035
Формат бумаги 70×108 1/16. 12, 5 печ. л., 17,5 усл. печ. л., 16,5 у-ч.-изд. л. Заказ 16
Тираж 850 экз. Цена 1 р. 58 к.

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