

Г. Н. ГОГЕЛЬ

АКЦЕССОРНЫЕ
МИНЕРАЛЫ
ГРАНИТОИДОВ

Центрального

КАЗАХСТАНА

■

АЛМА-АТА • 1966

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

Г. Н. ГОГЕЛЬ

АКЦЕССОРНЫЕ
МИНЕРАЛЫ
ГРАНИТОИДОВ
ЦЕНТРАЛЬНОГО
КАЗАХСТАНА



Издательство „НАУКА“ Казахской ССР
АЛМА-АТА—1966

В книге освещены данные, полученные в результате изучения акцессорных минералов герцинских гранитоидов Центрального Казахстана. Основное внимание уделено составу, условиям образования и порядку выделения более ранних (магматических) и более поздних, а также вторичных акцессорных минералов, образующихся в процессе метасоматоза гранитоидов. Установлена зависимость парагенезисов акцессорных минералов в интрузивных породах от петрографического состава, метаморфических процессов и глубины эрозионного среза массивов. Установлена корреляция интрузивных комплексов по ассоциациям акцессорных минералов. Намечена связь между составом акцессорных минералов и оруденением.

Приведенные материалы по акцессорным минералам могут оказать помощь при решении различных вопросов петрологии и поисков рудных месторождений.

Книга предназначена для петрографов, минералогов, геологов-съемщиков и геологов, занимающихся вопросами металлогении.

Ответственный редактор
Г. Н. ЩЕРБА

ВВЕДЕНИЕ

Интерес к изучению акцессорных минералов в изверженных горных породах в настоящее время возрастает все больше и больше, о чем может свидетельствовать ежегодно увеличивающееся число печатных работ, посвященных этому вопросу, в том числе монографий (Кравченко, Власова, 1962; Амшинский и др., 1964), а также проведение специального Всесоюзного совещания по акцессорным минералам (январь 1963 г.), обобщившего основные достижения и дальнейшие пути развития этой области как науки.

В настоящее время усиленные исследования акцессорных минералов вызваны прежде всего современными требованиями более глубокого изучения вещественного состава горных пород, так как новые минералого-геохимические данные целиком подтверждают представления, высказанные еще в конце XIX века Е. С. Федоровым (1899), что присутствие редких минералов в породе, хотя и в ничтожных количествах, представляет особый интерес для ее характеристики.

В любой изверженной породе число акцессорных минералов превышает число главных минералов и часто во много раз, поэтому видовой состав и количественные взаимоотношения первых могут оказать помощь при выявлении последовательности формирования изверженных пород и определении физико-химических условий в период их становления, а также могут дать косвенные указания на возможную металлонность интрузий.

Акцессорные минералы и химические элементы, изученные как в интрузивных породах, так и в рудных образованиях, в какой-то мере могут являться индикаторами генетической связи постмагматических рудных проявлений с интрузивными образованиями. Наконец, горные породы с

повышенными концентрациями некоторых акцессорных минералов, например циркона, колумбита, пироклора и др., могут являться новым источником минерального сырья редких элементов.

В определении понятия «акцессорные минералы» исследователи вкладывают различный смысл (Кравченко, Власова, 1962; Некрасов, 1961, 1962; Преображенский, 1941; Рабинович, 1955; Хамрабаев, 1957, 1958). Нам кажется, что наиболее полное толкование этого термина в применении к изверженным горным породам, которое и принято нами в настоящей работе, дано С. Д. Туровским (1960): «Акцессорные минералы — это второстепенные минералы изверженной горной породы, в общей сумме обычно составляющие не более нескольких процентов от объема или веса последней, аккумулирующие в себе большую часть акцессорных химических элементов (редких, рассеянных, тяжелых элементов и летучих компонентов), присутствующих в магматическом расплаве, и кристаллизующиеся на всем протяжении процесса формирования породы».

В группу акцессориев С. Д. Туровский включает акцессорные минералы чисто магматического генезиса, минералы пегматитово-пневматолитовой и гидротермальной стадий, вторичные акцессорные минералы, образующиеся в результате аутометасоматических превращений первичных минералов, и минералы — продукты контаминации. Генетическая классификация акцессорных минералов, изученных нашими исследованиями, также очень близка к классификации С. Д. Туровского (1956).

Исследование акцессорных минералов — весьма трудоемкая работа, требующая большой тщательности и аккуратности. Изучать их можно только применяя методы концентрации, так как содержание акцессорных минералов в породах весьма невелико и часто ограничивается несколькими десятками зерен или несколькими зернами на 5—10 кг породы. Несмотря на это, единой общепринятой схемы извлечения акцессорных минералов из породы и количественного подсчета их до сих пор нет.

Методика отбора проб, извлечения акцессорных минералов, количественного подсчета и изучения их сводилась в основном к следующему. Из типовых разновидностей пород, по возможности лишенных случайных влияний (выветрелость, наличие прожилок, ксенолитов и т. д.), отбирали пробы с первоначальным весом 3—5 кг и больше. Механическая обработка последних производилась с максимальной тщательностью. Материал дробили и очень часто просеивали (во избежание переизмельчения) до прохождения че-

рез сито 0,75—1 мм. Более мелкое дробление пород гранитоидного ряда со сравнительно крупнозернистым сложением оказалось излишним и приводило лишь к переизмельчению хрупких минералов. Отмывка одной пробы весом 5 кг с предварительной декантацией производилась небольшими порциями в течение примерно двух часов. Величина отмытого остатка пробы лимитировалась весом, равным 150—200 г, но не «серым цветом», как рекомендуют многие исследователи, так как в случае крайне лейкократовых пород (аплиты, альбититы) такой цвет шлиха можно получить только при ничтожном остатке пробы или даже вообще не получить. Остаток делили на магнитную, электромагнитные, неэлектромагнитную и «легкую» фракции обычным способом с помощью магнита, электромагнита и тяжелых жидкостей, без предварительного квартования. Полное минералогическое определение всех фракций выполнялось с применением микрохимических испытаний, люминесценции и иммерсионного метода. Оптические константы акцессорных минералов, а главное их взаимоотношения между собой и с породообразующими минералами одновременно изучались во многих прозрачных шлифах пород. Были проведены химические, спектральные, рентгеноспектральные и рентгеноструктурные анализы ряда акцессорных минералов. Поправочный коэффициент, предлагаемый некоторыми исследователями, например В. В. Ляховичем (1959-1, 1961-3, 1963), не вводился, так как другие авторы приходят к выводу, что количества различных минералов, потерянные при обработке, непостоянны, и поэтому всякий подобранный коэффициент будет искажать истинное значение их содержаний (Амшинский и др., 1964). Мы считаем, что единообразный способ обработки проб, проведенный одними и теми же лицами, делает материал достаточно пригодным для сопоставлений и выводов.

Материалы для настоящей работы получены путем многолетнего систематического изучения многочисленных проб акцессорных минералов гранитоидных интрузивных пород из различных районов Казахстана, подвергавшихся геолого-петрографическому исследованию коллективом геологов (в том числе и автором) Института геологических наук им. К. И. Сатпаева АН КазССР под руководством профессора В. К. Монича.

Были изучены следующие комплексы интрузий в различных структурно-фациальных областях.

1. Герцинские интрузии Джунгаро-Балхашской геологической провинции: в средней части геосинклинального прогиба (Коунрадский район, район Саякской мульды); в об-

ласти срединного геосинклинального выступа (Кызыл-эспинский антиклинорий); в узких линейных прогибах, пересекающих срединный выступ (Аксоран-Акжалская зона); в периферической части прогиба (район Байназар Батыстау).

II. Герцинские интрузии в области каледонского складчатого обрамления Джунгаро-Балхашского прогиба (Баянаул-Эдрейский район).

III. Позднекаледонские и герцинские интрузии Северного Тянь-Шаня — области неустойчивой каледонской стабилизации (хребты Кастек, Заилийский Алатау, Кунгей Алатау, Кетмень).

Во всех этих участках были опробованы самостоятельные интрузивные тела, наиболее детально изученные в геолого-петрографическом отношении. В каждом массиве взяты главные фазовые разновидности пород, определяющие петрографический состав интрузивов, эталонных для данной области. В ряде случаев были взяты также второстепенные субфации (краевые, апикальные, жильные) и отчасти — поствагматически измененные породы на участках рудной минерализации (рис. 1).

Из-за ограниченности объема книги не приводятся материалы по акцессорным минералам гранитоидов Северного Тянь-Шаня. Геолого-петрографические характеристики Центрального Казахстана и отдельных районов, где изучались акцессорные минералы, даны предельно кратко, поскольку они уже опубликованы. При описании интрузивных пород отдельных районов значительно сокращены также сравнительные данные по акцессорным минералам и их парагенезисам.

Настоящий труд является первой попыткой сопоставить данные об акцессорных минералах гранитоидных пород (в основном гранитов) по различным районам Центрального Казахстана. Для сравнения приведены также выводы, которые возможно было сделать в результате изучения акцессорных минералов гранитоидов Северного Тянь-Шаня.

Рентгеноструктурные анализы выполнили аналитики Г. И. Лукьянцев, В. Б. Макаров, рентгенохимические — В. В. Степенко, Е. А. Косяк, спектральные — С. К. Калинин, Э. Е. Файн, О. М. Горových, К. Егисбаева, М. Кожбанова, химические — Н. В. Максимова, М. П. Дедешко, микрофотографии — Н. И. Каплуненко (в соответствующих лабораториях ИГН им. К. И. Сатпаева АН КазССР). Всем им автор приносит благодарность.

Автор глубоко благодарен научному руководителю В. К. Моничу, советами которого, помощью и консульта-

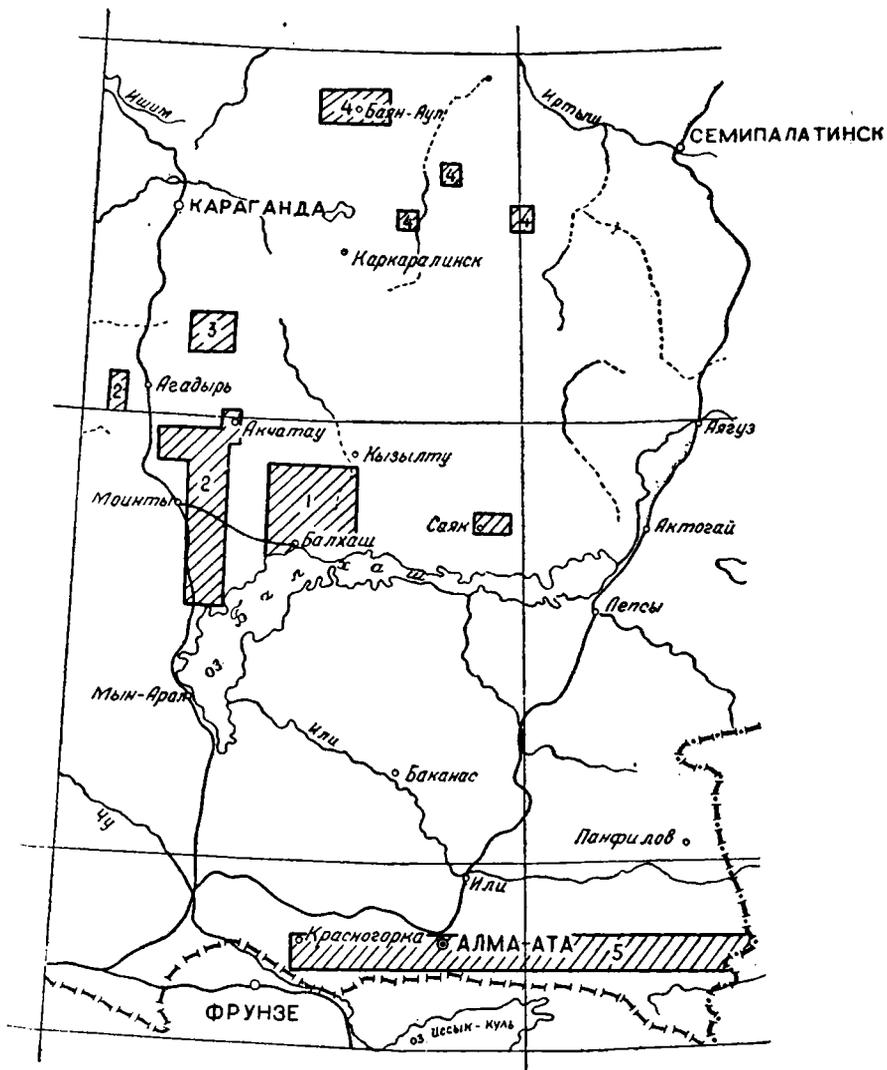


Рис. 1. Обзорная схема изученных районов. 1 — восточная часть Коунрадского района; 2 — Северо-Западное Прибалхашье; 3 — Байназарская кольцевая система; 4 — Баянаул-Эдрейский район; 5 — Защитский Алатау.

циями он пользовался в процессе полевых и камеральных работ. Автор также очень благодарен сотрудникам по работе, геологам В. И. Старову, А. Г. Балгожиной, А. Н. Нурлыбаеву и Е. К. Зворыгиной, позволившим воспользоваться отобранными ими пробами, а также Л. Н. Старожиловой — за техническую помощь в течение ряда лет.

Автор очень признателен Г. Н. Щербе, взявшему на себя труд по редактированию данной работы в процессе подготовки ее к печати.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНОВ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Геологическое строение Восточного Казахстана наиболее полно освещено в работах Н. Г. Кассина (1941), В. Ф. Беспалова (1954), Р. А. Борукаева (1955), Б. И. Борсука (1956), Г. Н. Щербы и др. (1962), Е. Д. Шлыгина (1963), А. А. Богданова и сотр. (1963) и других. Дополнительные данные по интрузивному магматизму Казахстана содержатся в работах Ю. А. Вилибина, Н. Г. Кассина (1947), Н. Г. Сергиева (1948), А. Г. Гокоева (1949), В. С. Коптева-Дворникова (1952), В. К. Монича (1945, 1957, 1959), Г. Н. Щербы (1948, 1951, 1960), Т. В. Перекалиной (1960, 1962, 1962₁), А. Н. Нурлыбаева (1963) и других. На основании данных этих исследователей, по признаку связи проявлений во времени и пространстве тектонических движений и магматизма в Восточном Казахстане выделяются каледонские и герцинские структурно-фациальные области, обладавшие различной мобильностью и неодинаковым тектоническим режимом в разные периоды геологического развития.

Для каледонского этапа, проявленного в северной и западной частях Центрального Казахстана и в северных дугах Тянь-Шаня, типичны геосинклинальный ряд нижнепалеозойских формаций и линейная складчатость в них. Области каледонид характеризуются развитием сложного интрузивного магматизма и последовательной сменой формаций гипербазитов, габброидов, гранодиоритовых и гранитных комплексов посторогенного характера. Встречающиеся в данной зоне герцинские интрузии гранитоидной группы ограниченно развиты и носят характер малых интрузий, нередко субвулканического характера, связанных с мощными вулканогенными комплексами верхнего палеозоя.

В качестве примера для данной зоны рассматриваются послеверхнеордовикские гранитоидные интрузии Заилий-

ского Алатау, относящиеся к самым поздним проявлениям каледонского интрузивного магматизма в Казахстане, и посленижнекарбонные интрузии Кастекского и Кетменьского хребтов (Дворцова, 1960; Иванов и др., 1963; Монич и др., 1965).

Гранитные интрузии герцинских комплексов в типичном и широком развитии приурочены главным образом к Джунгаро-Балхашскому* прогибу, являющемуся герцинским сооружением, окруженным каледонскими складчатыми структурами. Развита она также и в зонах сопряжения каледонских структур с герцинскими, особенно в области девонского краевого вулканического пояса (выделенного работами А. А. Богданова с сотрудниками), и вдоль линейных зон активизации среди выступов каледонского основания в пределах герцинского прогиба.

Обособление Джунгаро-Балхашского геосинклинального прогиба произошло в силуре и начале девона, в эпоху завершающейся стабилизации каледонской геосинклинали. Начиная с силура и до верхов нижнего карбона здесь господствовал морской режим, и перестройка структурного плана между нижним и средним палеозоем, характерная для области каледонских структур, не происходила. Осадочные и вулканогенно-осадочные геосинклинальные свиты силура были тесно связаны с комплексом преимущественно терригенных морских геосинклинальных образований девона и нижнего карбона. Наблюдается резкое несогласие между ними и эффузивными свитами верхов нижнего, среднего и верхнего карбона. Внутреннее строение Джунгаро-Балхашского прогиба очень сложно; различные его части имеют во многом неодинаковую геологическую историю благодаря фрагментарности структурного основания, что находит отражение в интрузивном магматизме данного района.

Наиболее типичны для герцинских сооружений области длительного и устойчивого прогибания, имеющие существенно различный характер.

Краевые линейные прогибы возникли вдоль зон глубинных нарушений и по периферии геоантиклинальных поднятий, в краевой части Джунгаро-Балхашской структуры. В течение среднего палеозоя в них происходило накопление осадочных и осадочно-вулканогенных толщ, причем был очень широко развит верхнедевонский вулканизм. В визейскую фазу тектогенеза на месте узких прогибов возникли линейные складчатые зоны, закрепленные гранитоидным интрузивным магматизмом, развивавшимся в течение нижнего

* Предпочтительнее более точное наименование — Балхашская провинция (Ред.)

и среднего карбона. Поэтому интрузивные породы располагались в виде поясов при преобладании ранних фаз гранитоидного магматизма. К этим же структурам приурочены системы дизъюнктивов и зоны смятия. Типичным примером подобных линейных прогибов и линейных интрузивных поясов являются Успенский и Акжал-Аксоранский синклиналии в Центральном Казахстане.

Внутренние межгорные прогибы выражены в форме обширных площадей, слабо вытянутых или изометричных, овальных очертаний, имеющих общий характер брахисинклинальных структур (Токрауский, Саякский и другие прогибы). Эти прогибы в главной своей части уже не были областями морского осадкообразования еще в нижнем карбоне (Токрауский прогиб), но в верхнем палеозое продолжали прогибаться в континентальных условиях с накоплением вулканогенных толщ большой мощности (до 5 км). Гранитоидный магматизм охватывает широкий интервал времени, проявляясь в среднем и верхнем карбоне и отчасти в пермский период (лейкократовые граниты). Отдельные интрузивы данной зоны отличаются крупными размерами. Некоторые области прогибания, как, например, Саякская, сохраняли морской режим до конца среднего карбона. Вулканизм и интрузивный магматизм в них относятся к концу карбона и перми, причем гранодиоритовые интрузии образовывались даже в конце карбона, а нормальные и лейкократовые граниты сформировались в перми.

Наряду с областями длительного прогибания существуют и геоантиклинальные структуры, отмеченные на современной поверхности выходами нижнего палеозоя. При формировании более поздних прогибов эти структуры играли важную роль в пространственном размещении интрузивных комплексов герцинского возраста. К ним приурочены наиболее ранние проявления герцинского интрузивного магматизма, начиная с верхнего девона и нижнего карбона. К таким структурам принадлежат Тектурмасский и Спасский антиклинории на севере, Кызылэспинский и Жаман-Сарысуйский — на западе и ряд других.

В северо-западной периферии Джунгаро-Балхашского прогиба, в области сочленения герцинской и каледонской зон стабилизации (Шетский район), распределение герцинских интрузий носит несколько иной характер. В поле развития терригенного морского силура наблюдаются отдельные вулканические сооружения, входящие в состав окраинного вулканического пояса, который разделяет области герцинской и каледонской стабилизации. Гранитоидные интрузии отличаются большим разнообразием петрографиче-

ского состава и имеют характер интрузий центрального типа, частично приурочиваясь к кольцевым разломам посленижнекарбонного возраста (о чем свидетельствуют вулканогенно-осадочные образования нижнего карбона, сохранившиеся внутри кольцевых структур), а также к линейным зонам.

Особый характер имеют герцинские интрузии в обширных среднепалеозойских брахисинклинальных прогибах, залеженных целиком в области неустойчивой каледонской стабилизации, т. е. за пределами собственно герцинской структурно-фациальной области (Баянаульский, Дегеленский, Тениз-Коржункульский прогибы). В поле развития вулканогенных формаций девонского краевого вулканического пояса (Баянаул, Дегелен) или в зонах развития континентальных угленосных формаций карбона (Тениз-Коржункуль) имеются крупные гранитоидные интрузии сложного, нередко кольцевого строения, отличающиеся значительным разнообразием петрографического состава вследствие широкого развития еще субщелочных и щелочных граносиенитовых и сиенитовых дифференциатов. Проявление интрузивного магматизма растянуто во времени от нижнего карбона до конца верхнего палеозоя и, возможно, даже триаса (Тениз-Коржункуль).

Таким образом, сложная геологическая история Джунгаро-Балхашской геологической провинции, характеризующаяся различной степенью мобильности в различных участках области, привела к тому, что интрузивный магматизм проявлялся не вполне синхронно. Сходные стадии дифференциации магматического очага, от магм гранодиоритов через нормальные граниты до аляскитовых гранитов, достигались в различное время в зонах разной мобильности.

В последние годы в деление магматических образований Казахстана ряд исследователей вкладывают формационное содержание. Герцинские гранитоидные породы принадлежат трем интрузивным формациям: гранодиоритов, нормальных биотитовых гранитов, переходящих местами в лейкократовые граниты, и аляскитовых и лейкократовых гранитов, которые последовательно сменяли друг друга во времени, но имеют разный геологический возраст в различных структурно-фациальных зонах. Выделенным формациям присущи характерные особенности состава и строения.

1. Гранодиориты, тоналиты и диориты являются самыми ранними герцинскими образованиями; они начинаются в каждом районе ряд герцинского интрузивного магматизма. Интрузивы обычно согласны с простиранием крупных складчатых структур в породах нижнего карбона и приуро-

чены к крупным брахисинклиналям (Балхашский массив) или к продольным разломам (Аксоран-Акжальский массив). Первичная форма тел нередко значительно нарушена. В распределении гранитоидов в пространстве наблюдаются большая неоднородность петрографического состава отдельных интрузий, преобладание постепенных переходов между разновидностями и общий гетерогенный состав интрузивных массивов. Это можно объяснить кристаллизацией магмы, неомогенной по составу, вследствие расплавления различных пород литосферы. Значительную роль, вероятно, играли явления гибридизма.

Время становления интрузий на большей части Центрального Казахстана раннегерцинское — ниже- и среднекарбоновое. В Прибалхашье возраст широко распространенных тоналитовых интрузий датируется нижним карбоном, но здесь же небольшое распространение имеет и другая гранодиоритовая интрузия — среднекарбонового возраста. В Акжал-Аксоранской и Успенской зонах досреднекарбоневый возраст гранодиоритовых интрузий установлен в ряде пунктов (Бураков, 1962; Перекалина, 1960). Развита также гранодиориты топарского комплекса, которые пересекают порфиритовую свиту низов среднего карбона. В самых молодых герцинских прогибах (Саякская мульда, Баканаский синклиорий) гранодиоритовые интрузии пересекают эффузивные и терригенно-туфовые свиты среднего и верхнего карбона (Кошкин, 1962) и являются в данном районе также самым ранним комплексом герцинских интрузий. Следовательно, внедрение гранодиоритовых интрузий происходило одновременно даже в пределах одной структурно-фациальной зоны и закономерно смещалось во времени в зависимости от степени стабилизации герцинских структур*. По составу аксессуарных минералов все эти не вполне одновременные интрузии оказались весьма сходными и поэтому описаны нами совместно.

2. Биотитовые и лейкократовые граниты образуют крупные интрузивные тела батолитового типа, приуроченные к протяженным разломам, секущим герцинские структуры вдоль их простирания (калдырминский пояс интрузивов). Размещение магмы происходило в основном по межформационным плоскостям, так как верхняя контактовая поверхность интрузивов плоская, слабоволнистая и пологопадающая. Эти тела сложены довольно однородными биотитовыми гранитами и представляют собой многократные многофазные интрузивы, в которых породы разных фаз отличаются

* Возможно, что верхнепалеозойские гранодиориты начинают новую позднегерцинскую интрузивную серию. (Ред.).

главным образом размером зерен и отчасти колебанием в содержаниях темноцветных минералов в пределах ряда нормальный гранит — лейкократовый гранит. Время внедрения на большей части Казахстана относится к верхнему карбону. Акцессорные минералы изучены в крупных гранитных интрузиях Аксоран-Акжалльской зоны, Коунрадского и Баянаульского районов.

3. Лейкократовые и аляскитовые граниты — наиболее поздние внедрения герцинского гранитного магматизма — широко развиты в пределах Джунгаро-Балхашского прогиба и на его периферии. Они образуют округлые в плане, явно секущие интрузивы, сложенные однородными лейкократовыми и аляскитовыми гранитами с широко развитыми внутриинтрузивными телами мелкозернистых миароловых гранитов и аплит-гранитов. Для них характерно отсутствие связи со складчатыми структурами. Некоторые исследователи (Г. Н. Щерба и др.) считают, что позднегерцинские интрузивы приурочены к пересечению разломов и связаны с вертикальными движениями, другие (Гокоев, Монич, Перекалина) — указывают на кольцевое строение интрузивов и на связь их с кольцевыми дайками, что объясняет правильные округлые в плане формы. Эти интрузивы обусловлены перемещением блоков по кольцевым и перекрещивающимся разломам.

Эти интрузивы особенно распространены в области герцинских прогибов с широким развитием карбоновых и верхнепалеозойских эффузивов, относятся на основании геологических и геохронологических данных к группе позднегерцинских и предположительно считаются пермскими. Акцессорные минералы изучены в интрузивах Бектаута, Восточно-Коунрадском, Ортау, Акчатау, Байназарской кольцевой системы, Баянаульском, Эдрейском, Дегеленском и Кувском.

В некоторых зонах герцинских прогибов (Баянаульский) развиты щелочные граниты, щелочные сиениты и другие породы с повышенной щелочностью.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД ОТДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ

Геолого-петрографические исследования интрузивных пород в Центральном Казахстане проводились в четырех районах, перспективных в промышленном отношении: в восточной части Коунрадского района, в Северо-Западном Прибалхашье (междуречье Моинты-Жамши), в Шетском районе (Байназарская система интрузий) и в Баянаул-Эдрейском районе. Различные по петрографическому составу и возрасту породы в данных районах являются характерными составными частями последовательно образованных массивов, что облегчает возможность для различных сопоставлений. Результаты исследований в этих районах опубликованы в ряде работ, в том числе и монографического характера. Поэтому автор считает удобным дать только краткое описание интрузивных пород, в которых изучались акцессорные минералы, и сделать это по указанным районам раздельно.

Приводимые таблицы акцессорных минералов, которыми иллюстрируется текст, составлены по следующему принципу. Порядок расстановки минералов соответствует последовательности их выделения. Количественные содержания (g/m) минералов получены как результат среднего арифметического по группам проб, число которых в соответствующих графах обозначено. Во избежание разубоживания при вычислении среднего брались только пробы, содержащие определяемые минералы. Распространенность минералов характеризуется частотой их встречаемости, выраженной в процентах от общего числа проб в группах, принятого за 100%. Содержание минералов, которые нельзя выразить в весовых единицах (единичные знаки, первые десятки знаков), обозначены сокращенно — «Зн». Выход акцессорных минералов определен в процентах к весу породы.

1. КОУНРАДСКИЙ РАЙОН

Коунрадский район относится к срединной части Джунгаро-Балхашской герцинской провинции и в геологическом отношении представляет относительно глубоко размытую часть области герцинского вулканизма в Центральном Казахстане со значительным развитием герцинских интрузивных пород, подразделяющихся на интрузивные комплексы.

Акцессорные минералы изучены в породах, слагающих Кенкудукский участок, расположенный в 30 км к северо-востоку от г. Коунрада, и в гранитах, слагающих обширные массивы — Восточный Коунрад и Бектауата (рис. 2). Геологические взаимоотношения указанных интрузий и петрографический состав их приведены в работах С. В. Ефремовой, В. К. Монича и Е. К. Зворыгиной (1957). Пробы типовых разновидностей пород отобраны Е. К. Зворыгиной (1955—1957 гг.). Они были предоставлены автору настоящего труда (табл. 1).

Тоналиты — гранодиориты раннегерцинского (балхашского) комплекса. Эти породы широко развиты в районе. На изученном участке они слагают обширный массив сложной морфологии (Токрауский), который прорывает породы нижнего карбона и, в свою очередь, расчленяется более поздними гранитными интрузиями. Ассоциация акцессорных минералов гранодиоритов характеризуется ограниченным и простым видовым составом и представлена раннемагматическими магнетитом, бурым сфеном I, апатитом и цирконом I. Минералы заключительных стадий формирования, типичные для более кислых интрузий, полностью отсутствуют. Отмечаемая весьма незначительная рассеянная сульфидная минерализация может быть в данном случае и более поздней — наложенной. Ассоциация и свойства акцессорных минералов пород гранодиоритового ряда подробно охарактеризованы в описании карбоновых гранодиоритов.

Граниты среднегерцинского комплекса (Кенькудукская интрузия). Значительная часть Кенькудукского участка сложена гранитами предположительно среднегерцинского возраста, которые по геологическим и петрографическим признакам подразделяются на ряд разновидностей. Особенности минералогического и петрохимического состава и структура этих разновидностей гранитов указаны в литературе. На площади развития Кенькудукской интрузии известны месторождения, классифицируемые как медно-молибденовые прожилково-вкрапленные гидротермального генезиса и кварцево-жильные рудопроявления вольфрамита и молибденита.

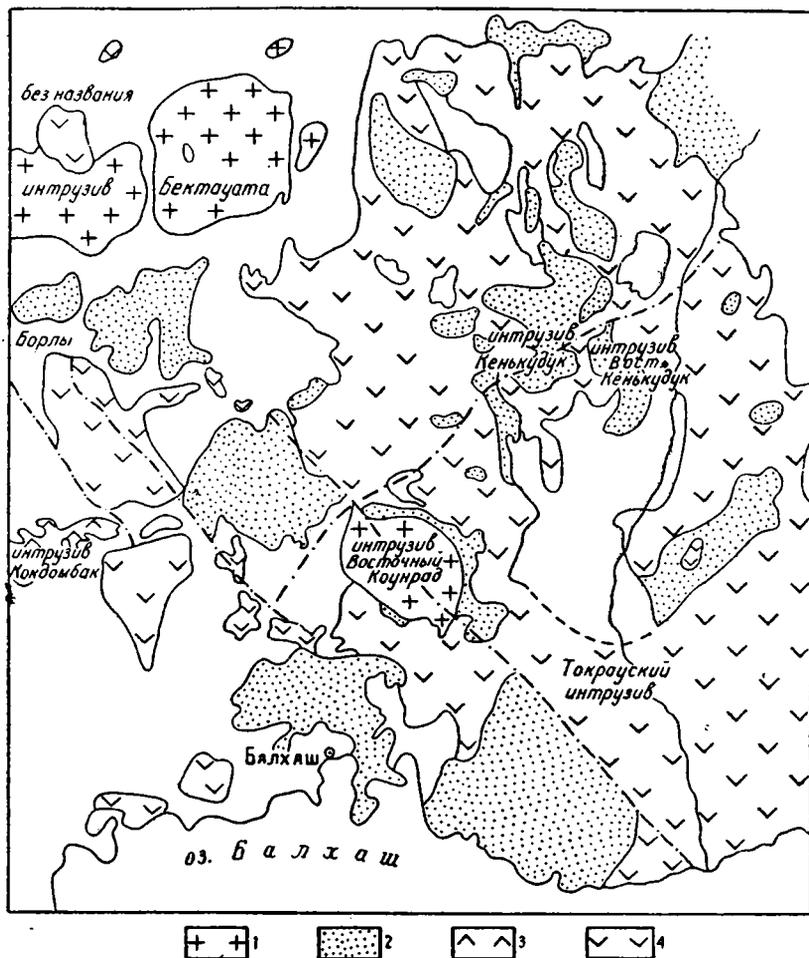


Рис. 2. Схема расположения интрузивов Коунрад-Бектауатинского района (по Е. К. Зворыгиной): 1 — граниты позднегерцинского (акчатауского) комплекса; 2 — граниты среднегерцинского (калдырминского) комплекса; 3 — гранодиориты средне-верхнекарбонového (саякского или топарского) комплекса; 4 — гранодиориты нижнекарбонového (балхашского) комплекса.

Акцессорные минералы гранитоидов

Минералы	Токрауский массив		Кенькудукский массив					
	гранодиориты (6 проб)		граниты (13 проб)		то же, изме- ненные (7 проб)		порфиоровид- ные грани- ты (7 проб)	
			1	2				
	1*	2**	1	2	1	2		
Магнетит	100	9580	100	2880	100	790	100	2750
Циркон I	100	70	100	16	100	2	100	18
Апатит	100	135	100	13	100	2	100	<1
Ильменит	—	—	77	114	83	133	57	3
Сфен I	100	470	23	35	—	—	—	—
Ортит	—	—	54	12	17	1	100	13
Торит	—	—	31	2	—	—	14	6
Моноцит	—	—	100	11	67	1	43	Зн.
Ксенотим	—	—	8	14	—	—	—	—
Циркон II	—	—	23	<1	—	—	100	5
Сфен II	—	—	15	26	—	—	—	—
Бломстрандин	—	—	—	—	—	—	—	—
Давидит	—	—	—	—	—	—	—	—
Флюорит	—	—	69	2	33	2	100	8
Рутил	—	—	23	Зн.	67	9	43	Зн.
Анаказ	—	—	8	Зн.	50	<1	—	—
Гематит	—	—	—	—	—	—	—	—
Пирит/гетит	33/17	16/Зн.	77/62	< 1/58	67/33	723/63	86/43	Зн./33
Молибденит	17	Зн.	15	Зн.	67	14	57	Зн.
Халькопирит	17	Зн.	31	Зн.	67	416	86	Зн.
Борнит	—	—	—	—	17	2	14	Зн.
Галенит	—	—	8	Зн.	—	—	—	—
Сфалерит	—	—	8	Зн.	—	—	—	—
Барит	—	—	—	—	—	—	—	—
Гранат	—	—	15	105	67	31	57	12
Корунд	—	—	23	Зн.	—	—	—	—
Малахит	—	—	23	Зн.	50	14	71	Зн.
Выход акцессор- ных, %	1,03		0,32		0,18		0,30	

* Встречаемость, %.

** Содержание, g/t (такие же обозначения в последующих таблицах).

Видовой состав акцессорных минералов, а также их особенностей собственно идентичны для всех рассматриваемых гранитов. Лишь порфиоровидные граниты южного обрамления Кенькудукского интрузива обладают несколько иной и хорошо выдерживающейся ассоциацией минералов, поэтому в таблице они приведены отдельно.

Кенькудукские граниты характеризуются сложным составом акцессорий: наряду с минералами раннего поколения (магнетит, ильменит, сфен I, циркон, апатит) развиты

Коунрадского района

Жильные плагиограниты				Восточно-Коунрадский массив			Бектауатинский массив	
среднезернистые (2 пробы)		мелкозернистые (2 пробы)		граниты 1 фазы (5 проб)		дополн. интруз. (1 проба)	граниты 1 фазы (10 проб)	
1	2	1	2	1	2	2	1	2
100	1075	100	3575	100	4124	1385	100	5922
100	3	100	2	100	81	14	100	232
100	68	100	2	100	35	2	100	70
100	216	50	4	100	100	571	100	1952
100	3	50	Зн.	100	665	—	100	218
—	—	100	8	60	3	—	90	78
—	—	—	—	100	2	2	100	13
—	—	—	—	40	1	26	70	10
—	—	—	—	20	Зн.	Зн.	—	—
—	—	—	—	80	1	1	20	<1
—	—	—	—	20	2	—	70	7
—	—	—	—	40	Зн.	—	80	5
—	—	—	—	—	—	—	90	19
—	—	50	1	100	30	14	100	345
100	4	—	—	—	—	—	50	13
—	—	—	—	—	—	—	30	7
—	—	—	—	—	—	—	40	4
100/—	40/—	100/—	523/—	100/80	11/66	12/164	80/60	4/57
100	3	—	—	100	Зн.	Зн.	30	Зн.
100	382	100	385	—	—	—	—	—
100	101	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	20	Зн.	—	—	—
—	—	50	4	—	—	—	10	6
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
50	9	—	—	—	—	—	10	<1
0,20		0,47		0,52		0,20	0,90	

минералы более поздних, заключительных стадий формирования интрузий — ортит, монацит, флюорит, циркон II, торит, сфен II, гранат и другие, а также вторичные минералы — рутил, анатаз. Главенствующий минерал в ассоциации — ильменит. Акцессории встречаются в больших количественных вариациях, даже более ранние магматические минералы могут полностью исчезать.

Ильменитовый тип ассоциации акцессорных минералов и наличие минералов, выделявшихся в условиях повышенной концентрации летучих и рассеянных компонентов, говорят о неглубоком эрозионном срезе этой интрузии.

В гранитах, подвергшихся метасоматозу вблизи зон рудной минерализации, количественное содержание ряда акцессорных минералов резко понижается из-за растворения, а состав их несколько видоизменяется. В связи с распадом ильменита появляются рутил и анатаз, резко увеличивается содержание сульфидов. Присутствие в ряде проб граната и наиболее частая встречаемость этого минерала в измененных породах могут свидетельствовать о метасоматическом (но не контаминационном) генезисе.

Порфириовидные граниты, в отличие от других разновидностей пород, практически лишены минералов титана; не развился в них и монацит, характерными акцессорными минералами становятся ортит, бурый циркон II и флюорит.

Жильные плагиогранит-порфиры образуют свиту крупных даек северо-восточного простирания, рассекающих граниты и (при региональном распространении) далеко выходящих за пределы гранитного массива. Сложение пород даек неодинаково: варьирует в широких пределах — от среднезернистого, с довольно крупными порфириовыми выделениями плагиоклаза и биотита, до микрозернистого (эффузивного облика). Акцессорные минералы изучены в двух крайних разновидностях пород.

Характерной чертой плагиогранит-порфиров является наличие в составе акцессорий лишь магматических минералов раннего поколения — ильменита, сфена I, апатита, циркона, что вообще обычно для более ранних магматических фаз, бедных летучими компонентами. Распределение этих минералов в структурно различных типах пород неодинаково. Это, возможно, в какой-то мере обусловлено тем, что более мелкозернистая разновидность изменена больше.

Образование рутила (нигрина) вызвано распадом ильменита, по-видимому — в процессе рудной минерализации, наложенный характер которой не вызывает сомнения. Зерна и кристаллы сульфидов часто распределяются по трещинкам и пустоткам породы и достигают крупных размеров, тогда как другие акцессорные минералы, являющиеся частью породы, очень мелкие.

Лейкократовые граниты позднегерцинского комплекса слагают в исследованном районе два крупных массива — Восточно-Жоунрадский и Бектаута, ранее считавшихся выступами очень большого батолита, распространяющегося от оз. Балхаша на север. В дальнейшем многие исследователи доказали, что это самостоятельные обособленные гранитные интрузии.

Восточно-Коунрадский массив расположен в 20 км на северо-восток от г. Балхаша (площадь 120 км²), характеризуется сглаженным равнинным ландшафтом. Граниты, слагающие массив, по сравнению с останцами пород кровли занимают пониженные участки рельефа. Залегает массив среди пород среднего палеозоя и по времени образования относится к числу позднегерцинских (пермских), сложен крупнозернистыми и среднезернистыми лейкократовыми гранитами, являющимися фациальными разновидностями. Широко распространены также мелкозернистые граниты и аплитграниты дополнительной интрузии. Все разновидности относятся к наиболее кислым представителям гранитоидов типа аляскитовых и лейкократовых гранитов. С гранитами Восточного Коунрада генетически связываются молибден-вольфрамовые кварцево-грейзеновые месторождения, приуроченные к зонам эндоконтакта.

Акцессорные минералы гранитов Восточного Коунрада впервые изучал Г. Д. Зиновьев (1948). Согласно его данным, отличий в составе акцессорных минералов в крупно- и среднезернистых гранитах не наблюдается. В мелкозернистых гранитах отмечено преобладание ильменита, присутствие монацита и окрашенного циркона (бурого — II генерации). Было проанализировано пять проб крупно- и среднезернистых гранитов главной фазы и одна проба аплитовидных гранитов дополнительной интрузии. Состав и соотношения главных акцессорных минералов в различных разновидностях гранитов, по нашим исследованиям, почти идентичны приведенным Г. Д. Зиновьевым.

Характерная черта акцессорных минералов в крупно- и среднезернистых гранитах — двуминеральная ассоциация минералов титана — ильменита и сфена (при резком преобладании последнего). В аплитовидных гранитах дополнительной интрузии развит только ильменит и отсутствует ортит.

Из более поздних минералов сравнительно широко развит флюорит, спорадически встречаются ортит, бурый циркон II, торит, блонстрандин, ксенотим, но содержания этих минералов весьма небольшие — от нескольких зерен до нескольких десятков их на пробу. В среднезернистых гранитах в незначительных количествах встречается монацит, в мелкозернистых гранитах содержание его уже достигает заметных величин, причем апатит соответственно исчезает. Присутствие молибденита, по-видимому, характерно для гранитов Восточного Коунрада, так как молибден спектрально в них отмечается повсеместно в количествах 0,0001%, а на участках месторождений — до 0,005—0,01%.

Содержание акцессорных минералов наибольшее в крупнозернистых гранитах (0,63% от веса породы), меньшее — в среднезернистых (0,35%), еще меньше их в мелкозернистых гранитах дополнительной интрузии (0,20%).

Обращает внимание исключительно свежий вид минералов: темноцветных породообразующих, которые представлены биотитом и эпидотом в очень небольших количествах, а также акцессорных. Процессы позднего метасоматоза слабо проявлены лишь в среднезернистых гранитах и более заметно — в мелкозернистых. Выражаются они в хлоритизации отдельных зерен биотита, очень слабой лейкоксенизации ильменита, а также в лейкоксенизации и частичном растворении сфена и апатита. Только пирит, будучи устойчивым минералом в условиях поверхности, почти полностью превращен в гетит.

Бектауатинский массив, общей площадью около 200 км², находится в 70 км к северу от г. Балхаша. Рельеф массива, в противоположность Коунрадскому, резко положительный относительно окружающего мелкоопочноравнинного ландшафта. Вмещающие породы представлены вулканогенной толщей нижнего карбона. Возраст массива считается позднегерцинским (пермским), сложен он крупнозернистыми лейкократовыми гранитами с очень малым количеством биотита. В северной его части, в зоне эндоконтакта, крупнозернистые граниты сменяются среднезернистыми и затем переходят в мелкозернистые порфириовидные граниты. Краевая субфация отличается повышенным содержанием кварца и меньшим — биотита. Широко распространены мелкозернистые аплитовидные граниты дополнительной, более поздней фазы интрузии.

Характерной особенностью как крупно-, так и мелкозернистых гранитов является наличие в них пегматитовых образований, минерализованных ильменитом, флюоритом, топазом, ортитом, монацитом, блонстрандином и другими минералами. По данным Л. В. Комлева (1960), в гранитах Бектауата повышенное содержание тория. В пределах массива известны небольшие месторождения горного хрусталя и флюорита в пегматитах и кварцевых жилах и грейзеновые тела и жилы с молибденитом, в некоторых из них установлены тантало-ниобаты. Все это свидетельствует об отчетливо выраженной эманационной деятельности, обусловившей также специфические черты ассоциации акцессорных минералов.

Акцессорные минералы были изучены в крупнозернистых гранитах из различных пунктов и в среднезернистых

гранитах из эндоконтактов. Характерные особенности их следующие:

повышенное (примерно в два раза) количество и более крупные размеры зерен, чем обычно (исключая лишь апатит);

однотипность ассоциаций в различных частях массива; ильменитовый тип ассоциации и богатство видового состава, обусловленное наличием минералов, образующихся в пегматитово-пневматолитовую стадию деятельности интрузий.

В составе аксессуаров сконцентрированы, часто в ощутительных количествах, почти все редкие минералы, характерные для кислых интрузий Центрального Казахстана, но обычно ограниченные как в видовом, так и в количественном отношении в гранитах других интрузивов. Среди более поздних минералов широко развит флюорит, повышено содержание торита, почти во всех пробах отмечены монацит, блонстрандин и давидит, причем содержание последнего иногда достигает десятков граммов на тонну.

Грейзеновые процессы, столь характерные для многих пермских интрузий, в гранитах Бектаута проявлены сравнительно слабо. Более ранние магматические аксессуарные минералы, даже наиболее чувствительные к грейзенизирующим процессам, — апатит и сфен I — не несут заметных следов изменения, исключая отдельные пробы. Биотит также имеет исключительно свежий вид, и лишь редкие листочки его хлоритизированы. Характерные минералы для начальных стадий грейзенизирующих процессов — бурый циркон II и рутил (нигрин) — распространены слабо, в то время как пирогенный циркон I и ильменит, за счет которых они образуются, остаются практически неизменными. Небольшие грейзеновые тела известны лишь в приконтактных частях интрузива.

В средне- и мелкозернистых гранитах краевой субфации видовой состав аксессуарных минералов не изменяется, но количественные соотношения ряда минералов иные. В силу более проявленного метаморфизма уменьшается содержание апатита, магнетита и ильменита, почти полностью исчезают сфен I и ортит. В свою очередь, количество флюорита значительно увеличивается, развивается рутил (нигрин), появляются анатаз и пирит (последний нацело превращен в гетит).

В заключение отметим, что характерный для массива ортит отличается рядом своеобразных черт. Он выделен нами как особая разновидность этого минерала, наиболее типичная в гранитах Бектаута.

2. СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ПРИБАЛХАШЬЕ

Геология и петрография района описана в ряде работ (Александрова, 1956; Борсук, 1956; Бураков, 1962; Гокоев, 1949; Перекалина, 1960; Полквой, 1946). Более поздняя сводка по интрузиям выполнена А. Н. Нурлыбаевым (1963), которая и принята в качестве геолого-петрографической основы для наших исследований. В процессе полевых работ А. Н. Нурлыбаев, А. Г. Балгожина и В. К. Мониц при участии автора отобрали ряд проб из наиболее типичных разновидностей пород следующих комплексов: гранодиориты ниже- и среднекарбового возраста; нормальные и лейкократовые граниты среднегерцинского (верхнекарбового) комплекса, слагающие Кызылэспинский и Аксоран-Акжалский гранитные пояса; лейкократовые граниты позднегерцинского (пермского) комплекса, слагающие интрузивы Ортау и Акчатау (рис. 3).

Гранодиориты ниже- и среднекарбового возраста

В Северном Прибалхашье и соседних районах наряду с гранитами широко развиты интрузии гранодиоритового ряда, которые принадлежат к двум не вполне одновозрастным герцинским комплексам. Наиболее распространен балхашский комплекс тоналитов, гранодиоритов и плагиогранитов. Возраст его нижекарбовый (Мониц, 1959; Беспалов, 1960). Значительно менее развит средне- или верхнекарбовый комплекс гранодиоритов, выделенный в Шетском районе под наименованием топарского (Мониц, 1945; Бедров, 1959), а в Прибалхашье — саякского комплекса, который, возможно, несколько моложе топарского. На современном эрозионном срезе указанные интрузии представлены различными по величине разобщенными массивами, в сложении которых принимают участие породы, довольно широко варьирующие по составу. Исследованность отдельных массивов как в смысле петрографического расчленения слагающих их пород, так и взаимоотношения их с породами других комплексов далеко не одинакова.

Акцессорные минералы пород гранодиоритового ряда изучались в пределах Северного Прибалхашья: от станции Басага на западе до Саякского месторождения на востоке (табл. 2). Размещение главнейших из них показано на прилагаемых схемах (рис. 2, 3, 4). В эти схемы не попали лишь наиболее удаленные массивы — Алтуайт, расположенный к северу от месторождения Акчатау, и Саяк (район Саякского

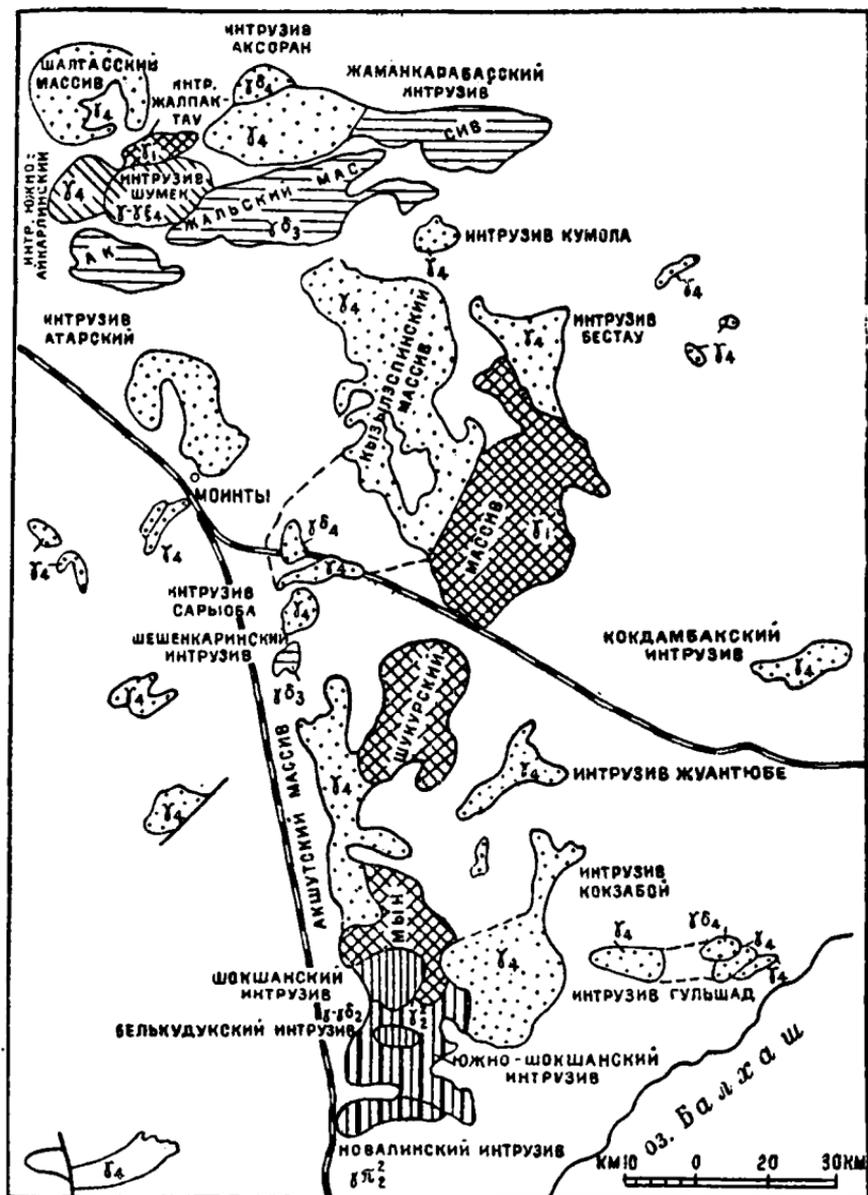


Рис. 3. Схема расположения главнейших интрузивов Северо-Западного Прибалхашья (по А. Н. Нурлыбаеву): 1 — гранитоиды среднегерцинского (позднекарбонového) интрузивного комплекса; 2 — первый среднегерцинский (среднекарбонový) комплекс субщелочных и щелочных интрузивов; 3 — гранодиориты раннегерцинского (нижнекарбонového) комплекса; 4 — граниты второго девонского комплекса; 5 — илагиограниты первого девонского комплекса; 6 — раннекаледонский комплекс катаклазироваанных и гнейсовидных гранитов.

Таблица 2

Акцессорные минералы гранодиоритов Северного Прибалхашья

Минералы	Нижнекарбонатный комплекс		Средне- и верхнекарбонатный комплекс	
	Массивы Акжал, Аксоран, Шешенкара, Борлы, без названия (на запад от Бектауата), Токрау (24 пробы)		Массивы Шетский Койтас, Жуанконур, Алтуайт, Акчагыл, Керегетас, Вирюк, Жуантюбе, Кокзабой, Кокдомбак, Саяк (27 проб)	
	1	2	1	2
Магнетит	100	9380	100	8790
Циркон I	100	33	100	32
Апатит	100	105	100	80
Ильменит	25	370	45	1570
Сфен I	88	345	78	460
Ортит	46	13	48	24
Турмалин	4	7	18	70
Флюорит	29	Зн.	44	< 1
Анастаз	4	< 1	—	—
Пирит/гетит	46/37	< 1/10	70/74	< 1/40
Молибденит	8	Зн.	15	Зн.
Халькопирит	12	Зн.	41	1
Галенит	4	Зн.	30	Зн.
Базовисмутит	—	—	4	2
Гранат	4	Зн.	4	Зн.
Корунд	12	Зн.	11	Зн.
Выход акцессорных, %	1,0		1,0	

месторождения). Состав и морфологические особенности акцессорных минералов из пород обоих комплексов весьма сходны, поэтому сделаны совместное описание этих минералов и выводы, какие возможны были на основании их изучения.

Наиболее характерной особенностью пород гранодиоритового ряда является ограниченное разнообразие акцессорных минералов, образующихся почти исключительно в основную фазу процессов кристаллизации расплава, — магнетита, сфена бурого I, ильменита, апатита, циркона I, ортита.

Магнетит присутствует не только в обособленных зернах, но и рассеян в виде мелких и тонких включений почти во всех минералах, слагающих породу, и особенно часто — в роговой обманке. Для него обычны более мелкие (до 0,3—0,5 мм) и в массе неправильной формы зерна по сравнению с ограненным магнетитом, встречаемым в более кислых гранитоидах. Изученные гранодиориты, помимо магнетита, содержат также большие количества роговой обманки и биотита; следовательно, первоначальный расплав был до-

статочно богат окислами железа и другими основаниями, а образование этих пород путем контаминации кислого расплава, если она имелась, не влияло на распределение магнетита, как это показала Е. Д. Семенова (1953) на примере Верх-Исетского интрузива, имеющего зональное строение.

Ильменит и сфен встречаются или совместно, или каждый из них может быть единственным титансодержащим минералом в породе. Количественно они резко подчинены магнетиту, и содержание их варьирует в широких пределах.

При тщательном сравнении морфологических особенностей ильменитов и сфенов из гранодиоритов, датируемых как нижне- и среднекарбоновые, никаких ощутимых отличий между ними не обнаружено. Не показывают этого и спектральные анализы. Сфен из гранодиоритов морфологически заметно отличается от сфена гранитов. Наиболее типичные черты первого — отсутствие огранки (ксеноморфиз) и пестрота окраски. Внешний облик ильменита в гранодиоритах ничем существенно не отличается от ильменитов из более кислых типов пород.

Ортит является достаточно характерным минералом для исследованных гранодиоритов, относится к первой разновидности и в небольших количествах содержится в большей половине проб, чаще всего встречается в западной части исследуемой площади, более богатой также и бурым сфеном I. В типичных гранодиоритах ортит — практически единственный акцессорный минерал, концентрирующий элементы редкоземельной группы, которые, по-видимому, уже в относительно ранние этапы магматической деятельности связывались в его составе.

Циркон в гранодиоритах встречается только в виде высокотемпературной магматической разновидности. Типичные черты циркона — значительное разнообразие форм огранения, светло-розовый цвет, повышенная прозрачность и блеск, что вполне ощутимо отличает его от цирконов из пород более кислого состава. Обычно в пробах из одного массива гранодиоритов среди более крупных кристаллов циркона резко преобладает какая-нибудь одна форма габитуса или очень мало отличающиеся друг от друга формы, но у единичных кристаллов можно встретить и иное ограничение. Наблюдалось (редко) и разнообразие кристаллов в пределах одного массива (Саяк, Акжал) или даже одной пробы.

Апатит в гранодиоритах содержится в повышенном количестве и является одним из обязательных акцессорных минералов. Встречается только высокотемпературная гене-

рация апатита, представленная мелкими воднопрозрачными призмочками. По форме огранения и другим физическим свойствам апатит из гранодиоритов существенно не отличается от апатита из других разновидностей пород; исключения составляют значительно чаще встречающиеся зерна с дымчатой окраской.

В гранодиоритах очень часто и иногда в значительных количествах содержится пирит, почти полностью превращенный в лимонит. В единичных пробах, в количестве нескольких знаков (редко десятков знаков) на пробу, отмечаются галенит, халькопирит и молибденит.

Особенностью состава акцессорных минералов в исследованных гранодиоритах, вне зависимости от расположения их по отношению к контактам и апикальным зонам, а также степени метаморфизма, является почти полное отсутствие пневматолитовых минералов, из которых лишь спорадически отмечается в ничтожно малых количествах флюорит. В нескольких пробах из Саякского массива обнаружен турмалин. Нехарактерны и преобразования минералов в процессе автометаморфизма, остающихся свежими даже при наличии сильно разложенных темноцветных роговой обманки и биотита. Этим они резко отличаются от акцессориев гранитов, где обычно хорошо выражена стадия кислотного выщелачивания.

Согласно литературным данным (Соболев, 1961; Елисева, 1957; Кривошукская, Туровский, 1956), состав акцессорных минералов гранодиоритов и более основных пород также обычно более простой по сравнению с кислыми породами. Следовательно, для гранодиоритов и пород, более основных, чем граниты, вне зависимости от принадлежности к различным петрографическим провинциям, довольно характерна ассоциация главных акцессорных минералов магматического этапа. Незначительные вариации обуславливаются лишь наличием или отсутствием немногих второстепенных минералов, содержание которых обычно выражается в исчезающе малых количествах (несколько знаков на пробу). Вполне возможно, что большинство этих минералов обязано своим происхождением наложенным процессам в связи с последующим гранитоидным магматизмом.

Видовой состав и морфологические особенности акцессорных минералов в прибалхашских гранодиоритах, а также распределение их по различным интрузивам приводят к выводу, что каких-либо существенных различий для отдельных массивов по этим показателям не наблюдается. Некоторые различия имеются лишь в частоте встречаемости

отдельных минералов и в их количественных взаимоотношениях. Такое единообразие состава и свойств акцессорных минералов является прежде всего следствием значительной петрографической близости изученных пород, а также в известной степени и генетической близости интрузий, хотя и не вполне одновременных, но связанных магматическим очагом, существовавшим на протяжении карбона. Более подробно акцессорные минералы гранодиоритов рассмотрены ранее (Гогель, Мониц, 1962).

Граниты среднегерцинского (верхнекарбонového) комплекса

Породы данного интрузивного комплекса широко распространены в исследуемом районе. Они слагают ряд разобщенных крупных и мелких интрузивов, чаще имеющих удлиненные формы, что обусловлено подчиненностью интрузий расколам околомеридионального и широтного направлений. Эти вытянутые зоны гранитных интрузий соответственно называются Кызылэспинским и Аксоран-Акжальским гранитными поясами. В Кызылэспинской зоне породы комплекса образуют следующие массивы: Кызылэспинский, Акшутский, Кокзайбойский, Жуантюбинский, Кумолинский, Гульшадский и ряд других. К Аксоран-Акжальскому поясу принадлежат крупные массивы: Шалтасский, Жаманкарабасский и Аксоранский (см. рис. 3). С последней интрузией связаны разнообразные месторождения полезных ископаемых. Особенно характерны контактово-метасоматические скарновые месторождения — железорудные и полиметаллические. В эндоконтактных зонах массивов часто наблюдаются гидротермально-измененные породы с прожилково-вкрапленным типом оруденения свинца и меди, с примесью молибдена, золота и некоторых других редких элементов*. В районе распространения интрузий широко развиты породы типа вторичных кварцитов, с которыми бывают связаны рудопроявления полиметаллов, бора, корунда и андалузита.

Акцессорные минералы в гранитах Кызылэспинского и Аксоран-Акжальского поясов описаны отдельно, так как они все же заметно отличаются по степени метаморфизма и составу, а также размещены в различных структурных зонах. Многие авторы некоторые массивы Аксоран-Акжальского пояса относят к более позднему (пермскому) возрасту.

* Есть основания считать, что это метаморфизованные месторождения атасуйского типа, частично регенерированные в контактах (Ред.).

Граниты Кызылэспинского пояса образуют ряд разобщенных интрузивов: Кызылэспинский, Акшутский, Жуантюбинский, Кокзабойский и другие. Породы, слагающие их, широко варьируют в структурном отношении, преобладающим типом структур являются неравномерно-среднезернистые. Петрографический состав изменяется от нормальных биотитовых гранитов до аляскистов. Граниты сильно переработаны послемагматическими процессами. Метасоматическое преобразование пород проявлено не только в приконтактных, но и в других частях интрузивов. Перекристаллизация полевых шпатов и образование по ним серицита и эпидота, частичное или полное замещение биотита хлоритом, серицитом, эпидотом, магнетитом и другими минералами, наконец — сульфидная минерализация свидетельствуют об относительно низкотемпературном, гидротермальном характере процессов. Особенно значительно по сравнению с другими изменены Кызылэспинский, Жуантюбинский и Кокзабойский массивы. Акцессорные минералы также претерпели весьма значительные преобразования, частично или полностью растворены и часто сильно изменены.

В большинстве проб, особенно из сильно измененных пород, в различных количествах присутствуют мелкие раскрошенные зерна или пленки, корочки и налеты на минералах из вещества аморфного вида, желтой и бурой окраски, часто пропитанного окислами железа. Эти продукты глубоко переработанных минералов не поддаются расшифровке. Валовое содержание акцессорных минералов резко уменьшается и часто выражается тысячными долями процента.

Акцессорные минералы изучались в биотитовых, лейкократовых и аляскитовых гранитах, обычно имеющих постепенные переходы и принадлежащих главной фазе интрузии, и в порфириовидных гранофировых и аплитовидных гранитах поздних фаз интрузии. Последние образуют пластовые залежи и дайки почти в каждом интрузиве, а также известны в виде обособленных небольших тел, например — Кумола и Сарыоба (табл. 3).

Выделенные по геологическим данным две фазы гранитов не отличаются по составу и характеру акцессорных минералов, исключая отдельные сателлиты. Для различных разновидностей гранитов в пределах фаз акцессорные минералы являются также общими.

Более ранние акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, бурым сфеном I, цирконом I, апатитом и ортитом. Морфологические особенности перечислен-

ных минералов не имеют каких-либо отклонений от обычных норм; все они в той или иной степени носят следы преобразований или растворения. Магнетит часто сильно мартитизирован, и количественное содержание его резко падает — иногда до 10—20 мг на пробу. Ильменит лейкоксенизирован, а сфен встречается в овальных полурастворенных зернах. Уцелевшие зерна апатита и циркона имеют признаки растворения. Ортит, за редким исключением, полностью превращен в продукты своего распада. В зависимости от степени изменения породы минералы количественно резко варьируют — до полного исчезновения некоторых из них. Необычно весьма низкое содержание минералов титана — ильменита и сфена даже в наименее метаморфизованных образцах гранитов, где они изменены лишь частично или вообще не изменены. Вторичные минералы титана — анатаз и рутил — также отмечаются лишь спорадически и в весьма малых количествах.

Ортит очень типичен для гранитов, представлен первой разновидностью, но отличается своеобразными чертами ограничения — это плоские, несколько удлиненные таблички со скошенными краями. Присутствует ортит почти повсеместно и исчезает лишь в наиболее метаморфизованных породах.

Магматический циркон имеет очень мелкие размеры, не превышающие 0,2 мм и, как исключение, 0,3 мм. Форма кристаллов его в подавляющем большинстве представлена сочетанием призмы (100) и дипирамиды (101).

Из минералов более позднего поколения широко развит флюорит. Характерными минералами для этих гранитов являются также бурый циркон II и торит, которые, по-видимому, образуют изоморфный ряд, причем различаются лишь крайние члены этого ряда, поэтому в таблице 3 наличие и количественное содержание их показано совместно (в одной графе). В большинстве случаев бурого циркона все же значительно больше, чем торита. Монацит встречается весьма редко и лишь в грейзенизированных гранитах (Кызылэспе, Кокзабой). Содержание этих минералов в наиболее измененных породах резко уменьшается, и они, так же как и пирогенные минералы, обнаруживают все признаки растворения.

В гранитах отмечается весьма слабая рассеянная сульфидная минерализация галенитом, халькопиритом, молибденитом. Содержание пирита значительно более высокое, но обычно он превращен в гетит.

Несколько особая ассоциация аксессуарных минералов обнаружена в гранитах, образующих мелкие тела близ круп-

Акцессорные минералы гранитов среднегерцинского комплекса Северо-Западного Прибалхашья

Минералы	Кызылэспинская зона								Аксоран-Акжалская зона										Массив Шокшан					
	граниты, I фаза* (25 проб)		граниты, II фаза (4 пробы)		шток Сарыоба, II фаза (2 пробы)		шток Кумола, II фаза (2 пробы)		массив Шалтас				массив Жаманкарабас						плаггиограниты (4 пробы)		альбититы (2 пробы)			
	1	2	1	2	1	2	1	2	граниты, I фаза, неизменен. (8 проб)		то же, гидротерм. изменен. (6 проб)		граниты, II фаза (3 пробы)		граниты, I фаза, неизменен. (3 пробы)		то же, альбитит-зир. (1 проба)	альбитит (1 проба)	1	2	1	2		
									1	2	1	2	1	2	1	2							1	2
Магнетит	100	1600	100	802	100	3200	100	2400	100	5200	100	2700	100	2150	100	6790	225	3	100	52	100	5		
Циркон I	100	12	75	2	100	70	100	9	100	20	100	18	100	<1	100	88	93	150	100	2	100	15		
Апатит	68	2	50	<1	100	33	100	9	100	15	100	5	100	<1	100	94	113	300	100	15	100	23		
Ильменит	36	132	100	18	50	1300	100	132	100	530	83	800	100	150	100	34	—	—	—	—	—	—		
Сфен I	76	14	75	Зн.	50	1275	—	—	100	510	83	72	67	1	100	1050	1000	1080	75	3	—	—		
Ортит	80	38	50	2	50	29	100	63	—	—	88	6	67	<1	100	5	<1	6	100	24	—	—		
Торит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	88	6	100	4	67	<1	100	3	—	—	—	—		
Циркон II	72	17	50	6	—	—	—	—	—	—	37	3	—	—	33	7	—	—	—	—	—	—		
Монацит	24	16	25	20	—	—	—	—	—	—	12	Зн.	67	50	33	2	—	—	25	5	50	Зн.		
Ксенотим	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	17	Зн.	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Сфен II	4	Зн.	—	—	—	—	100	29	37	<1	17	Зн.	—	—	33	Зн.	—	—	—	—	—	—		
Флюорит	80	37	75	16	100	17	100	23	50	7	17	<1	33	<1	100	1	—	—	25	Зн.	—	—		
Рутил	12	5	—	—	50	Зн.	—	—	12	Зн.	17	нЗ.	67	<1	—	—	—	—	75	45	100	870		
Анатаз	44	1	25	Зн.	—	—	—	—	25	2	100	17	67	<1	67	<1	<1	—	—	—	50	3		
Гематит	8	16	25	Зн.	50	Зн.	—	—	—	—	—	—	—	—	33	2	800	19	25	3	50	Зн.		
Шеелит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12	<1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Пирит/гетит	88/80	<1/19	75/100	<1/3	100/50	Зн/4	50/—	Зн/—	—/25	—/77	17/67	Зн/48	—/67	—/12	33/—	Зн/—	—/—	Зн/—	100/75	Зн/2	—/—	—/—		
Молибденит	4	Зн.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	25	2	—	—		
Халькопирит	16	<1	25	<1	50	Зн.	50	Зн.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	50	Зн.	—	—		
Галенит	12	<1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Барит	8	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Карбонат	8	<1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Гранат	20	<1	—	—	—	—	—	—	12	62	—	—	67	95	—	—	—	—	—	—	50	Зн.		
Корунд	8	Зн.	—	—	—	—	—	—	37	Зн.	—	—	—	—	—	—	—	—	25	Зн.	—	—		
Малахит	—	—	—	—	50	Зн.	—	—	12	Зн.	—	—	—	—	—	—	Зн.	—	50	Зн.	50	Зн.		
Выход акцессорных, %	0,19		0,12		0,46		0,30		0,63		0,36		0,24		0,81		0,22		0,16		0,02		0,10	

* Интрузивы Кызылэспе, Акшут, Жуантюбе и Кокзабой.

ного Кызылэспинского массива. На север и юго-запад от него находятся небольшие интрузивные тела — Кумола и Сарыоба, которые считаются сателлитами Кызылэспинского массива. Сложены они мелкозернистыми, резко порфировидными гранитами серого или серо-розового цвета. Акцессорные представлены магнетитом, ильменитом и бурым сфеном I в переменных количествах, апатитом, цирконом I, ортитом, пумпеллитом и флюоритом. В количестве нескольких знаков на пробу отмечены халькопирит и пирит. Ортит морфологически отличен от ортитов, встречаемых в гранитах, и принадлежит второй разновидности. Пумпеллит — единственная наша находка этого минерала. В гранитах Кумола сфен относится ко второй разновидности. Отсутствуют столь характерные для рассматриваемых гранитов бурый циркон II и торит. Породы, а также акцессорные минералы изменены значительно меньше. В центральной части штока Сарыоба развит сфен, сменяющийся ильменитом вблизи контакта.

Граниты Аксоран-Акжалского пояса. На геологических картах Северного Прибалхашья прослеживается четко выраженная широтная зона герцинских гранитоидных интрузий, протягивающаяся от ст. Басага на восток через участки свинцово-рудных месторождений Аксоран и Акжал. Геология и петрография интрузий этой зоны, выделяемых в литературе под названием Аксоран-Акжалского пояса, описаны в работах М. И. Александровой (1956), О. С. Полквой (1946), А. Г. Гокоева (1949), Б. К. Кораблева (1956), М. И. Буракова (1962), А. Н. Нурлыбаева (1963). Акцессорные минералы были изучены из гранитов массивов Шалтас и Жаманкарабас, являющихся наиболее молодыми. Они имеют возраст 310—330 миллионов лет, считаются среднегерцинскими, несколько более древними, чем пермские граниты акчатауского комплекса.

В Шалтасском массиве (с площадью выходов более 250 км²) опробованы такие разновидности:

крупно- и среднезернистые порфировидные биотитовые граниты, наиболее широко развитые и представляющие главную фазу интрузии;

те же граниты, в той или иной степени гидротермально-измененные и окварцованные в зонах разломов;

мелкозернистые аплитовидные граниты, слагающие дайки и штокообразные тела, развитые главным образом в эндоконтактных зонах массива и принадлежащие более поздней, дополнительной фазе интрузии.

В пределах обширного Жаманкарабасского массива (с площадью выходов более 200 км²) акцессорные минералы

изучались в крупнозернистых гранитах главной фазы и в альбитизированных гранитах и альбититах, залегающих среди гранитов в виде небольших залежей метасоматического происхождения (табл. 3).

В неизменных гранитах главной фазы интрузии ассоциации основных акцессорных минералов в массивах Шалтас и Жаманкарабас тождественны; одинаковы и морфологические особенности минералов в ассоциациях. Общими для обоих массивов являются магнетит, ильменит, сфен I, циркон I, апатит, ортит и торит. Магнетит заметно мартитизирован, даже в наиболее свежих образцах. Ильменит и сфен I, за редким исключением, встречаются совместно, но чаще один из них резко преобладает; лишь единичные зерна этих минералов несут следы лейкоксенизации. Ортит отмечается повсеместно, относится к первой разновидности и обычно изменен только по периферии зерен, но в некоторых образцах — полностью. Торит — характерный минерал, повсеместно находится в состоянии метамиктного распада. Заметны следы растворения также у циркона I и апатита.

В небольших количествах и лишь спорадически встречаются флюорит, бурый циркон II в «ромбододекаэдрической» огранке, рутил, анатаз, сфен II, монацит, шеелит, пирит, почти полностью превращенный в гетит.

Парагенезис акцессорных минералов, в которых участвуют, хотя и в небольших количествах, более поздние и вторичные минералы, а также следы слабого преобразования ранних (магматических) свидетельствуют о послемагматическом преобразовании гранитов, более резко проявленном в зонах окварцевания Шалтасского массива и в зонах альбитизации Жаманкарабасского массива.

В шалтасских гранитах окварцованных зон, прослеживающихся в центральной части интрузива и по северному контакту его и представляющих, по-видимому, залеченные разломы, а также в приконтактных частях акцессорные минералы претерпевали заметное изменение с образованием некоторых новых постериорных минералов.

Магнетит значительно мартитизирован и часто почти полностью превращен в мартит. Ильменит и сфен заметно лейкоксенизированы; в процессе их разложения образовался анатаз, часто в значительных количествах. Циркон I, апатит, ортит, торит несут явные следы растворения и обычно резко уменьшаются количеством. В более сильно измененных гранитах ортита уже нет. Вновь образованный монацит, представленный исключительно ксеноморфными зернами, часто тесно сростается с биотитом и рудными ми-

нералами и уже сильно разложен. В образцах с повышенным содержанием монацита количество апатита становится ничтожным. Валовое содержание акцессорных минералов понижается почти в два раза по сравнению с количеством их в неизменных или слабоизмененных гранитах. При гидротермальном изменении гранитов характерные минералы грейзенового процесса (нигрин, блонстрандин, давидит, топаз, флюорит) не развивались.

Акцессорные минералы альбитизированных гранитов и альбититов Жаманкарабасского интрузива изучены в небольшом количестве проб, исследованы также шлифы, представляющие ряд образцов этих же пород.

В процессе альбитизации гранитов акцессорные минералы претерпевали значительные преобразования. Содержание магнетита в альбитизированных гранитах резко уменьшается, а в альбититах он почти полностью отсутствует. Согласно химическим анализам, содержание окислов железа в альбитите также резко падает (Кораблев, 1956). Сохранившийся магнетит частично или полностью превращен в мартит и кристаллическую разность гематита — железную слюдку. Последняя образовывалась и по биотиту, тесно ассоциируя с его разложенными остатками. По экспериментальным данным, образование гематита по магнетиту начинается при температуре 360—370°. Следовательно, процесс альбитизации, можно полагать, протекал при сравнительно высоких температурах и большой подвижности соединений железа.

Магматический сфен, не уменьшаясь количественно, претерпевал перекристаллизацию, которая внешне выразилась в потере типичной бурой окраски и в образовании новых кристаллических форм, значительно меньших по размерам (см. рис. 20).

Ильменит в альбитизированных гранитах и альбититах отсутствует, к тому же содержание его весьма невелико и в неизменных гранитах, поэтому нет уверенности, что он полностью растворился в процессе альбитизации. Циркон I не претерпел существенных преобразований и носит лишь следы разъедания и разрушения. Содержание циркона в измененных гранитах даже увеличивается, но морфологические особенности его не показывают различий, которые бы говорили о существовании двух генераций.

Количество апатита в альбитизированных гранитах и альбититах увеличивается. Наряду с обычным для гранитов высокотемпературным апатитом в них присутствуют зерна второй генерации этого минерала от матовых до молочно-белых, часто с неправильными формами ограничения и в мас-

се более крупных по размерам. По наблюдениям в шлифах, зерна подобного апатита приурочены к пустоткам и трещинам в породе и образуются путем перекристаллизации магматического апатита, что, по-видимому, происходило одновременно с новообразованием его, о чем свидетельствует значительное увеличение количества этого минерала в альбититах.

В процессе альбитизации ортит, торит, флюорит и анатаз растворялись, а в альбититах они отсутствуют. Анатаз в альбитизированном граните мутен, с тусклым блеском, и грани кристаллов часто корродированы.

В альбитите появляется вторичный ортит в виде мелких удлинённых тонких пластиночек, образующих пучки и розетки, чаще всего на зернах альбита, реже — эпидота или кварца. Весовое содержание аксессуарных минералов в процессе альбитизации резко сокращается. Для сравнения приведены ассоциации аксессуарных минералов альбитизированных плагиогранитов и альбититов, принимающих участие в сложении Шокшанского массива, предположительно девонского возраста (Нурлыбаев, 1963), расположенного к югу от Аксоран-Акжальского пояса (табл. 3).

Содержание магнетита в плагиогранитах резко уменьшалось, и в альбититах этот минерал почти полностью отсутствует; уцелевшие его остатки почти нацело превращены в мартит и кристаллический гематит (слюдка). Ильменита и сфена в альбититах нет, в альбитизированных плагиогранитах обнаружены лишь ничтожные количества сфена, зерна которого полурасстворены или превращены в лейкоксен. Содержание циркона I и апатита небольшое; апатит встречается в мелких бесформенных полурасстворенных зернах, наряду с которыми присутствуют более крупные зерна молочно-белого цвета, подобные апатиту жаманкарабасских альбититов. Ортит, отмечаемый в заметных количествах в плагиогранитах, в альбититах растворен полностью. Новообразованным является буро-желтый рутил, зерна которого достигают 1 мм и более. Постоянная тесная ассоциация рутила с разложённым биотитом и мусковитом может свидетельствовать об образовании этого минерала в процессе распада биотита и превращении его в мусковит. Плагиограниты очень слабо минерализованы пиритом, молибденитом, галенитом, халькопиритом (малахитом); в альбититах нет сульфидной минерализации.

Общее содержание аксессуарных минералов в шокшанских альбитизированных плагиогранитах и альбититах еще меньше, чем в аналогичных породах Жаманкарабасского интрузива. При сравнении ассоциаций аксессуарных минера-

лов, а также количеств их в жаманкарабасских и шокшанских альбититах выявляется, что процесс альбитизации шокшанских плагиогранитов протекал при более высоких температурах, чем в жаманкарабасских гранитах. Это привело к значительно бóльшему растворению магматических акцессорных минералов и образованию высокотемпературных минералов — мусковита, рутила. В обоих рассмотренных случаях альбитизация не сопровождалась образованием редкоэлементных минералов.

В мелкозернистых аплитовидных гранитах дополнительной интрузии и главной фазы (интрузив Шалтас) ассоциации акцессорных минералов почти тождественны. Морфологические свойства минералов также одинаковы, если не учитывать более мелких размеров зерен в аплитовидных гранитах. Некоторое различие вносит лишь резкое преобладание в аплитовидных гранитах ильменита над сфеном. По сравнению с крупными более мелкие залежи обогащены торитом, монацитом, бурым цирконом II. Аплитовидные граниты несут слабые следы грейзенизации, выражающейся в мусковитизации биотита и в наличии небольших количеств измененного ильменита с образованием рутила и анатаза.

Количественное содержание акцессорных минералов в аплитовидных гранитах по сравнению с гранитами главной фазы незначительное. Подобное явление неслучайно, так как и при исследовании других интрузивов такое соотношение нередко сохраняется. Это возможно объяснить или быстрым застыванием магмы в малых камерах и слабой ее раскристаллизацией, или мелкими размерами зерен минералов, в том числе и акцессорных, которые могут при дроблении оставаться в кусочках породы и с ними удаляться при промывке проб.

В единичных образцах гранитов обеих фаз интрузии из приконтактной зоны интрузива Шалтас обнаруживается гранат, образование которого в данном случае возможно объяснить следствием ассимиляции пород кровли, о чем свидетельствует наличие небольших ксенолитов, рассеянных в гранитах. Более подробное описание акцессорных минералов массивов Шалтас и Жаманкарабас приведено ранее (Гогель, 1960).

Граниты позднегерцинского (пермского) комплекса

В качестве примера наиболее молодых (пермских) интрузий взяты граниты массивов Ортау и Акчатау, расположенных в непосредственной близости от описанного района.

Массив позднегерцинских гранитов, слагающих горы Ортау, расположен в 210 км к югу от г. Караганды. По петрографическим признакам граниты подразделяются на две разновидности: среднезернистые лейкократовые граниты, слагающие собственно весь массив, и мелкозернистые лейкократовые граниты (аплит-граниты), встречающиеся на небольших площадях в различных частях массива. Геология этого массива описана в работе А. В. Авдеева и Б. С. Зейлика (1962), а петрографический состав гранитов Ортау — в работе В. К. Монича и др. (1948).

Акцессорные минералы изучались в основном в среднезернистых гранитах из различных частей массива и только в одном образце мелкозернистых аплитовидных гранитов (табл. 4). Для гранитов Ортау характерен резко выраженный ильменитовый тип ассоциации акцессорных минералов, включающей ряд редкоэлементных и более поздних минералов — монацит, ксенотим, торит, рутил (нигрин), флюорит и др. Указанная ассоциация хорошо выдерживается независимо от расположения проб относительно контактовых зон или центральных частей массива, а минералы, входящие в ассоциацию, характеризуются большим постоянством морфологических и физических свойств. Граниты Ортау испытали на значительной площади высокотемпературное метасоматическое преобразование типа грейзенизации, о чем свидетельствуют следующие факты: мартитизация магнетита, растворение апатита (часто до полного исчезновения его в породе), развитие повышенных количеств флюорита, разложение ильменита с образованием по нему рутила (нигрин) и анатаза, а также образование монацита, ксенотима, бурого циркона II и др., наличие мусковита (иногда в количествах, превышающих количество биотита). Все это может говорить об отчетливо выраженной эманационной деятельности (более резко проявленной, как известно, в апикальных зонах) и, следовательно, о сравнительно неглубоком эрозионном срезе интрузива.

Акчатауский массив, расположенный в 220 км к юго-востоку от г. Караганды, по представлениям Г. Н. Щербы (1948), является сложным. Он образован тремя последовательно сменяющимися фазами интрузии — крупнозернистых, среднезернистых и мелкозернистых гранитов. Интрузив пронизан множеством высокотемпературных кварцевовольфрамово-молибденовых жил и сильно грейзенизирован. Изучение протоколов из гранитов, по данным Г. Н. Щербы, показало наличие следующих акцессорных минералов: в крупнозернистых гранитах — апатита (редко), циркона, рутила, монацита, флюорита, вольфрамита, пирита; в средне-

**Акцессорные минералы позднегерцинских гранитов Ортау и Акчатау
(Северо-Западное Прибалкашье)**

Минералы	Ортау					Акчатау*		
	главная фаза, центральная часть (5 проб)		то же, эндо-контакты (9 проб)		дополнительная интрузия (1 проба)	главная фаза* (3 пробы)		дополнительная интрузия (1 проба)
	1	2	1	2		1	2	
Магнетит	100	2340	100	2170	3995	100	1—5000	3430
Циркон I	100	29	100	26	21	100	4—80	80
Апатит	100	5	33	1	21	67	1—6	12
Ильменит	100	718	100	544	1010	100	4—138**	3**
Сфен I	20	<1	—	—	—	—	—	—
Торит	60	9	78	4	1	100	1	Зн.
Монацит	100	51	100	33	94	100	8—72	13
Ксенотим	20	31	22	2	—	—	—	57
Циркон II	80	4	100	10	—	100	1	—
Бломстрандин	20	<1	11	<1	87	—	—	—
Сфен II	40	8	—	—	—	—	—	—
Турмалин	—	—	11	15	—	67	5	13
Флюорит	100	51	100	141	5	100	137	600
Рутил	60	41	67	103	—	100	38	286
Анатаз	60	<1	90	1	—	67	Зн.	<1
Флюоцерит	—	—	11	1	—	—	—	—
Гематит	—	—	—	—	—	67	44	—
Пирит/гетит	40/60	<1/4	67/44	<1/14	<<1	100/100	1/107	86/3
Молибденит	20	<1	11	<1	—	33	Зн.	43
Халькопирит	20	<1	—	—	—	—	—	—
Галенит	—	—	11	<<1	—	—	—	—
Сфалерит	20	<<1	—	—	—	—	—	—
Базовисмутит	—	—	—	—	—	33	1	—
Гранат	—	—	11	64	—	—	—	Зн.
Малахит	20	Зн.	11	Зн.	—	—	—	—
Выход акцессорных, %	0,36		0,31		0,5	0,04—0,57		0,5

* Главной фазой автор считает интрузию I, а интрузию II фазы — «дополнительной». (Ред.).

** Лейкоксен по ильмениту.

зернистых гранитах — апатита, рутила-брукита, топаза, флюорита, пирита, молибденита, базовисмутита, циркона. Мелкозернистые граниты не анализированы.

Из главного Акчатауского массива нами было изучено всего четыре пробы: одна — из крупнозернистых, две — из среднезернистых и одна — из мелкозернистых гранитов

(табл. 4). Состав главных акцессорных минералов остается сходным у всех анализируемых разновидностей. Вариации отмечаются лишь у минералов, спорадически встречаемых в небольших количествах: вольфрамита, молибденита, ксенотима, базовисмутита, топаза и граната. Но содержание всех минералов резко колеблется, что обусловлено неравномерно проявленной интенсивностью послемагматических процессов.

В гранитах Акчатау полностью отсутствуют магматические минералы титана — ильменит и сфен, столь характерные и главенствующие среди акцессорных минералов во многих других пермских интрузивах. О первоначальном наличии ильменита свидетельствует отмечаемый во всех разновидностях гранитов лейкоксен, образованный по ильмениту, иногда сохраняющий его кристаллографические формы, и обильно развитый рутил-нигрин. О большой интенсивности послемагматических высокотемпературных процессов, приведших к такому глубокому преобразованию первоначального состава акцессорных минералов, могут свидетельствовать также почти полное растворение апатита, резко повышенные содержания флюорита и пирита (гетита), наличие монацита, ксенотима, турмалина и других генетически сходных минералов.

Сравнение парагенезисов акцессорных минералов гранитов Ортау и Акчатау позволяет установить их тождественность, а также определенную общность послемагматических процессов, обусловивших эти парагенезисы. Более подробное описание акцессорных минералов гранитов Ортау и Акчатау приведено ранее (Гогель, 1960).

3. БАЙНАЗАРСКАЯ КОЛЬЦЕВАЯ СИСТЕМА

В Шетском районе Карагандинской области на небольшой площади, представляющей овал с поперечными размерами 28 и 18 км, работами Г. И. Бедрова выявлена оригинальная система многократных интрузий и близких к ним по времени эффузивов. К этой небольшой площади приурочены почти все типы интрузивных магматических пород среднего и верхнего палеозоя, известных в более обширном районе. Небольшие массивы располагаются прерывистой цепочкой, кольцеобразно по внешнему краю овала, а эффузивные породы карбонового возраста развиты главным образом внутри его (рис. 4)*. Геология и петрография этой

* По мнению других исследователей, кольцевое строение придается локализацией интрузий вдоль разломов северо-западного и северо-восточного направлений. (Ред.).

сложной кольцевой системы магматических пород описаны в статье В. К. Монича, Г. И. Бедрова, А. Г. Балгожиной (1960). Она принята как основа для нашего исследования.

На указанной площади известны рудопроявления и месторождения цветных и редких металлов. Пункты полиметаллической минерализации размещены среди различных пород, входящих в состав палеозойских толщ, но наиболее часто они встречаются в синклиналильных зонах, сложенных породами верхнего девона и нижнего карбона. Более распространены кварцевожильные, менее — баритовожильные, скарновые и гидротермально-метасоматические месторождения свинца, меди и цинка. Самыми крупными из них являются полиметаллические месторождения Кеньшоки и Батыстау. Редкометалльная минерализация наиболее часто проявлена в связи с кварцевыми жилами, залегающими как среди интрузивных пород, так и за их пределами в прожилково-вкрапленных рудных штокверках в экзоконтакте гранитного интрузива (Батыстау). Значительно реже редкометалльная минерализация связана с пегматитами и грейзенами. Эту группу месторождений ряд исследователей (Щерба, 1960 и др.) считают генетически связанной с интрузиями гранитов пермского (акчатауского) комплекса. Рудная минерализация наиболее часто представлена вольфрамитом, реже — молибденитом, висмутовым блеском, шеелитом.

Акцессорные минералы изучены в пробах из типовых разновидностей пород, отобранных А. Г. Балгожиной и В. К. Моничем при участии автора (табл. 5).

Гранодиориты среднекарбового (топорского) комплекса слагают два крупных массива: Шетский Койтас в северной части участка и Жуанконур в южной. Комплекс имеет многофазное строение. Возраст массива Шетский Койтас определен на основании интрузивного контакта с отложениями нижнего карбона, возраст массива Жуанконур установлен менее точно в пределах верхнего девона — среднего карбона. Петрографический состав массива Шетский Койтас более кислый, и гранодиориты часто переходят в биотитовые адамеллиты. Краткая характеристика этих пород была приведена ранее, совместно с комплексом карбовых гранодиоритов Прибалхашья.

Характер ассоциаций акцессорных минералов гранодиоритов и количественные соотношения их неидентичны. Так, в гранодиоритах Шетского Койтаса исключительно развит сфен I, а ильменит отсутствует, много апатита и очень незначительное содержание циркона I. Во всех пробах, хотя и в очень небольших количествах, присутствует ортит I. По акцессорным минералам, а главное — по морфологическим

Акцессорные минералы интрузивных пород

Минералы	Гранодиориты					Граниты среднегерцинские				
	Жуанконур (2 пробы)		Шетский Койтас (5 проб)			из ксенолитов (6 проб)		главная фаза (6 проб)		дополн. интрузия (1пр)
	1	2	1	2	2	1	2*	1	2	
Магнетит	100	12600	100	10485	6300	100	4485	100	3545	1450
Циркон I	100	72	100	9	3	100	22	100	22	1
Апатит	100	30	100	162	<1	100	15	100	50	3
Ильменит	100	62	25	4	165	109	246	100	233	163
Сфен I	100	180	100	1290	5	100	24	100	11	<1
Ортит	—	—	100	9	7	50	2	50	3	Зн.
Торит	—	—	—	—	<1	83	3	50	<1	—
Монацит	—	—	—	—	—	50	23	100	20	13
Ксенотим	—	—	—	—	—	—	—	17	Зн.	3
Циркон II	—	—	—	—	—	50	3	—	—	<1
Бломстрандин	—	—	—	—	4	66	<1	66	<1	—
Сфен II	—	—	—	—	6	33	2	50	2	—
Турмалин	100	60	—	—	—	—	—	—	—	—
Флюорит	50	Зн.	75	1	—	83	6	50	2	—
Рутил	—	—	—	—	—	17	Зн.	50	<1	Зн.
Анатаз	—	—	—	—	—	—	—	33	<1	—
Шеелит	—	—	—	—	—	17	14	—	—	—
Гематит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Пирит/гетит	100/100	<1/8	100/100	<1/30	<1/7	66/83	Зн./13	17/50	<1/14	—
Молибденит	50	Зн.	25	Зн.	<1	17	Зн.	17	<1	—
Халькопирит, лимонит	100/100	2/Зн.	50/100	Зн/1	2/<1	—	—	—	—	—
Галенит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Базовисмутит	—	—	25	2	—	—	—	—	—	—
Медь	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Золото	—	—	—	—	—	17	1 Зн.	—	—	—
Гранат	—	—	—	—	—	17	Зн.	—	—	—
Корунд	50	Зн.	—	—	—	—	—	17	Зн.	—
Малахит	—	—	—	—	Зн.	—	—	—	—	—
Выход акцессорных, %	1,35		1,34			0,65		0,35		0,17

* Проба грейзенизированного гранодиорита из контакта.

Байназарской кольцевой системы

Граниты позднегерцинские				Дайки			Субщелочная интрузия			
				сферолитов. порфиры (2 пробы)		граносиенит-порфиры (1 проба)	интрузивная фация (8 проб)		эффузивно-туфовая фация (3 пробы)	
главная фаза (10 проб)		дополнит. интрузия (2 пробы)		1	2		1	2	1	2
1	2	1	2	1	2	2	1	2	1	2
100	2180	100	1468	100	278	2250	100	7920	100	8805
100	19	100	7	100	3	5	100	11	100	4
100	19	100	10	100	2	9	100	84	100	36
100	729	100	414	50	16	—	83	23	33	3
80	8	100	Зн.	100	Зн.	294	100	141	66	51
50	35	50	13	50	8	9	—	—	33	Зн.
50	1	100	<1	—	—	—	—	—	—	—
80	55	100	15	—	—	—	—	—	—	—
40	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
30	<1	50	1	—	—	—	—	—	—	—
60	4	100	2	—	—	—	—	—	—	—
50	33	100	5	—	—	30	17	14	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
80	21	100	3	—	—	2	50	<1	100	1
30	23	50	Зн.	—	—	—	34	1	33	<1
50	<1	—	—	100	26	—	17	Зн.	—	—
10	4	—	—	—	—	—	17	Зн.	—	—
20	17	—	—	—	—	3	—	—	—	—
90/80	6/432	100/50	1/1	—/100	—/5	<1/3	66/83	Зн./13	100/100	8/8
30	1	—	—	—	—	—	27	Зн.	33	2
—/30	—/ <1	—/100	—/1	—	—	—	17/—	<1	—	—
20	Зн.	—	—	—	—	Зн.	17	Зн.	—	—
10	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	17	<1	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	17	Зн.	—	—
0,34		0,20		0,06—0,006		0,26	0,82		0,90	

свойствам некоторых из них, например сфена, эти гранитоиды сходны с гранитами среднегерцинского (калдырминского) комплекса. Сходство усугубляется еще и тем, что гранодиориты в эндоконтактной зоне интрузива претерпели метасоматоз типа грейзенизации, обусловившей изменение акцессорной ассоциации. Сфен сменяется ильменитом, появляются торит, блонстрандин, сфен II и ортит II. Все это совершенно не свойственно типичным представителям пород гранодиоритовых комплексов.

В гранодиоритах Жуанконура наряду со сфеном I присутствует и ильменит, содержание апатита уменьшается, хорошо развит циркон I, отмечается турмалин. Наблюдаются различия и в соотношении темноцветных породообразующих минералов. В породах Шетского Койтаса биотит резко преобладает над обычной роговой обманкой; оба минерала почти не затронуты процессами разложения. В породах Жуанконура биотит и роговая обманка находятся примерно в равных количествах и сильно изменены, развиваются хлорит и эпидот.

Общим для исследованных пород является исключительное развитие магнетита и наличие слабой сульфидной минерализации, преимущественно халькопирита. Отметим также присутствие весьма характерной черной (под микроскопом бурой) роговой обманки, резко отличной от обычной зеленой, встреченной при наших исследованиях только в этих гранодиоритах и более обильно развитой в субщелочных породах кольцевой интрузии.

От более поздних герцинских гранитов данный комплекс пород отличает повышенное содержание титана, который концентрируется в обильном сфене I (возможно, и в биотите), а также почти полное отсутствие акцессорных минералов, образующихся в позднемагматические стадии формирования интрузивных пород.

Крупнозернистые лейкократовые граниты из ксенолитов. Данные породы довольно широко распространены в Байназарской кольцевой системе, но встречаются лишь в виде ксенолитов различного размера, в том числе и в форме крупных блоков, включенных как в туфы байназарской эффузивной свиты, так и в субщелочные интрузивные породы, слагающие Байназарскую кольцевую интрузию. Возраст гранитов первоначально определяли в пределах нижнего карбона, но, учитывая близкое сходство петрографического состава и акцессорных минералов гранитов ксенолитов с близрасположенными среднегерцинскими гранитами (Аршалы, Кызылджал, Крыкбай), стали допускать, что ксенолиты принадлежат той же среднегерцин-

ской интрузии биотитовых и лейкократовых гранитов (калдырминский комплекс), которая обнажается в отдельных пунктах Байназарской кольцевой системы.

Акцессорные минералы данных гранитов изучались на различных участках исследуемого района. Установлено, что ассоциация их достаточно хорошо выдерживается во всех анализированных пробах. Главную роль в ассоциации играют минералы магматической стадии — магнетит, ильменит, сфен I, циркон I, апатит. По сравнению с гранитами, слагающими обособленные интрузии, в данных гранитах содержание сфена I в общем повышено и вполне отчетливо проявляется двуминеральная ассоциация титансодержащих минералов — ильменита и сфена I, хотя и при резко подчиненном значении последнего. Ортит развит слабо и принадлежит двум разновидностям, как и в герцинских гранитах. В гранитах из ксенолитов встречаются также более поздние минералы — монацит, бурый циркон II, торит, флюорит, пирит (гетит), вторичный сфен II, шеелит, блонстрандин и некоторые другие. При сравнении этих минералов с акцессорными минералами герцинских гранитов в ассоциациях и степени распространенности обнаруживается много общих черт.

Крупнозернистые граниты из ксенолитов носят явные следы переработки, но, по-видимому, более низкотемпературной, чем грейзенизация, о чем свидетельствуют образования хлорита и эпидота по биотиту, распад ильменита без образования рутила и анатаза, слабое растворение сфена, апатита, циркона; магнетит не затронут мартитизацией.

Граниты средне- и позднего герцинского возраста слагают сравнительно небольшие обособленные массивы, расположенные по внешнему краю овала, в отдельных его пунктах. Гипсометрический уровень этих интрузивов различен, а потому в современном эрозионном срезе они или обнажены на площадях, достигающих 20 км² (Аршалы, Кызылджал, Узунбулак, Батыстау), или обнажаются лишь в апикальных выступках (Байназар, Северный Бешоко), или вообще не выходят на поверхность и обнаруживаются лишь в разведочных выработках (Байназар, Южный Джаур). В силу этого породы имеют различную структуру — от мелко- до крупнозернистой с преобладанием неравномерно-среднезернистого типа.

В строении комплекса принимают участие нормальные биотитовые граниты (Аршалы, Кызылджал, Крыкбай), которые по геологическим и петрографическим предпосылкам считаются относительно более ранними (калдырминский комплекс), и лейкократовые биотитовые граниты и аляски-

ты (Байназар, Батыстау, Узунбулак, Бесшоко, Тюетас)—относительно более поздние (акчатауский комплекс). По петрографическим и металлогеническим особенностям комплекс хорошо выделяется среди других интрузивных пород района.

Для герцинских интрузий гранитов характерна ассоциация как первичных, так и более поздних акцессорных минералов, резко отличная от ассоциации в гранодиоритах и субщелочных породах кольцевой зоны. Для первичных (магматических) минералов обязательными являются резко преобладающий (не считая магнетита) ильменит, затем апатит, циркон I и бурый сфен I; ортит развит слабо и обычен лишь для гранитов Узунбулака. Весьма типично для пород комплекса наличие минералов, образующихся в ранние послемагматические стадии минерализации,— монацита, блонстрандина, торита, светлого сфена II, флюорита, ксенотима и некоторых других. Часто присутствуют и такие постериорные минералы, как рутил, анатаз, образование которых вызвано наложенными метасоматическими процессами типа грейзенизации. Спорадически отмечаются некоторые сульфиды — пирит, молибденит, галенит, а также шеелит, базовисмутит, образование которых связано с последними стадиями деятельности интрузии.

Состав акцессорных минералов является общим для всего рассматриваемого комплекса гранитов, и подразделение интрузий, разобщенных во времени (средне- и позднегерцинские), по этому признаку не представляется возможным. Различия намечаются лишь в количественных соотношениях минералов, особенно минералов высокотемпературного метасоматоза. Но это можно объяснить более кислым составом позднегерцинских гранитов и более резко проявленным метасоматозом в них по сравнению с этими признаками у среднегерцинских.

В заключение отметим, что для пород комплекса весьма характерно наличие монацита в составе акцессорий, количество которого достигает 100 г/т и более. Обращают внимание также разнообразные кристаллические формы этого минерала, всегда устойчивые в пределах одного интрузива. В данном случае можно предполагать, что образование монацита шло в раннюю послемагматическую стадию, так как он присутствует в породах вне зависимости от степени их грейзенизации и наличия минералов грейзенового комплекса.

Субщелочные интрузии позднегерцинского (байназарского) комплекса. В исследованном районе широко развиты небольшие трещинного типа

интрузии субщелочного состава, принадлежащие наиболее молодому байназарскому комплексу, по возрасту близкому к акчатаускому, но резко отличающемся по составу. Они прорывают некоторые позднегерцинские граниты, а также связанные с ними редкометалльные кварцевые жилы. По мнению одних исследователей, эти интрузии формировались в трещинах кольцевой зоны, связанной с погружением центрального блока (Монич и др., 1960), другие считают, что в данном районе имеется сопряжение линейных зон трещинных интрузий северо-восточного и северо-западного простирания (Щерба, 1960). Породы представлены двумя фациальными типами: эффузивами и туфами трахидацитового состава и гипабиссальными интрузиями среднекислого состава. Для обеих разновидностей пород очень характерны субщелочной характер и парагенезис калишпата, роговой обманки и биотита в присутствии кварца.

Акцессорные минералы изучены как в породах с полнокристаллической структурой, так и в эффузивно-туфовой фации. Главных акцессорных минералов мало, и принадлежат они к магматическим — это магнетит, ильменит и сфен I, апатит и циркон I. Магнетит исключительно развит, содержание остальных акцессорных минералов весьма небольшое и очень часто выражается десятками знаков или несколькими знаками на пробу. Магнетит в этих породах весьма своеобразен по скелетной форме огранения, в массе очень мелкий и, помимо обособленных зерен, рассеян в виде субмикроскопических включений во всех минералах породы — и главных, и акцессорных. Среди остальных магматических минералов наиболее развиты апатит, затем — сфен I и ильменит, встречающиеся в переменных количествах или (что редко) полностью отсутствующие, и циркон I. Ранние послемагматические минералы практически отсутствуют. Несколько чаще отмечается флюорит. Постериорные минералы — рутил, анатаз, некоторые сульфиды и шеелит — встречаются в породах комплекса спорадически и также в весьма незначительных количествах.

Своеобразной, присущей лишь породам данного комплекса, является ассоциация темноцветных породообразующих минералов, в число которых входят, кроме биотита и обыкновенной роговой обманки, черная роговая обманка, моноклинный пироксен, эпидот и гиперстен (в эффузивно-туфовой фации). Во всех анализированных образцах особенно характерна черная роговая обманка, присутствующая в переменных, но всегда в подчиненных количествах другим темноцветным породообразующим минералам. Она представлена идиоморфными призматическими кристаллами с

прекрасно выраженной спайностью по призме (110), в тонких пластинках просвечивает красновато-бурым цветом. Показатели преломления по $N_g = 1,684 \pm 0,002$ и по $N_p = 1,674 \pm 0,002$, угол угасания равен 10° , плеохроизм резкий — от более бурого по N_g до светло-бурого по N_p , схема абсорбции прямая. По спайности часто развивается вторичное вещество, похожее на лейкоксен, а вообще эта разновидность роговой обманки имеет исключительно свежий вид на фоне измененных других темноцветных минералов.

Породы комплекса в той или иной степени претерпели преобразование гидротермального типа, особенно затронувшее полнокристаллические разности. Об этом свидетельствуют превращение биотита в хлорит, изменение (осветление) обыкновенной роговой обманки, образование эпидота. Акцессорные минералы также носят черты распада или растворения. Так, ильменит и сфен I гранулированы, поверхность их граней шероховатая, зерна имеют как бы оплавленный вид, по трещинкам развиваются вторичные продукты. Кристаллы циркона трещиноваты, разбедены с поверхности, со следами метамиктного преобразования. Заметно проявленные черты гидротермального процесса в породах байназарского интрузивного комплекса являются следствием образования их в момент затухания гидротермальной деятельности более ранней акчатауской интрузии (Щерба, 1960).

В исследованном районе широко развиты дайки от кислого до основного состава, которые также относятся к байназарскому комплексу. Они образуют дугообразную протяженную зону субмеридионального направления. В районе Байназарского рудного узла установлено, что дайки секут границы акчатауской интрузии и связанное с ними оруденение и, в свою очередь, сами прорываются интрузией сиенит-порфиоров кольцевой зоны.

Акцессорные минералы изучены лишь в трех пробах, две из них принадлежат сферолитовым порфирам и одна — граносиенит-порфирам.

Сферолитовые порфиры, судя по значительной степени растворения и разложения акцессорных минералов, исключительно низкому содержанию их в породе, наличию мусковитизированного биотита, серицита и эпидота, сильно изменены. О первоначальном составе акцессорных минералов свидетельствует наличие в менее измененном образце магнетита, зачастую превращенного в лимонит, ильменита с образованием по нему гематита и анатаза, единичных зерен бурого сфена, полурастворенных апатита и циркона, зерен ортита, полностью преобразованного в продукты его

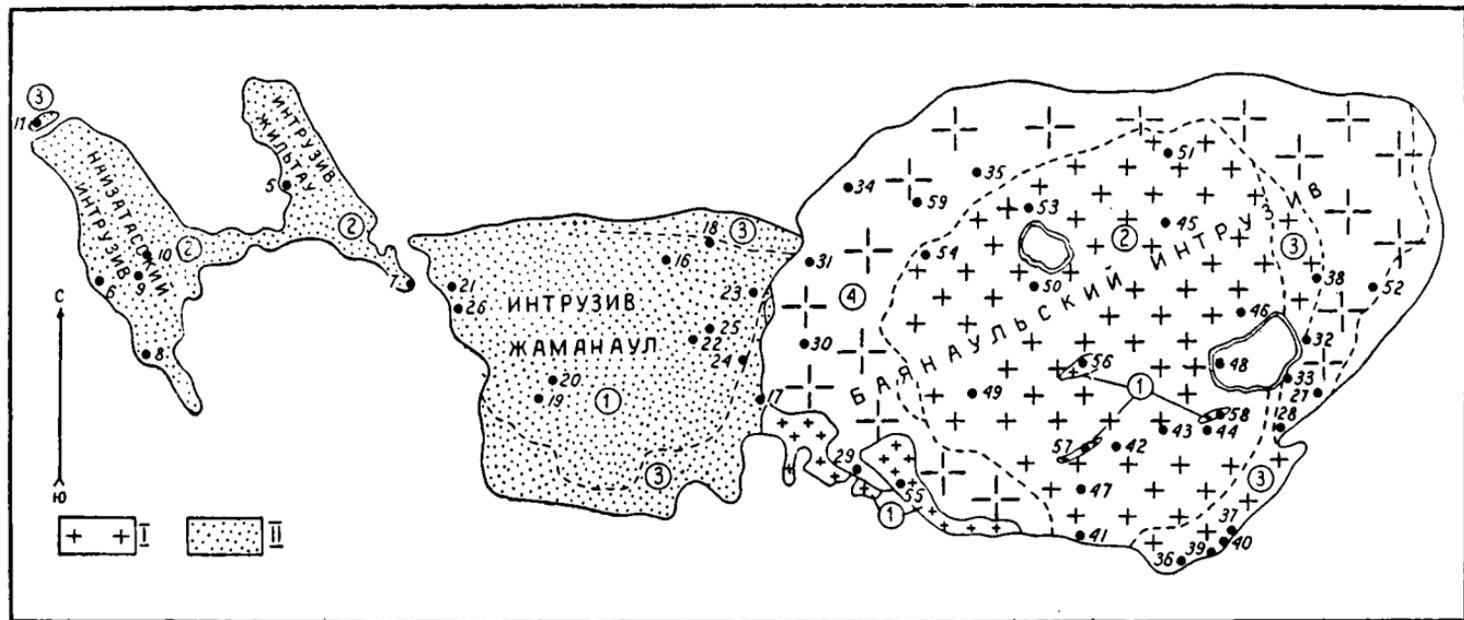


Рис. 5. Схема расположения интрузий в Баянаульской зоне (по В. К. Моницу): I — позднегерцинский комплекс лейкократовых и аляскитовых гранитов: 1 — мелкозернистые аплит-граниты, 2 — среднезернистые лейкократовые биотитовые граниты, 3 — вторичные аляскиты, 4 — крупнозернистые первичные аляскиты кольцевой интрузии; II — среднегерцинский комплекс граносиенитов: 1 — биотитовые граниты, 2 — граносиениты, кварцевые сиениты, 3 — сиенодиориты, сиеногранодиориты, адамеллиты краевой ассимиляции.

распада, и пирита, превращенного в гетит. В еще более измененной породе некоторые из указанных минералов (ильменит, ортит) уже не содержатся. Породы богаты анатазом — постериорным минералом, образующимся за счет разложения ильменита или сфена; следовательно, первоначальное содержание их было большим.

Граносиенит-порфиры претерпели значительно меньшее преобразование также гидротермального типа, так как биотит частично хлоритизирован или превращен в хлорит, в породе много эпидота. Акцессорные минералы представлены большим количеством сфена I лишь с чертами разъедания, апатитом, цирконом I и ортитом. Отмечено наличие более позднего сфена II и флюорита.

Весьма характерно полное отсутствие минералов редких элементов, почти повсеместно обнаруженных в гранитах герцинских интрузий, которые вмещают дайки.

4. БАЯНАУЛ-ЭДРЕЙСКИЙ РАЙОН

Интрузии Баянаул-Эдрейского района являются примером верхнепалеозойских гранитных интрузий, расположенных за пределами герцинского Джунгаро-Балхашского прогиба, в основном в области более древних каледонских структур, т. е. в геологической обстановке, значительно отличающейся от Прибалхашья. Имеются некоторые отличия и в металлогенических особенностях интрузий — меньшее развитие редкометальной минерализации и грейзенообразования.

Баянаульская зона герцинских интрузий

Баянаульская зона герцинских интрузий расположена в северо-восточной части Центрального Казахстана, в 250 км на северо-восток от г. Караганды.

Геология и петрография этого сложно построенного массива весьма подробно освещена в монографии В. К. Монича (1957), которая и послужила основой для нашего исследования. В этой работе дана и первая характеристика акцессорных минералов различных гранитоидов массива. Материалы по акцессорным минералам опубликованы также в двух статьях В. К. Монича и автора (1951, 1959). При выполнении настоящей работы был дополнительно изучен ряд проб, проведены новые химические и рентгеноспектральные анализы, список минералов дополнен и уточнен.

Массив состоит из нескольких относительно самостоятельных и неодновременных интрузивов. Наиболее ранним

является Найзатасский массив граносиенитового состава. На восток от Найзатасского массива обнажается Жаманкульский гранитный массив. Он отделен от Найзатасского небольшой перемычкой вмещающих пород шириной менее 1 км. По возрасту они близки. Далее на восток к Жаманкульскому массиву непосредственно примыкает наиболее крупный Баянаульский массив. Он отделяется от Жаманкульского лишь узкой полосой метаморфизованных вмещающих пород и гибридных образований. Баянаульский массив наиболее молодой в зоне, представляет собой довольно сложную систему самостоятельных интрузий, образованных в различные фазы позднегерцинской магматической деятельности (рис. 5).

Массивы окружены широкой зоной роговиков, распространяющихся в отдельных участках до 2 км от контактов и отличающихся сложным и многообразным составом вследствие большого разнообразия исходных пород.

Найзатасский массив состоит из двух удлинённых в северо-западном направлении тел, соединённых очень узкой горловиной широтного направления. Севернее оба тела разделены крупным прогибом кровли. Общая площадь этих тел 56 км². Рельеф слабopоложительный, с отдельными резко выступающими скалистыми вершинами в южной части и нерезко выраженный, отрицательный в северной.

Найзатасский интрузив — наиболее ранний в серии интрузий Баянаульского массива. В небольших сателлитах, расположенных севернее, встречаются амфиболово-пироксеновые монцониты, но главная часть массива сложена лейкократовыми биотитовыми и биотитово-пироксеновыми граносиенитами. Более поздними являются небольшие дополнительные интрузии гранит-аплитов. Во внутреннем контакте, около золоторудных кварцевых жил, граносиениты превращены в березитоподобные кварцево-слюдистые породы с пиритом.

Пространственно и генетически с Найзатасским интрузивом связаны месторождения золота, представленные кварцевыми жилами, залегающими в области контакта как в гранитоидах, так и во вмещающих породах. В экзоконтакте и к югу от массива, в нескольких километрах, известны магнитные аномалии, вызванные железорудными проявлениями скарного типа.

Граносиениты основной интрузии, расположенные в центральной части массива и не претерпевшие каких-либо заметных изменений, характеризуются типично выраженным сфеновым типом ассоциации аксессуарных минералов с резко подчинёнными сфену ильменитом, апатитом, цирко-

Таблица 6

Акцессорные минералы массивов Найзатас и Жаманаул

Минералы	Найзатасский массив					Жаманаульский массив					
	сателлит (1 проба)	главная фаза			допол. интрузии (1 проба)	контраминированные породы (3 пробы)		главная фаза			
		краевые зоны (4 пробы)		центр. зона (1 проба)				неизменные породы (5 проб)		измененные породы (3 пробы)	
		1	2								
2	1	2	2	2	1	2	1	2	1	2	
Магнетит	9470	100	2630	13935	1090	100	10580	100	9130	100	11010
Циркон I	—	100	64	80	6	100	86	100	56	100	14
Апатит	170	100	212	440	1	100	160	100	42	100	180
Ильменит	—	100	393	62	11	33	108	100	46	100	430
Сфен I	—	50	240	3330	15	100	1390	100	2170	100	80
Ортит	—	50	60	—	Зн.	—	—	100	4	67	6
Торит	—	25	Зн.	3	<1	—	—	80	2	—	—
Монацит	—	25	6	—	—	—	—	—	—	33	22
Ксенотим	—	25	3	—	—	—	—	—	—	33	Зн.
Циркон II	—	—	—	—	2	—	—	20	<1	33	Зн.
Бломстрандин	—	—	—	—	Зн.	—	—	—	—	33	9
Давидит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	33	22
Касситерит	—	25	Зн.	—	—	—	—	—	—	—	—
Флюорит	2	100	3	6	1	67	2	100	5	100	230
Рутил	—	50	29	—	—	67	<1	40	<1	100	350
Анастаз	Зн.	100	51	2	39	33	Зн.	80	<1	100	2
Шеелит	Зн.	25	Зн.	—	Зн.	67	Зн.	40	Зн.	—	—
Гематит	—	50	45	—	—	—	—	—	—	—	—
Пирит/гетит	Зн./—	75/100	<1/14	—/17	Зн./1	33/100	Зн./5	60/100	Зн./7	33/100	2,265
Халькопирит/лимонит	—	25/—	Зн./—	—	—	—	—	—	—	33/33	18/454
Кальцит	—	—	—	—	—	—	—	60	Зн.	—	—
Базовисмутит	—	25	Зн.	—	—	—	—	20	Зн.	—	—
Гранат	Зн.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Корунд	—	—	—	Зн.	—	—	—	40	Зн.	—	—
Малахит	—	25	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	20	Зн.	33	18
Выход акцессорных, %	1,00	0,36		1,80	0,12	1,23		1,15		1,29	

ном I. В весьма незначительных количествах отмечаются флюорит, торит и анатаз (табл. 6).

В краевых частях массива сфен исчезает и вместо него развивается ильменит, появляются в заметных количествах анатаз или рутил, иногда — монацит и ксенотим. В условиях гидротермального разложения пород ильменит (возможно, и сфен) превращался в анатаз. Обильный рутил обнаружен лишь в пегматоидном граносиените из эндоконтакта — в ассоциации с монацитом и ксенотимом.

Дополнительные интрузии гранит-аплитов, залегающие среди граносиенитов, также заметно гидротермально переработаны. Значительная часть ильменита разложена до состояния лейкоксена, развивается анатаз. В ничтожных количествах содержится блонстрандин, циркон II и шеелит. Анатаз в найзатасских граносиенитах по форме кристаллов и окраске подразделяется на две разновидности: обычный остродипирамидальный, разнообразно окрашенный и тонкопластинчатый оранжевый, с хорошо развитой штриховкой на гранях.

Сателлитовые отщепления интрузии, сложенные монцонитами (г. Чокоман), имеют резко отличный состав акцессорных минералов.

В них полностью отсутствуют минералы титана, а акцессорные представлены лишь магнетитом и апатитом. Анатаз, флюорит, шеелит отмечаются в количествах нескольких зерен на пробу.

Характерной чертой ассоциации акцессорных минералов найзатасских граносиенитов (по сравнению с более поздними в комплексе — Жамананульской и особенно Баянанульской интрузиями) является почти полное отсутствие таких редкоэлементных минералов, как монацит, циркон II, блонстрандин, давидит и некоторые другие.

Ж а м а н а у л ь с к и й м а с с и в о бнажается в виде скалистой гряды, расчлененной многочисленными долинами. Общая площадь выходов около 110 км². Петрографически Жамананульский и Найзатасский массивы имеют между собой большое сходство по наличию близких петрографических типов, но все же это не вполне одновременные интрузии, и Найзатасская, по-видимому, уже оформилась и затвердела ко времени вторжения Жамананульской.

Главная фация массива сложена среднезернистыми порфировидными биотитовыми гранитами, переходящими в лейкократовые биотитовые граниты и аляскиты. Для нее характерно наличие краевой ассимиляции, восточная часть массива окружена полукольцом гранодиоритовых пород, которые образовались в результате магматического пропи-

тывания и перекристаллизации вмещающих порфиров. На востоке массив пересекается вместе с залегающими в нем дайками собственно Баянаульским интрузивом лейкократовых гранитов и аляскитов. Процессы грейзенизации в породах Жаманаульского массива выражены слабо. Металлогения проявлена в виде железорудных контактово-метасоматических месторождений, расположенных в южном и западном экзоконтактах.

Для Жаманаульских гранитов, так же как и для найзатаских, характерен сфеновый тип ассоциации акцессорных минералов, с резко подчиненными сфену ильменитом, цирконом I и апатитом. Почти повсеместно отмечаются в небольших количествах ортит, флюорит, торит и спорадически в ничтожных количествах — анатаз, рутил. Вообще ассоциация акцессорных минералов обычна для нормальных известково-щелочных гранитов (см. табл. 6).

В грейзенизированных гранитах, вблизи кварцевых прожилок, содержание сфена резко уменьшается, сохранившиеся зерна несут явные черты распада. Значительно развиты рутил (главным образом сагенитового типа), флюорит и пирит (гетит). В гранитах, в непосредственной близости от кварцевых прожилок, в заметных количествах развивается халькопирит, также в большей части уже превращенный в лимонит и малахит.

В порфировидных гранитах, в западном эндоконтакте, ассоциация акцессорных минералов изменяется, характеризуется уже ильменитовым типом и становится подобной ассоциации в гранитах и вторичных аляскитах Баянаульского массива. Помимо обычных ильменита, циркона I, апатита и флюорита, появляются рутил (нигрин), монацит, блонстрандин и давидит.

Контаминированные породы, значительно более основного состава, чем граниты, богаты роговой обманкой и характеризуются простой, также сфеновой ассоциацией акцессорных минералов с цирконом I и апатитом.

Баянаульский интрузив — наиболее крупный, слагающий восточную часть сложного массива. В плане имеет овальную форму, общая площадь около 400 км². Выходы гранитов резко выделяются в рельефе, образуя горные группы и скалистые гряды с абсолютными отметками, достигающими более 100 м.

По В. К. Моничу (1957), интрузив имеет концентрически зональное строение. Примерно половина его площади сложена крупнозернистыми микропертитовыми аляскитовыми гранитами первой фазы интрузии. По своему происхождению эти аляскиты являются «первичными» магматически-

ми породами, образованными при относительно высокой температуре кристаллизации гранитной магмы, бедной кальцием. Они составляют подковообразное тело с концами, направленными к югу. Среди крупнозернистых аляскинтов, т. е. внутри «подковы», но несколько выступая на юг во вмещающие породы, располагается куполовидный интрузив лейкократовых и биотитовых гранитов второй фазы площадью около 200 км². Вдоль его южного выступа, на протяжении полосы длиной 12 км и шириной 2—3 км, граниты второй фазы метасоматическим и путем преобразования во «вторичные» розовые среднезернистые аляскитовые граниты (без биотита и плагиоклаза), названные аксанскими аляскинтами. По направлению внутрь интрузива они постепенно переходят в лейкократовые биотитовые граниты с уже заметным содержанием плагиоклаза. В силу своего положения в интрузиве аляскинты представляют верхнюю и краевую части интрузии биотитовых гранитов второй фазы.

Ряд петрографических особенностей аляскинтов второй фазы, например, замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом (антипертитизация), замещение биотита мусковитом, а ильменита нигрином и гематитом, развитие флюорита, циркона II, и другие особенности состава указывают на значительное проявление в них послемагматических процессов высокотемпературной переработки и гистерогенного разложения минералов лейкократовых гранитов с превращением последних в аляскитовые граниты. Замечательной особенностью вторичных аляскинтов является их сильная грейзенизация. Почти на всем протяжении своего контакта с вмещающими породами аляскитовые граниты заметно грейзенизированы и включают множество плитообразных и линзообразных тел кварцевых, слюдястых и топазовых грейзенов, образованных за их счет вне какой-либо связи с кварцевыми жилами.

Лейкократовые биотитовые граниты, составляющие главную массу интрузии второй фазы, во внутренней и наиболее глубинной части интрузива обогащаются биотитом, приобретают крупнозернистое порфиroidное строение и переходят в порфиroidные биотитовые граниты. Среди последних вскрыты два поля (общей площадью до 100 км²) шпировых гранитов, содержащих небольшие глубоко переработанные шпирсы — ксенолиты диоритовидных и гранодиоритовых пород. Эти же породы имеются здесь и в более крупных ксенолитах площадью по несколько квадратных километров.

Во всех породах Баянаульского интрузива и особенно вблизи контактов между разными фазами интрузии зале-

Акцессорные минералы гранитов

Минералы	Аляскитовые граниты, I фаза				Биотитовые граниты,			
	центральная часть (6 проб)		приконтак- товые зоны (3 пробы)		северная часть (6 проб)		центральная часть (3 пробы)	
	1	2	1	2	1	2	1	2
Магнетит	100	5350	100	4715	100	6795	100	7350
Циркон I	100	75	100	11	100	120	100	63
Апатит	100	29	100	2	100	72	100	5
Ильменит	100	706	100	462	100	146	100	936
Сфен I	100	1006	67	Зн.	100	1833	100	685
Ортит	67	130	100	18	67	22	33	10
Торит	67	2	—	—	100	2	100	4
Монацит	—	—	33	<1	17	5	—	—
Циркон II	17	2	67	7	67	1	—	—
Бломстрандин	17	Зн.	100	3	17	<1	—	—
Давидит	—	—	33	2	17	Зн.	—	—
Касситерит	17	Зн.	—	—	17	Зн.	—	—
Флюорит	100	155	100	101	100	11	100	9
Топаз	17	Зн.	—	—	—	—	—	—
Рутил	83	1	100	5	33	Зн.	—	—
Анатаз	67	<1	—	—	83	<1	33	<1
Флюоцерит	—	—	—	—	17	Зн.	—	—
Шеелит	17	Зн.	33	Зн.	50	Зн.	—	—
Цирит/гетит	50/83	Зн./4	33/100	Зн./1	67/83	<1/50	33/—	Зн./—
Базовисмутит	—	—	—	—	17	Зн.	—	—
Гранат	—	—	—	—	17	Зн.	—	—
Корунд	—	—	—	—	17	Зн.	—	—
Малахит	17	Зн.	—	—	—	—	—	—
Выход акцессор- ных, %	0,77		0,50		0,91		0,91	

гают небольшие пластообразные и линзообразные залежи порфиридных или мелкозернистых гранит-аплитов. Встречаются также многочисленные дайки аплитов и жилы пегматитов. Все эти породы пересечены дайками гранит-порфира и диоритового порфирита, а также разнообразными кварцевыми жилами.

В генетической связи с Баянаульским интрузивом известен ряд небольших месторождений и рудопроявлений. На юго-западе и севере, непосредственно в экзоконтакте, известны небольшие железорудные месторождения и рудопроявления скарного типа. Часто они содержат халькопирит с сопутствующими ему окисными минералами меди и поэтому классифицируются уже как скарные медно-железорудные (например, месторождение Темиртас). На юго-востоке интрузива, в эндоконтакте, известна группа

Баянаульского массива

II фаза		Вторичные аляскиты по биотитовым гранитам (3 пробы)		Грейзены (южный контакт) (3 пробы)	Гранит-апли-ты, III фаза (4 пробы)	
Южная прикон-тактовая зона (4 пробы)		1	2		2	1
100	2918	100	1144	Единич. знаки	100	1980
100	22	100	48	Редкие знаки	100	11
100	5	100	<1	—	100	2
100	881	100	703	Знаки лейкоксена	100	166
75	33	33	Зн.	—	75	5
25	3	—	—	—	25	<1
100	3	—	—	—	75	4
100	22	100	20	Редкие знаки	25	3
25	4	67	28	Единич. знаки	100	22
50	9	33	9	—	25	Зн.
25	4	100	17	Единич. знаки	100	<1
—	—	100	20	—	—	—
100	4	—	—	Единич. знаки	100	18
—	—	—67	2	Очень много	—	—
—	—	67	109	Много	50	40
50	Зн.	33	Зн.	—	25	Зн.
—	—	—	—	—	25	10
75	Зн.	67	Зн.	—	50	Зн.
25/25	Зн./12	67/—	Зн./—	Единич. знаки	50/75	Зн./7
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	50	3
—	—	—	—	—	—	—
50	<1	—	—	—	—	—
0,40		0,23		Не определено	0,22	

грейзеновых тел с мусковитом, топазом и флюоритом. Рудная минерализация представлена пиритом, молибденитом, бериллом, шеелитом, монацитом, гематитом, давидитом, золотом. Это обычные месторождения молибденита грейзенового типа. На севере в экзоконтакте имеются небольшие золото-меднорудные жильные месторождения. На востоке, также в экзоконтактовой зоне, известно несколько рудопроявлений барита с полиметаллами и медью жильного типа.

Акцессорные минералы изучены во всех указанных разновидностях гранитов (табл. 7).

В первичных аляскитовых гранитах ассоциация акцессорных минералов достаточно выдержана и относится к сфеново-ильменитовому типу с ортитом, цирконом I

и подчиненным ему апатитом. Хорошо развит флюорит, в небольших количествах отмечается торит.

В южной приконтактовой зоне аляскитовые граниты характеризуются чертами высокотемпературной кислотной переработки, и ассоциация акцессорных минералов видоизменяется. Практически полностью исчезает сфен I. Главенствующий минерал — ильменит — в значительной степени разложен, по нему развиваются лейкоксен и кристаллы рутила (нигрина). Появляются циркон II, блонстрандин и давидит.

Высокотемпературный метасоматоз в первичных аляскитовых гранитах, по-видимому, проявлен в незначительной степени и в центральных частях интрузии, о чем свидетельствует повсеместное развитие флюорита, наличие в небольших количествах сильно разложенных зерен ильменита, ничтожно малых количеств рутила и анатаза, часто заметна лейкоксенизация сфена. У южного пологопадающего контакта интрузива этот процесс резко усиливается. Следует отметить, что по направлению от южного контакта к северному соотношение ильменита и сфена изменяется в сторону увеличения последнего, что, вероятно, связано с увеличением содержания кальция в магме в северной части массива, вследствие чего в аляскитах появляется свободный плагиоклаз.

В биотитовых гранитах намечаются определенные закономерности в изменении парагенезиса акцессорных минералов в различных зонах интрузива, равно как и в первичных аляскитовых гранитах. В южной части интрузива биотитовые граниты имеют ильменитовую ассоциацию (без сфена или с незначительным его содержанием) с цирконом I, монацитом, апатитом, флюоритом, торитом и блонстрандином. Общее содержание акцессорных минералов еще относительно невелико, почти такое же, как в аляскитовых гранитах периферической части. В срединной части интрузива заметную роль начинает играть сфен, постепенно сменяющий ильменит в качестве преобладающего акцессорного минерала, несколько увеличивается роль апатита, монацит отсутствует, торит остается примерно в тех же количествах. Общее содержание акцессорных минералов увеличивается. В северной части интрузива среди титановых минералов господствует сфен. Ассоциация акцессорных минералов сфеновая с ильменитом, цирконом I, апатитом, ортитом, флюоритом и торитом. Монацит также отсутствует. Общее содержание акцессорных минералов сильно возрастает.

Изменение ассоциации титановых и кальциевых минералов происходит одновременно с зональным изменением

состава главных породообразующих минералов. Так, в породах интрузива с юга на север появляется свободный плагиоклаз, основность его увеличивается, как и железистость биотита, а также возрастает общее содержание темноцветных минералов в породе и уменьшается общая щелочность гранитов.

По сравнению с аляскистыми гранитами внешнего кольца в биотитовых гранитах значительно более развит торит, который присутствует повсеместно. Содержание флюорита резко понижено, также значительно меньше развит ортит, который отмечается лишь в северной части интрузива.

Ассоциация аксессуарных минералов вторичных аляскитов (аксанских) южной части интрузива может быть отнесена к типу ассоциаций, обогащенных титановыми минералами — ильменитом и рутилом — нигрином (за исключением сфена, обычно преобладающего над ильменитом в более внутренних частях интрузива). Неустойчивость сфена в аляскитах обусловлена особенностями их химического состава — недостатком кальция при высокой активности щелочей, особенно калия, влиявшего на подвижность железа, что характерно для краевых зон интрузива.

Развитие в аляскитах топаза, флюорита, нигрина, монацита и давидита свидетельствует о заметной высокотемпературной пневматолитово-гидротермальной переработке гранитов краевой зоны. Наличие этих же минералов в грейзенах, образованных за счет аляскитов, указывает, что данное преобразование гранитов связано в основном с процессом грейзенизации и является как бы выражением «рассеянной» субрегиональной грейзенизации гранитов.

Сочетания аксессуарных минералов в различных типах грейзенов видоизменяются, причем наблюдается дальнейшее увеличение содержания нигрина, полностью замещившего ильменит, и усиленное развитие таких метасоматических минералов грейзенового комплекса, как топаз. На аксессуарных минералах гранита грейзенизация отразилась раньше и заметнее, чем на главных породообразующих минералах. Ильменит при грейзенизации оказался неустойчивым и превратился в черный рутил типа нигрина, апатит сменился монацитом, в качестве спутников развивались топаз, флюорит, давидит, пирит, мусковит. Концентрация некоторых минералов зависит от степени грейзенизации и во много раз повышается в грейзенах по сравнению с содержанием подобных минералов в гранитах. Концентрация титана обусловлена главным образом инертностью двуокиси титана в процессах высокотемпературного метасоматоза.

Таким образом, своеобразная, богатая титаном ассоциация акцессорных минералов в аляскитах формировалась в результате послемагматического высокотемпературного разложения магнетитово-ильменитовой ассоциации, обычной для аляскитовых гранитов Баянаульского и других гранитных интрузивов Казахстана, и по своему происхождению и времени образования является характерной пневматолитово-гидротермальной грейзеновой ассоциацией. ореолы распространения подобных изменений легко выявить даже при относительно малодетальных шлиховых исследованиях и использовать в качестве поискового критерия. Более подробно акцессорные минералы вторичных аляскитов и грейзенов рассмотрены ранее (Монич, Гогель, 1951).

Гранит-аплиты и жильные породы интрузива. В дополнительных малых интрузиях гранит-аплитов и в жильных породах аплитово-пегматитового ряда, залегающих в различных разновидностях гранитов интрузива, акцессорные минералы изучены лишь в единичных пробах.

Дополнительные интрузии гранит-аплитов характеризуются ильменитовым типом ассоциации акцессорных минералов, включающей послемагматические пневматолитово-гидротермальные минералы — такие, как циркон II, нигрин, флюорит, давидит, шеелит, пирит и флюоцерит.

Гранит-аплиты и жильные породы аплитово-пегматитового ряда не вмещают грейзеновых тел, подобно аксанским аляскитам, но слабая грейзенизация этих пород достаточно четко улавливается и по микроскопическим особенностям и по акцессорным минералам. Это можно объяснить тем, что образование жильных пород первого этапа и дополнительных гранит-аплитовых интрузий по времени очень близко совпадает с периодом интенсивного отделения грейзенизирующих растворов, как это установлено некоторыми авторами (Жоптев-Дворников, 1955), или общей измененностью всех разновидностей пород Баянаульского интрузива, расположенных у южного пологого контакта кровли.

Позднегерцинские граниты, массивы Кувский, Эдрей, Дегелен

Кувский гранитный массив расположен в нескольких километрах к северу от районного центра Егендыбулак Карагандинской области. В плане он имеет овальную форму с большой осью около 18 км и меньшей — 14 км. Граниты резко выделяются над окружающей местностью, образуя горную возвышенность.

По петрографическому составу интрузив неоднороден, и в формировании его различается несколько фаз интрузивной деятельности. В первую (главную) фазу образовались среднезернистые биотитовые лейкократовые граниты. Они слагают в основном краевые части интрузива и сателлиты, расположенные в экзоконтакте. Центральная часть интрузива представлена мелкозернистыми порфирированными миаровыми гранитами, предположительно второй фазы интрузии. Эти же граниты, по-видимому, слагают мелкие штоки в южном экзоконтакте массива. Пологопадающие залежи и небольшие тела аплитовидных гранитов, залегающие в обеих указанных разновидностях, относятся к наиболее поздней — третьей — фазе интрузии. Петрографически массив изучен слабо, и приведенные данные являются результатом лишь полевых работ (Монич, 1947). Возраст интрузии считается позднегерцинским.

В южном эндоконтакте известны небольшие грейзеновые зоны. В них отмечается рассеянная минерализация касситеритом, бериллом, флюоритом и магнетитом. На юго-западе и северо-востоке в непосредственном экзоконтакте интрузива в ороговикованных песчаниках известны небольшие железорудные месторождения скарного типа.

Акцессорные минералы изучены в небольшом числе проб, отобранных главным образом из эндоконтактных зон массива и его сателлитов (табл. 8). Независимо от разновидностей пород массива ассоциации акцессорных минералов почти одинаковы и характеризуются резко выраженным ильменитовым типом. Наличие мартитизированного магнетита, мартита, разложенного ильменита и образованного за его счет обильного рутила (реже — анатаза), повышенное содержание флюорита, присутствие монацита, циркона II (бурого), гематита и давидита свидетельствуют о заметной высокотемпературной переработке гранитов. Ортит отмечается лишь в одном образце и относится ко второй разновидности.

Э д р е й с к и й м а с с и в расположен в 270 км к востоку-северо-востоку от Караганды, имеет площадь 260 км² и резко выделяется в рельефе (абсолютные отметки достигают в отдельных пунктах 945—1000 м).

По В. К. Моничу, в формировании массива различается несколько интрузивных фаз. Первая фаза (главная) сложена крупнозернистыми лейкократовыми биотитовыми гранитами, иногда переходящими в краевой зоне в амфиболово-биотитовые граниты. Восточная половина массива окаймлена неширокой (1—4 км) полосой среднезернистых аляскитовых гранитов, имеющих резкий (без взаимных пере-

Акцессорные минералы

Минералы	Массив Кувский					Массив			
	лейкократовые граниты (3 пробы)		порфиroidные граниты (2 пробы)		дополнительная интрузия (1 проба)	главная фаза			
	1	2	1	2		Центральная часть (6 проб)		краевые зоны (3 пробы)	
					1	2	1	2	
Магнетит	100	1570	100	1090	640	100	2120	100	515
Циркон I	100	72	100	13	Зн.	100	36	100	18
Апатит	100	3	100	<1	Зн.	100	10	100	2
Ильменит	100	400	100	15	46	83	36	67	20
Сфен I	67	1	100	1	Зн.	100	392	100	12
Ортит	33	1	—	—	—	67	2	—	—
Торит	67	Зн.	—	—	—	—	—	33	Зн.
Монацит	100	18	50	8	1	—	—	—	—
Ксенотим	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Циркон II	67	6	55	20	2	—	—	100	1
Сфен II	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Бломстрандин	33	Зн.	—	—	—	—	—	33	Зн.
Давидит	100	46	50	<1	1	—	—	—	—
Колумбит	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Касситерит	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Флюорит	100	110	100	104	8	67	2	67	1
Турмалин	33	Зн.	—	—	—	—	—	—	—
Рутил	67	60	50	153	4	—	—	33	<1
Анастаз	33	25	50	55	—	67	<1	67	2
Титангематит	67	45	—	—	—	—	—	—	—
Вольфрамит	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Флюоцерит	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Пирит/гетит	67/33	<1/9	—/50	—/10	Зн./—	33/67	Зн./6	33/67	Зн./3
Кальцит	—	—	—	—	—	17	Зн.	—	—
Базовисмутит	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Вульфенит	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Корунд	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Выход акцессорных, %	0,25		0,14		0,07	0,35		0,06	

* Ильменит частично лейкоксенизирован (с образованием рутила).

ходов) контакт с биотитовыми гранитами. По характеру контакта и формам залегания аляскиты являются более ранним продуктом кристаллизации той же гранитной магмы в периферической части интрузива и связаны с кольцевой зоной частичного отрыва блока вмещающих пород, залегавших на месте интрузии. Западная половина массива занята большой лакколитообразной залежью мелко- и сред-

позднегерцинских гранитов

Эдрей				Массив Дегелен						
вторая фаза				главная фаза (5 проб)		дополнительная интрузия (4 пробы)		грейзены (2 пробы)		спутелит (1 проба)
центральная часть (2 пробы)		краевые зоны (4 пробы)		1	2	1	2	1	2	2
1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	2
100	2605	100	1270	100	2083	100	1840	100	1015	3576
100	39	100	13	100	23	100	60	100	6	24
100	13	100	6	100	<1	100	5	100	1	1
100	23	75	47	100	620*	100	335*	100	136*	655
100	170	100	37	80	<1	75	40	50	4	143
100	5	25	2	—	—	25	8	—	—	Зн.
50	Зн.	25	<1	40	2	—	—	—	—	<1
—	—	50	Зн.	100	10	25	Зн.	100	7	Зн.
—	—	—	—	20	1	—	—	—	—	—
—	—	50	5	100	52	100	21	100	4	Зн.
—	—	25	Зн.	—	—	—	—	—	—	—
—	—	25	Зн.	20	1	—	—	—	—	<1
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	25	1	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	100	7	—
100	3	100	5	100	24	100	15	100	80	24
—	—	25	2	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	20	58	25	45	—	—	—
50	<1	100	1	20	1	25	2	—	—	—
—	—	—	—	40	155	25	282	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	100	4900	—
—	—	—	—	20	<1	50	3	50	12	—
50/100	2/89	50/75	Зн./21	20/40	Зн./2	25/50	<1/50	—/50	—/413	—
—	—	25	Зн.	60	<1	25	<1	50	1	—
—	—	—	—	—	—	—	—	50	Зн.	—
—	—	—	—	—	—	25	<1	—	—	—
—	—	—	—	—	—	25	Зн.	—	—	—
0,31		0,16		0,31		0,24		0,06—1,20		0,44

незернистых порфировидных аплитовых гранитов, представляющей собой внутриинтрузивное тело, образованное во вторую фазу интрузии. Гранит-аплиты (в виде небольших залежей и даек) встречаются также в различных частях интрузива главной фазы. Возраст интрузии считается позднегерцинским (Севрюгин, Семенова, 1960). С Эдрейским интрузивом генетически связывается ряд мелких

жилых месторождений вольфрама и молибдена, расположенных в северном эндоконтакте.

Акцессорные минералы изучены в гранитах главной фазы, в аляскитовых гранитах окаймляющего полукольца и в порфиридных гранитах второй фазы интрузии (табл. 8). Установлены следующие особенности акцессорных минералов.

В различных фазах и зонах интрузива обнаруживается сравнительно небольшое количество минеральных видов, представленных обычными для нормальных известково-щелочных гранитов акцессорными минералами, образующимися главным образом в более ранние этапы кристаллизации. Это магнетит, хорошо развитый сфен I, ильменит, магматический циркон и апатит. Характерным минералом является ортит, обычно отмечаемый в небольших количествах в неизменных гранитах. В центральных частях интрузива хорошо выражен сфеновый тип ассоциации акцессорных минералов.

Минералы более поздних этапов кристаллизации для гранитов Эдрея нехарактерны. Они отмечаются лишь в редких образцах из краевых зон или из грейзенизированных зон в районе месторождений, причем количества их, исключая лишь циркон II и флюорит, малы и часто выражаются в 2—5 знаках на пробу. Эти минералы представлены цирконом II, флюоритом, монацитом, торитом, блонстрандином, турмалином и рутилом. Для почти не измененных нормальных гранитов несколько необычным является присутствие анатаза, хотя и в весьма малых количествах.

В гранитах из приконтактных зон, а также из зон рудной минерализации многие акцессорные минералы претерпели изменение и частично или полностью растворились. Содержание сфена I резко уменьшилось, и остатки его лейкоксенизированы. По ильмениту также развивался лейкоксен, хотя и в меньшей степени, и у контакта он уже полностью изменен. Магнетит в той или иной степени мартитизирован, ортит исчезает совсем, уцелевшие циркон I и апатит несут следы растворения. В грейзенизированных мелкозернистых гранитах количество циркона II в два раза меньше, чем в тех же гранитах, не подвергшихся грейзенизации. Увеличивается содержание флюорита, анатаза, пирита (гетита). Общее содержание акцессорных минералов в метаморфизованных гранитах заметно уменьшается, а в сильно метаморфизованных выражается уже сотыми долями процента.

Дегеленский массив расположен в 180 км к юго-западу от г. Семипалатинска, в плане имеет овальные очер-

тания, площадь его равна 210 км². Морфологически интрузив выражен положительными формами рельефа, слагает Дегеленские горы, резко выделяющиеся над мелкосопочной и равнинной местностью. Отдельные вершины достигают более 1000 м абсолютной высоты.

По В. К. Моничу, главная часть массива сложена среднезернистыми лейкократовыми биотитовыми гранитами с малым количеством плагиоклаза (около 10%) и биотита (1—2%). В повышенных и приконтактных частях массива граниты совершенно незаметно переходят в типичные аляскинты, характеризующиеся отсутствием в них плагиоклаза, разномзернистостью, наличием жеедов и миарол с более крупными кристаллами. Все эти особенности аляскинтов свидетельствуют о их, по-видимому, вторичном послемагматическом происхождении за счет лейкократовых гранитов, с которыми они близки и по минералогическому составу. В срединной части массива и вблизи его юго-западного контакта обнажаются мощные пластовые залежи мелкозернистых такситовых и порфиroidных гранитов. Контакты их с вмещающими гранитами нерезкие. Минералогический состав мелкозернистых гранитов: калинатовый полевой шпат, кварц, биотит, магнетит, флюорит и циркон. В южной части массива, среди мелкозернистых гранитов пластовой залежи, развиты кварцевые жилы и грейзены, приуроченные к системе трещин отдельности. Минералогический состав грейзенов и жил сложный, установлено более 35 минералов. Из рудных минералов известны вольфрамит, молибденит, висмутовый блеск, пирит, касситерит, ильменит, шеелит, халькопирит, галенит, редкие титанаты, магнетит, гематит и др. Отмечается также ряд вторичных минералов.

Акцессорные минералы изучены в лейкократовых гранитах и аляскинтах главной фазы интрузии, в мелкозернистых порфиroidных гранитах из пластовых залежей и в одном образце, отобранном из небольшого сателлита, расположенного в 1,5 км на запад от Дегеленского интрузива (табл. 8).

Дегеленские граниты характеризуются резко выраженным ильменитовым типом ассоциации акцессорных минералов. Раннее поколение, представленное магнетитом, ильменитом, сфеном I, цирконом I и апатитом, носит черты послемагматического высокотемпературного метасоматоза. Минералы поздне- и послемагматического этапа кристаллизации многочисленны, но широко развиты немногие. К ним относятся циркон II, рутил, флюорит и в меньшей степени — монацит. Остальные минералы — ортит, торит, ксе-

нотим, бломстрандин, колумбит, касситерит, вольфрамит, флюоцерит, анатаз, пирит — отмечаются лишь в единичных пробах и обычно в ничтожно малых количествах. Гипергенные минералы развиты слабо. В единичных случаях обнаруживаются базовисмутит и вульфенит. Кальцит наблюдается только люминесцентно — в виде корочек и примазок на других минералах. Встречен очень редкий минерал — флюоцерит, ассоциирующий с монацитом, за счет которого в данном случае он образовался.

Ассоциации наиболее развитых аксессуарных минералов в гранитах главной фазы и из залежей почти идентичны. Однообразны также и морфологические свойства этих минералов. В отличие от мелкозернистых гранитов из залежей, в гранитах главной фазы лишь более развит монацит, присутствует торит и в единственном случае — бломстрандин и ксенотим.

При сравнении аксессуарных минералов гранитов, слагающих западный сателлит и главную интрузию, общность состава и морфологических свойств не противоречит мнению, что это выходы одной и той же интрузии.

Ильменит, в одинаковой мере развитый в обеих разновидностях гранитов, в большинстве случаев носит черты послемагматического распада, и зерна его частично представляют собой тонкокристаллические агрегаты черного рутила. Образование титаногематита и крупнокристаллического рутила или анатаза отмечается лишь в единичных пробах, где ильменит разложен нацело. По данным анализов, разложенный ильменит оказывается богаче примесями по сравнению с более свежим. В нем характерно почти постоянное содержание ниобия, большее, чем в свежих ильменитах. Примесь ниобия возрастает в ильмените (почти полностью «рутилизированном») из мелкозернистых гранитов залежи, включающей месторождение. Присутствие вольфрама отмечается лишь в ильмените с повышенным содержанием ниобия. Незначительное количество олова в ильмените, по-видимому, вообще характерно для дегеленских гранитов. Однако образование самостоятельных минералов ниобия, олова и вольфрама замечено только в единичных случаях. Колумбит обнаружен лишь в образце мелкозернистых гранитов из залежи, вмещающей месторождение. Касситерит и вольфрамит наблюдаются в образцах грейзена.

Для дегеленских гранитов совершенно не характерен ортит, но в двух образцах, где наряду с ильменитом содержится в заметных количествах магматический сфен, отмечается и ортит первой разновидности. Парагенетическая

близость этих двух минералов подтверждается и на примере этих гранитов.

Содержание магматического циркона I незначительно: в дегеленских гранитах встречается более поздний бурый циркон II. В данном случае вполне очевидна зависимость между указанными разновидностями цирконов. В образцах, где повышается содержание позднего циркона II, количество магматического циркона уменьшается.

Приведенные особенности состава и поведения акцессорных минералов свидетельствуют, что граниты Дегелена претерпели высокотемпературный метасоматоз.

ГЛАВА III

ОПИСАНИЕ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ

В опубликованной литературе, касающейся вопросов, связанных с изучением акцессорных минералов, описание их приводится в очень сжатом виде. Между тем, тонкие детали морфологии, физических и химических свойств акцессорных минералов, а также изменение их под влиянием метаморфизующих процессов, подчас очень глубокое, имеют большое значение. Поэтому считаем необходимым привести относительно подробные характеристики акцессорных минералов, наиболее распространенных в гранитоидах Центрального Казахстана. Описание минералов следует в алфавитном порядке.

А н а т а з. Распространен довольно широко в более кислых гранитоидах. В гранодиоритах и более основных породах анатаза нет. Представлен в большинстве случаев очень мелкими (0,05—0,2 мм) остродипирамидальными кристалликами, часто усеченными при вершине или при основании дипирамиды базопинакоидальными гранями. Встречаются также агрегаты очень мелких пластинчатых кристаллов, сростающихся базопинакоидальными гранями, или дипирамидальных кристаллов, сросшихся кулисообразно по грани (III). В образцах измененных пород, где анатаз содержится в повышенных количествах, размеры кристаллов могут достигать 0,3—0,5 мм, как исключение — 1 мм. Очень часто грани кристаллов покрыты резкой штриховкой. Окраска минерала меняется от светлой зеленовато-серой до грязно-зеленой и черной, причем изменение ее наблюдается даже в пределах отдельного кристалла. Светлоокрашенные разности прозрачны, более темные просвечивают в тонких осколках. В образцах пород, резко измененных послемагматическими процессами, анатаз имеет разнообразную окраску (наряду с описанной разновидно-

стью): желтую, зеленовато-желтую, оранжевую, красновато-коричневую. Блеск его сильный стеклянный, до металло-видного. Под микроскопом окраска сохраняется, минерал прозрачен, без плеохроизма. Показатель преломления значительно больше 1,780. Двупреломление очень высокое, минерал одноосный, отрицательный.

Значительно реже встречается своеобразная разновидность анатаза, представленная тонкими, неправильной конфигурации, но в общем несколько вытянутыми пластинчатыми кристаллами. На гранях всегда присутствует параллельная штриховка. Цвет яркий оранжевый, очень редко — зеленовато-желтый. Встречается такой анатаз совместно с обычной его разновидностью в образцах, где общее содержание этого минерала повышено.

Анатаз по сравнению с рутилом менее стойкий, и по нему, хотя и редко, развиваются вторичные продукты. В этом случае структура кристаллов приобретает тонкочешуйчатое строение. Особенно часто явление распада отмечается у пластинчатой оранжевой разновидности анатаза. Под микроскопом измененный анатаз непрозрачен вследствие тонкодисперсных примесей и имеет вид лейкоксена. Нацело замещенные кристаллы анатаза становятся очень похожими на бурый дипирамидальный циркон, отличаясь от него лишь остродипирамидальной формой.

Спектрально в темном анатазе устанавливаются весьма малые содержания кремния, алюминия и магния. В измененном анатазе несколько повышается содержание кремния и алюминия, отмечается очень незначительная примесь железа.

Встречается анатаз в более кислых гранитоидах, примерно в половине просмотренных проб. В неизменных или очень слабо затронутых послемагматическими процессами породах анатаз присутствует в ничтожно малых количествах — порядка нескольких зерен на пробу, единообразен и представлен темной разновидностью. Повышенные содержания анатаза (десятки грамм на тонну) всегда приурочены к породам, претерпевшим послемагматическое преобразование, главным образом — гидротермальный околотрещинный метасоматизм. При обильном развитии анатаза он встречается обычно в различных окрасках и формах. В ранние стадии кислотного выщелачивания, например в заметные грейзенизированные породы, анатаз встречается редко, и на смену ему развивается рутил.

Акцессорный анатаз, так же как и рутил, является минералом вторичным и в магматическую стадию кристаллизации гранитов не образуется. Об этом могут свидетельст-

вывать следующие факты. Наблюдается приуроченность анатаза к породам с явными следами послемагматической переработки и тесная взаимосвязь кристаллических зерен с остатками разложенных монокристаллов ильменита, значительно реже — биотита и сфена. Отмечена морфологическая тождественность кристаллов анатаза, встречаемых в неизменных или слабо измененных образцах породы и образцах с обильным его развитием, где указанный минерал бесспорно постериорный. Наконец, устанавливается весьма неравномерное распределение анатаза, очень мелкие размеры его кристаллов и количественно ничтожные содержания в неизменных или очень мало измененных гранитах. В неизменных или слабо измененных гранитах анатаз, по-видимому, также образуется за счет распада отдельных зерен титансодержащих минералов.

А п а т и т. Минерал очень широко распространен и присутствует во всех петрографических разновидностях гранитоидов. Содержание апатита колеблется в широких пределах, но, как правило, в более кислых породах его меньше, чем в гранодиоритах и более основных разновидностях пород. Количественное содержание апатита зависит и от степени развития послемагматических процессов преобразования породы: чем интенсивнее они проявлены, тем содержание этого минерала меньше.

Апатит образует шестигранные призматические кристаллики с очень тупыми дипирамидальными окончаниями, часто при основании срезанными пинакоидальными гранями. Отношение поперечников кристаллов в массе выражается в пределах $1 : 2 - 2,5$, но встречаются и более короткие или вытянутые игольчатые формы с отношением $1 : 3 - 4$ и более. Размер кристаллов и зерен апатита мелкий — от микроскопического до $0,2-0,3$ мм. Гораздо реже размер зерен достигает $0,4-0,6$ мм и больше. Крупные кристаллы чаще плохо огранены и имеют вид не совсем правильных эллипсоидальных зерен. Своеобразной чертой апатита из гранодиоритов и вообще более основных пород является отсутствие у большинства кристаллов прямолинейных ребер и ровных граней, в силу чего поверхности последних приобретают вид плоскостей излома.

Апатит бесцветный, водянопрозрачный, со стекляннным блеском на гранях и в изломе, но иногда единичные зерна его имеют дымчато-серую окраску. В более основных породах дымчатоокрашенный апатит встречается значительно чаще, чем в кислых. Окраска распределяется или неравномерно (облачно) или поперечными полосками, или резко отграниченным столбиком в центре кристаллов. Г. Бэкер

(1941) облачную окраску и присутствие темных ядер в кристаллах апатита объясняет наличием остатков железо-магнетизальных минералов, захваченных при его кристаллизации, причем пылеватые включения неопределимы, но создают плеохроичный эффект. Диагностируемые (под биноклем) включения в зернах апатита встречаются редко и принадлежат они обычно тонким иголочкам роговой обманки, гораздо реже — разложенному биотиту. Дымчатокрашенные зерна апатита очень слабо светятся в люминесцентной ячейке, в отличие от бесцветных, имеющих яркое оранжевое свечение.

В десяти образцах апатита из гранитов Баянаульского района иммерсионным методом определены показатели преломления, оказавшиеся несколько более низкими, чем у типичных фторапатитов ($N_0 = 1,630 + 0,001$; $N_e = 1,628$). Судя по данным, имеющимся в литературе, подобная разновидность апатита довольно характерна для кислых магматических пород. В щелочных сиенитах и гранитах этот минерал имеет показатели преломления, характерные уже для типичных фторапатитов ($N_0 = 632 + 0,001$; $N_e = 1,629$).

По наблюдениям в петрографических шлифах, апатит в изученных породах имеет три типа парагенетических ассоциаций.

1. Вростки отдельных зерен и кристаллов апатита в главных породообразующих минералах — плагиоклазе, калиевом полевом шпате, кварце и биотите. Парагенезис свидетельствует о ранней кристаллизации апатита в единичных, редко рассеянных центрах, причем этот процесс закончился или, вернее, вынужденно прекратился в период облекания мелких кристалликов главными породообразующими минералами.

2. Скопления отдельных кристалликов апатита среди темноцветных минералов и магнетита, что может свидетельствовать о явно повышенном содержании фосфорного ангидрида по сравнению с остальными участками породы. Этот парагенезис обусловлен более или менее одновременной кристаллизацией апатита, магнетита и темноцветных минералов породы, совместным присутствием кристаллов в расплаве и их слипанием. Известную роль в данном парагенезисе играет неоднородность химического состава расплава в период кристаллизации главной массы магнетита и биотита.

3. Отдельные относительно крупные короткопризматические, но обычно слабоограненные или даже неправильные по форме зерна апатита, приуроченные к пустотам и тре-

щинкам в породе, в непосредственном соприкосновении с плагиоклазом, разложенной роговой обманкой и кальцитом. Этот тип ассоциации характерен для позднейшей послемагматической разновидности апатита, образованной путем перекристаллизации магматического апатита и путем воздействия растворов, содержащих фтор и фосфорный ангидрид, на плагиоклазы и другие кальцийсодержащие минералы гранита.

Послемагматические преобразования апатита выражаются в растворении и значительно реже, по-видимому, — в перекристаллизации его. В грейзенах апатит, как правило, исчезает полностью, т. е., очевидно, растворяется и переносится, что можно связывать с кислым характером грейзенирующих растворов. В грейзенизированных гранитах апатит частично сохраняется, причем под микроскопом хорошо устанавливается, что кристаллики его находятся внутри монокристаллических кристаллов главных породообразующих минералов, т. е. они были очень хорошо изолированы от растворов. В условиях более низкотемпературного перерождения пород, например, типа березитизации или альбитизации происходила, по-видимому, лишь частичная перекристаллизация апатита без значительного его переноса. В этих породах наряду с обычным апатитом появляются довольно крупные слабоограненные молочно-белые или мутные зерна апатита, приуроченные к швам между кристаллами полевого шпата, и темноцветных минералов, по которым наблюдается развитие серицита, хлорита и карбоната. Общее содержание апатита в подобных породах не повышается заметным образом, так что укрупненные зерна являются лишь естественным следствием перекристаллизации. Каких-либо вторичных образований по апатиту не наблюдалось.

Базовисмутит. Как акцессорный минерал очень редкий. Содержания базовисмутита всегда ничтожно малы и выражаются несколькими знаками, редко — десятками знаков на пробу. Первичные минералы висмута в протолочках гранитов не встречены. Представлен базовисмутит волокнисто-призматическими, с занозистым изломом зернами, напоминающими щепочки. Размер очень мелкий и достигает лишь 0,5—0,7 мм по длинной оси. Цвет минерала светло-зеленый, зеленовато-желтый, грязно-желтый, грязно-белый. Непрозрачен, иногда лишь очень слабо просвечивает в тонких краях; матовый или со слабым жирным блеском, очень хрупкий.

Ба р т. Минерал исключительно редкий. Отмечен лишь в нескольких случаях в гидротермально-измененных гранитах в ассоциации с сульфидами. Представлен мелкими (до

0,2—0,5 мм) прямоугольными табличками, вытянутыми или почти квадратными, с хорошей спайностью. Минерал бесцветный, в тонких пластинках прозрачный, в более толстых хорошо просвечивает, блеск жирный или матовый. Твердость небольшая, значительно меньше 5. Под микроскопом удлиненные таблички имеют прямое угасание, а квадратные гаснут под углом 45° , минерал двуосный, оптически положительный, показатель преломления по N_g чуть больше 1,642 (дисперсионный эффект) и несколько меньше по N_r . В кислотах не растворяется.

Борнит. Минерал редкий, встречен лишь в гранитах, сильно минерализованных сульфидами, в том числе халькопиритом, по которому он и развивается. Наблюдается в зернах неправильной формы или в остроугольных обломках с раковистым изломом размером до 0,5 мм. Цвет бронзово-черно-бурый или свинцово-серый, с побежалостями в синих тонах хрупкий, твердость низкая, порошок сажистый. В большинстве случаев в зернах борнита содержится халькопирит в виде неправильных включений или тонких прожилок извилистой формы. Иногда в зернах борнита в очень небольших количествах отмечается халькозин.

Бломстрандин. Встречается в гранитах с ильменитовым типом ассоциации аксессуарных минералов. Обнаруживается всегда в электромагнитной фракции, чаще в очень незначительных количествах. Размер зерен от 0,1 до 0,5—1 мм, редко — больше. Частично ограненные зерна имеют вид плоских табличек — от сильновытянутых до почти квадратных, с симметрично скошенными краями, форма которых дает возможность отнести минерал к ромбической сингонии (рис. 6). Встречается также в неправильных явно ксеноморфных зернах. Очень редко лишь отдельные зерна или участки зерен минерала бывают практически свежими. В этом случае минерал имеет буровато-оранжевый цвет, близкий к стеклянному блеск и хорошо прозрачен. Обычно же цвет его варьирует от светлого желтовато- или красновато-коричневого до темно-буро-коричневого. Минерал слабо прозрачный и просвечивает только в тонких обломках. Ограничивающие поверхности зерен всегда матовые, часто покрыты желтыми или светло-бурыми корочками и налетами вторичных образований. Излом плоско-раковистый, с жирным или смолистым блеском. Твердость минерала около 5, вторичных образований значительно меньше 5. Изменение признаков — результат его распада. Под микроскопом минерал с высоким показателем преломления, даже наиболее свежие зерна полностью изотропны, что может свидетельствовать о его метамиктной природе; вторичные

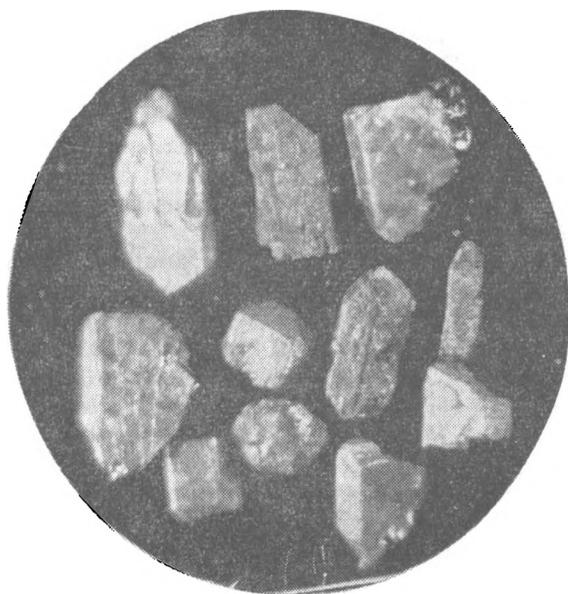
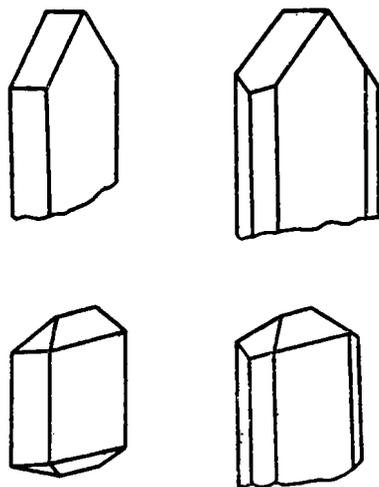


Рис. 6. Кристаллы бломстрандина. Увеличение 36×.

образования являются тем же минералом, но в скрытокристаллическом состоянии.

Рентгеноспектральный анализ минерала: Nb — 2,3%; Ta — 2,0; Y — 2,2; Th — 1,0; U — 4,9; La — 0,15; Ce — 0,5; Nd — 0,15; Sm — 0,3; Yb — 2,5; Ti — 11,0; Fe — 1,0. Определение первых пяти элементов проведено с точностью до 10%, остальных — до 50%. Согласно приведенным данным и спектральным анализам, состав минерала сложный, соотношение различных групп редкоземельных элементов меняется.

По составу примесей редких элементов, порошкограммам (два определения), а также физическим свойствам этот минерал ближе всего к редкоземельному титанату типа блонстрандина. Более подробно этот минерал описан в специальной статье (Гогель, 1958).

Наличие блонстрандина в гранитах из приконтактных и апикальных зон и в более поздних фазах интрузии (пластовые залежи мелкозернистых аплитовидных гранитов), участие в ассоциации поздне- и послемагматических минералов, а также ксеноморфный характер зерен — все свидетельствует о том, что этот минерал кристаллизовался в послемагматическую стадию формирования гранитоидов.

Вольфрамит как акцессорный минерал исключительно редкий. Обнаружен только в двух пробах, одна из них принадлежит грейzenам (Дегелен), вмещающим кварцево-вольфрамитовые жилы. Необходимо оговориться, что не исключены случаи пропуска вольфрамитов в других пробах при незначительном его содержании, так как электромагнитные фракции, в которых он встречается, зачастую состоят из ильменита и достигают по весу десяти и более граммов. Представлен вольфрамит бесформенными обломками с мелкокоралловидным изломом. На плоскостях ограничения часто заметна тонкая параллельная штриховка, спайность выражена слабо. Цвет смоляно-черный, в тонких осколках — слабое буроватое просвечивание, блеск полуметаллический, минерал хрупкий. Неполный химический анализ вольфрамитов из грейзена дает содержание WO_3 — 56,0%, Fe — 15,4%, Mn — 5,2%, CaO — 1,2%. Спектрально устанавливается примесь Ti, Nb и следы Sn.

Вольфенит. Обнаружен в единственной пробе гранит-порфира вблизи кварцево-вольфрамитовых жил (Дегелен). Представлен очень мелкими (0,2—0,1 мм и меньше) зернышками, иногда с остатками характерных асимметричных дипирамидальных форм. Цвет светло-зеленовато-желтый, блеск стеклянный или жирный, хорошо просвечивает.

Галенит — редкий минерал. Встречается в гранитоидах различного петрографического состава, в количестве 1—5 знаков на пробу, редко — больше. Большинство случаев обнаружения галенита относится к гранитам, значительно измененным гидротермальными процессами. Представлен очень мелкими (до 0,1—0,2 мм) кристалликами в форме кубиков, прямоугольных брусочков или пластинок со ступенчатым изломом. Лишь в одной пробе размеры кристаллов достигли 1 мм и более. Цвет минерала темно-свинцово-серый до черного, блеск тусклый или слабометаллический. Очень хрупкий, всегда ассоциирует с пиритом, реже — с молибденитом, халькопиритом, сфалеритом и кальцитом.

Гематит. Встречаются три разновидности гематита.

I. Мартит — наиболее широко распространенная разновидность. Образуется в процессе окисления магнетита, псевдоморфно замещает его, поэтому типичная для кристаллов октаэдрическая форма сохраняется, но часто это уже бесформенные, сильно корродированные образования. От магнетита отличается красновато-бурым оттенком, отсутствием металлического блеска, матовой или шероховатой поверхностью граней, часто пригупленностью ребер, пониженной твердостью, кирпично-красной чертой, заметно пониженной магнитностью. Поскольку мартитизация магнетита может быть проявлена в неодинаковой степени, все перечисленные изменения его имеют различную интенсивность. Значительно мартитизированный магнетит фигурирует обычно в электромагнитной фракции и может диагностироваться уже как мартит.

Явление мартитизации аксессуарного магнетита широко распространено в гранитоидах кислого состава, обычно затронутых послемагматическими процессами типа грейзенизации, альбитизации, березитизации и другими гидротермальными преобразованиями. Интенсивное образование порошковой разности гематита, по-видимому, происходит лишь в начальные стадии процессов, так как при более глубоком изменении породы количество магнетита (маррита) резко уменьшается и он даже полностью исчезает.

На основании экспериментальных данных, приведенных в литературе, образование гематита по магнетиту начинается при температурах 360—370° (Schmidt, Vermaas, 1955), а по биотиту — при 350°, причем с повышением температуры количество образующегося гематита увеличивается (Hellner, Fuler, 1957). Следовательно, указанные процессы в начальных стадиях, вероятно, протекали при сравнительно высоких температурах, о чем свидетельствует и то, что в образцах с гематитизированным магнетитом обычно при-

сутствуют такие высокотемпературные минералы, как рутил, анатаз, мусковит и ряд других. Мартит, будучи мало устойчивым, в дальнейшем, по-видимому, растворялся и выносился из породы. В неизменных гранитах, в пределах тех же разновидностей пород, и на одинаковом эрозионном уровне магнетит остается свежим. На основании наших наблюдений мы можем присоединиться к мнению тех исследователей, которые считают, что явление мартитизации магнетита может происходить и в тесной связи с эндогенными процессами (Бетехтин, 1949; Масгутов, 1957).

II. Железная слюдка. Эта разновидность гематита встречается очень редко и в весьма незначительных количествах, по несколько знаков на пробу, редко — больше. Образуется, по-видимому, в тех же условиях, что и мартит, так как встречается в одинаковых парагенезисах минералов. Железная слюдка представлена плоскими овальными табличками с очень хорошей спайностью, а иногда — треугольной штриховкой на пинакоидальных гранях, параллельной граням ромбоэдра. Цвет стально-серый с красными рефlekсами при сильном освещении, блеск сильный металлический, в тонких листочках просвечивает красным, порошок (черта) буро-красный. Эта разновидность гематита часто срастается (иногда переслаивается) с разложенным биотитом и, по-видимому, образовалась за его счет.

III. Титангематит. Минерал редкий. Образуется в процессе распада ильменита. Представлен тонкими овальными табличками со скошенными краями тригональной сингонии, достигающими 1 мм и более (Дегелен). На пинакоидальных гранях иногда отмечается очень тонкая штриховка, параллельная граням ромбоэдра. Цвет густой черный, блеск сильный металлический, особенно на зеркально-гладких пинакоидальных гранях. Порошок черный, буровато-черный, с красным оттенком, до коричнево-вишневого. Более магнитен, чем ильменит или обычный гематит.

В аншлифах по цвету титангематит ничем не отличается от ильменита. Иногда выявляется двутражение, создающее несколько отличные оттенки в соседних участках зерен. В некоторых зернах заметна тонкая двойниковая штриховка. Отмечаются остаточные зерна рутила в виде неправильных вростков, редкие вкрапления мелких зернышек стандартного гематита и тонкие вкрапления пирита.

Микрохимический анализ показал следующий состав элементов титангематита: Fe — 59,7%, Ti — 6,8%, Mn — 0,12%, Cd — следы, Mg — следы. Согласно спектральным анализам, главными элементами минерала являются Fe и Ti, присутствуют Mn (десятые доли процента) и Mg, Si, Al,

Nb, Ta, Pb, Zn, Sn, W, La, Y, Yb (сотые доли), а также Cu, Mo, Ag, Bi, V (тысячные доли процента и меньше). Рентгеноструктурный анализ показывает, что это гематит. На существование гематита с изоморфной примесью титана (титангематит) указывает А. Г. Бетехтин (1950).

Среди ильменитов из гранитов, затронутых высокотемпературными процессами метасоматоза, встречаются зерна, отдельные участки которых имеют черты, не свойственные обычному ильмениту, — более густой черный цвет, сильный металлический блеск, мелкокоравистый излом, зеркально гладкие поверхности, если это пинакоидальные грани кристаллов. По рентгеноструктурному анализу таких зерен, это обычный ильменит. По-видимому, образованием гематита захвачены лишь небольшие участки, что еще не влияет сколько-нибудь заметно на структуру минерала. Кристаллический гематит третьей разновидности образуется за счет распада ильменита и, вероятно, взаимосвязан с ним так же, как и рутил. Образовывались гематит и рутил одновременно, в одних и тех же условиях и находятся в одинаковых парагенезисах.

Гранат. Для пород интрузивных комплексов минерал нехарактерный, но изредка встречается в гранитоидах различного петрографического состава. Ассоциации акцессорных минералов в породах, в которых участвует гранат, не имеют каких-либо заметных отклонений от обычных норм. Содержание граната в пробах варьирует в широких пределах — от нескольких знаков до десятков граммов на тонну.

В протолочках гранат встречается главным образом в неправильных обломках с неровным изломом. Ограниченные кристаллы редки, форма их, почти, как правило, ромбододекаэдрическая. Размер различный и лимитируется, по-видимому, лишь ячейкой сита, равной 1 мм, но чаще мелкий. Цвет минерала розовый, желтовато-розовый, желто-бурый, редко светло-красный. Гранаты розовых тонов прозрачны, со стеклянным блеском, бурые разновидности обычно мутные, с пониженным блеском. Подавляющее большинство исследованных зерен граната оптически изотропно, показатель преломления больше 1,780. В большинстве случаев зерна и кристаллы граната чисты от включений и не образуют сростков с другими минералами породы, но иногда (обычно бурая разновидность граната) имеют резкие черты ксеноморфизма — отпечатки чуждых граней, отсутствие своих форм ограничения, тесное срастание с другими минералами, включение или обволакивание их.

Гидроокислы железа. В подавляющем большинстве случаев образуются за счет псевдоморфного заме-

щения пирита, редко — по магнетиту и еще реже — по халькопириту. Встречаются также колломорфные образования.

Лимонит по пириту (гетит) обнаружен почти повсеместно в гранитоидах различного петрографического состава. Содержание его колеблется в широких пределах. Повышенные количества гетита обычно приурочены к значительно измененным породам. Представлен псевдоморфозами по пириту, имеющими форму куба или, что очень редко, более сложную. На гранях часто еще сохраняется характерная для пирита штриховка. Встречается также в бесформенных обломках. Размер разнообразный, но часто крупный — 1 мм и более. Цвет темно-буро-коричневый, иногда с золотистой или красновато-желтой побегалостью. Блеск на гранях тусклый или слабометаллический, в изломе всегда матовый. Слабо просвечивает лишь в очень тонких осколочках, порошок охристо-красный или желтый. Гетит сравнительно твердый (больше 5) и плотно сложенный, очень редко наблюдается неясно струйчатая или колломорфная структура. Образуется за счет замещения пирита, который иногда отмечается еще в качестве реликтов. Гетит очень характерный минерал и по указанным признакам легко отличается от других окислов железа.

Псевдоморфоз лимонита по магнетиту не отмечается. Обычно лимонитизированные зерна и кристаллы магнетита становятся бесформенными, сильно корродированными, часто губчатыми. Окраска неоднородна — охристо-желтых или красных тонов, твердость резко понижена, порошок типичный лимонитовый, охристый. По-видимому, лимонитизация магнетита шла одновременно с выносом вновь образуемого вещества, а также отложением его в виде порошковатых скоплений, налетов и корок в порах и на зернах других минералов.

Колломорфный лимонит — это плотные скорлуповатонатёчные корочки, иногда почковидного строения. Образуется в пустотках породы, отлагаясь на других минералах, редко — в виде корок покрывает псевдоморфный гетит. Цвет однородный, светло- или темно-коричневый, часто хорошо просвечивает желтым, коричневым, красным, твердость низкая.

Лимонит по халькопириту встречается очень редко. Представлен бесформенными остроугольными обломками с плоско-раковистым изломом. Цвет бархатисто-черный с буроватым оттенком и с красными рефлексами при сильном освещении. В тонких сколах просвечивает буро-красным цветом, хрупкий, порошок красный или оранжево-красный. Блеск в изломе смолистый или матовый. Под микроскопом

изотропен. Встречается или обособленно или совместно с халькопиритом. Зерна халькопирита включены в лимоните или пересекаются тонкими прожилками лимонита.

В таблицах перечня акцессорных минералов для отдельных интрузивов под названием гетит подразумевается продукт окисления пирита.

Д а в и д и т. Вообще редкий минерал, содержится обычно в незначительных количествах, но в отдельных пробах количество его достигает десятков граммов на тонну. Встречается в виде неправильных или изометричных зерен, размер которых (судя по обломкам) может достигать несколько более 1 мм. Зачастую на поверхности зерен наблюдаются резкие и глубокие отпечатки других минералов, что свидетельствует об относительно позднем развитии давидита в промежутках между уже выкристаллизовавшимися другими минералами. Частично ограненные зерна встречаются чрезвычайно редко; кристаллы богаты гранями, но в общем имеют овальные формы, близкие к изометричным (рис. 7).



Рис. 7. Кристаллы давидита. Увеличение 36×.

Излом минерала крупнораковистый, иногда отмечается скорлуповато-концентрическая структура. Цвет смоляно-черный, со слабым буро-коричневым оттенком, минерал не просвечивает даже в тонких сколах, но иногда, по-видимому, в силу распада заметно темно-коричнево-бурое просве-

чивание в очень тонких обломочках. Блеск сильный смоло-видный, минерал очень хрупкий. Твердость, вероятно, в пределах 5. Поверхность зерен минерала покрыта налетами и корочками продуктов распада различных желтых и бурых тонов. В проходящем свете цвет минерала очень густой оранжево-бурый до каштаново-бурого, плеохроизма нет. Показатель преломления заметно больше 1,780, минерал вполне изотропен.

Согласно спектральным и рентгено-спектральным анализам, состав давидита сложный; кроме титана и железа, он содержит группу редкоземельных элементов, торий, уран. Порошкограммы этого минерала (7 определений) сравнимы с порошкограммами редкоземельных титанатов, содержащих уран, — давидита, уфергита, минерала из Мозамбика (Сидоренко, Акоюн, 1957). А. Г. Жабин и др. (1963) для всех известных в настоящее время минералов этого семейства считают необходимым оставить одно название давидит (в порядке приоритета). Более подробно этот минерал охарактеризован в опубликованной статье (Гогель, 1962).

Встречается давидит, так же как и блонстрандин, в гранитах герцинских интрузий с хорошо выраженным ильменитовым типом ассоциации акцессорных минералов. Заметная концентрация давидита в гранитах, затронутых грейзенизацией, а также в грейзенах (Баянаул), зачастую ксеноморфный характер зерен, участие в ассоциации послемагматических минералов, образованных в стадию кислотного выщелачивания, указывают на метасоматическое происхождение этого минерала.

Согласно А. Уиттлу (1959), давидит является акцессорным минералом в гранитных пегматитах, а геохимические условия образования последнего определяются наличием в гидротермальных растворах урана, редких земель, титана и железа при значительной активности и легкоподвижности растворов, способных разъедать и замещать плотные кристаллические породы, т. е. это, очевидно, не собственно пегматитовый этап ранней щелочной стадии, а более поздние этапы минерализации стадии кислотного выщелачивания в пегматитах.

Золото. Встречено лишь в двух случаях по одному значку на пробу. Представлено мелкими (0,2—0,3 мм) пластиночками с причудливо изрезанными краями, светло-желтого цвета.

Ильменит. Важнейший акцессорный минерал в гранитах; он определяет характерный ильменитовый тип ассоциации акцессорных минералов. В гранодиоритах ильменит

развит значительно меньше, наиболее часто присутствует в ассоциации со сфеном и реже является единственным представителем минералов титана.

Ильменит, не затронутый процессами автометаморфизма, в дробленых пробах встречается в зернах и обломках — от пылевидных до 1 мм, но часто отмечаются и кристаллы, размеры которых могут достигать более 1 мм. Форма кристаллов (округлые таблички со скошенными краями) обусловлена комбинацией базопинакоида и одного или двух ромбоэдров. В случае одного ромбоэдра (что очень редко) или двух, но со слабо развитым вторым ромбоэдром кристаллы ильменита всегда плоские, а пинакоидальные грани имеют форму равностороннего треугольника — целого или усеченного при вершинках. При равномерном развитии двух ромбоэдров кристаллы становятся толстотабличчатыми, а пинакоидальные грани приобретают форму более или менее

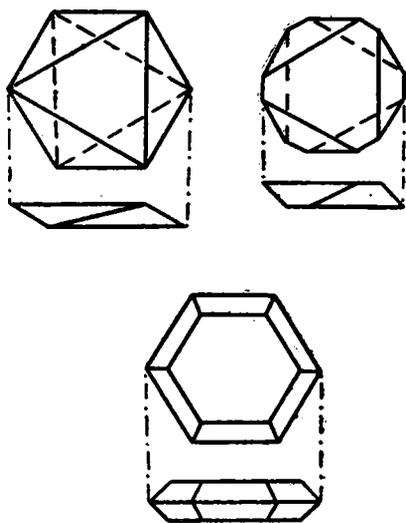


Рис. 8. Кристаллы ильменита.

правильных шестиугольников (рис. 8). Эта форма кристаллов встречается во много раз чаще, чем предыдущая. В гранодиоритах, характеризующихся более мелкозернистым сложением, зерна ильменита мельче и едва достигают 0,5—0,7 мм. Цвет черный, полностью не прозрачен, блеск слабый металлический, иногда матовый, порошок черный или с коричнево-бурым оттенком. Излом минерала плоско-раковистый, гладкий.

Химический анализ ильменита из Дегелена показал содержание марганца, равное 5,7%. Согласно спектральным анализам

(22 определения), повышенное содержание марганца вообще характерно для акцессорного ильменита гранитов Центрального Казахстана. На высокое содержание марганца ($MnO = 14,6\%$) в ильменитах Восточного Коунрада указывает также Ф. В. Чухров (1962). В ильмените из более основных пород — гранодиоритов — содержание марганца понижается и выражается в пределах десятых долей процента. Вообще ильмениты имеют богатый состав элемен-

тов-примесей (Al, Si, Mg, Ca, Be, Pb, Cu, Zn, Sn, Mo, V, Zr, Ga, La, Ce, Yb, Y, Nb, Ta, Sc), но все они являются общими для всех анализированных проб и содержатся примерно в одинаковых количествах, поэтому разновозрастные интрузии по такому признаку не подразделяются.

Полученная рентгенограмма ильменита (Баянаул) имеет по сравнению с эталонной (Сидоренко, Акопян, 1957) избыточные линии: 2,06; 1,62; 1,21; 1,19 Å. Первые две, по-видимому, соответствуют линиям структуры рутила, микроскопическая примесь которого вполне вероятна.

Ильменит характеризуется идиоморфизмом, но встречаются и сростания его с другими минералами. Наиболее часты сростания ильменита с магнетитом. Особенно это явление развито в гранодиоритах. Ильменит содержит мелкие вросстки магнетита, в массе он образовался одновременно с магнетитом или позднее. В гранодиоритах, богатых роговой обманкой, зерна ильменита часто включены в роговую обманку или тесно сростаются с ней. Взаимоотношения с биотитом остаются неясными. В очень редких случаях отмечено взаимное включение этих минералов. По отношению к сфену ильменит более ранний, так как постоянно встречаются включения ильменита и магнетита в зернах и кристаллах сфена, обратного явления не отмечалось. Ильменит, так же как включение, наблюдается в полевых шпатах и кварце.

В процессе метаморфизма ильменит претерпевает ряд превращений, и в конечном итоге по нему могут образовываться рутил и реже — анатаз и гематит. Эти превращения можно подразделить на две категории.

В первой категории по ильмениту развиваются вторичные образования скрытокристаллического вещества бурой или землисто-серой окраски (лейкоксен). Спектральный анализ показывает большое содержание титана, силиция и магния, меньшее — железа и алюминия и следы марганца. Такие элементы, как Th, Nb, Y, Ce, La, Yb, Zr P, уже не обнаруживаются. На измененных зернах бывшего ильменита иногда можно наблюдать нарастание кристалликов черного или красно-бурого рутила и значительно реже — анатаза. В некоторых случаях даже в одном зерне присутствуют остатки ильменита, лейкоксен и кристаллы новообразованных рутила или анатаза. На основании многих наблюдений устанавливается, что крупнокристаллический рутил или анатаз образуется за счет лейкоксена, замещающего ильменит.

Во второй категории рутил образуется по ильмениту, минуя лейкоксеновую стадию. Можно наблюдать, как зерна

ильменита частично или полностью превращены в агрегаты мельчайших кристалликов черного рутила или ильменит и рутил имеют весьма тонкие взаимные переходы в агрегатах, и в сущности хорошо различимы только их крайние чистые разности. Как исключение, наблюдались псевдоморфозы рутила по ильмениту. Можно также видеть, как на пинакоидальных гранях практически еще свежего ильменита как бы впаяны кристаллики рутила, которые иногда образуют характерные сагенитовые срастания (рис. 9, 10). Лейкоксенизированный и «рутилизованный» ильмениты часто присутствуют в одном образце. Образование таким путем анатаза наблюдается исключительно редко.

Под микроскопом можно видеть кристаллы ильменита, в различной степени преобразованные в рутил (рис. 11). Они часто сопровождаются минералами грейзенового комплекса (мусковитом, флюоритом, кварцем, топазом). Наиболее глубокое и полное превращение ильменита в рутил характерно для грейзенов и сильно грейзенизированных гранитов, т. е. для кислотной стадии метасоматоза. Зерна рутила, образованного по ильмениту, содержат очень мелкие реликтовые включения ильменита и иногда гематита. Кристаллический гематит в процессе распада ильменита образуется исключительно редко и был отмечен лишь в нескольких случаях, причем химический состав этого гематита заставляет отнести его к титангематиту. По-видимому, железо в процессе распада ильменита окисляется в начальные стадии процесса, так как в некоторых случаях зерна ильменита приобретают не свойственный им красновато-буроватый оттенок, а порошок таких зерен красновато-бурый, как у мартита. Ильменит в различной степени распада (Дегелен) был проанализирован спектрально на некоторые важнейшие элементы. Наиболее разложенный в процессе аутометаморфизма ильменит оказывается богаче примесями (Nb, W, Sn) по сравнению с более свежим, причем примесь ниобия количественно возрастает в ильмените, почти полностью «рутилизованном».

Образования сфена по ильмениту нам наблюдать не приходилось, хотя в литературе это явление описано (Нестеренко, 1959). По-видимому, это возможно лишь в восстановительных условиях среды, а в исследованных нами гранитах широко проявлены лишь процессы высокотемпературного кислотного выщелачивания. В гранодиоритах, где стадия этого выщелачивания слабо выражена, каких-либо заметных преобразований ильменита не наблюдается. Даже в образцах, в которых роговая обманка и биотит сильно разло-

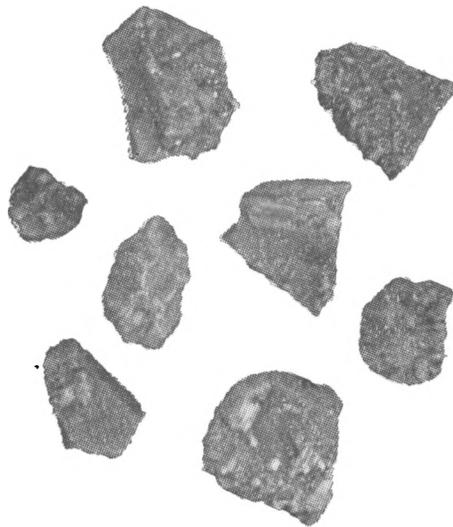


Рис. 9. Кристаллики рутила, развившиеся по ильмениту. Увеличение 20×.

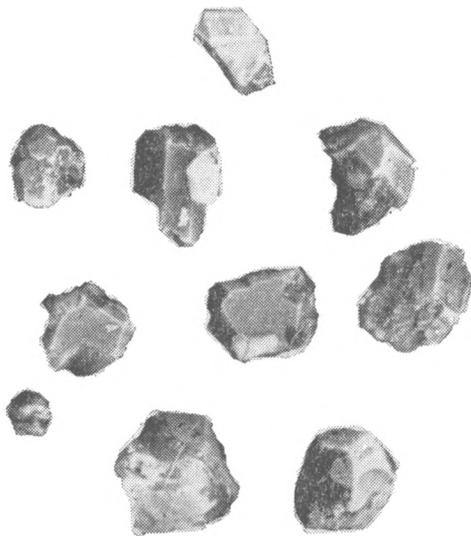


Рис. 10. Рутил (нигрин), образованный по ильмениту. Частично сохраняется форма ильменита. Увеличение 20×.

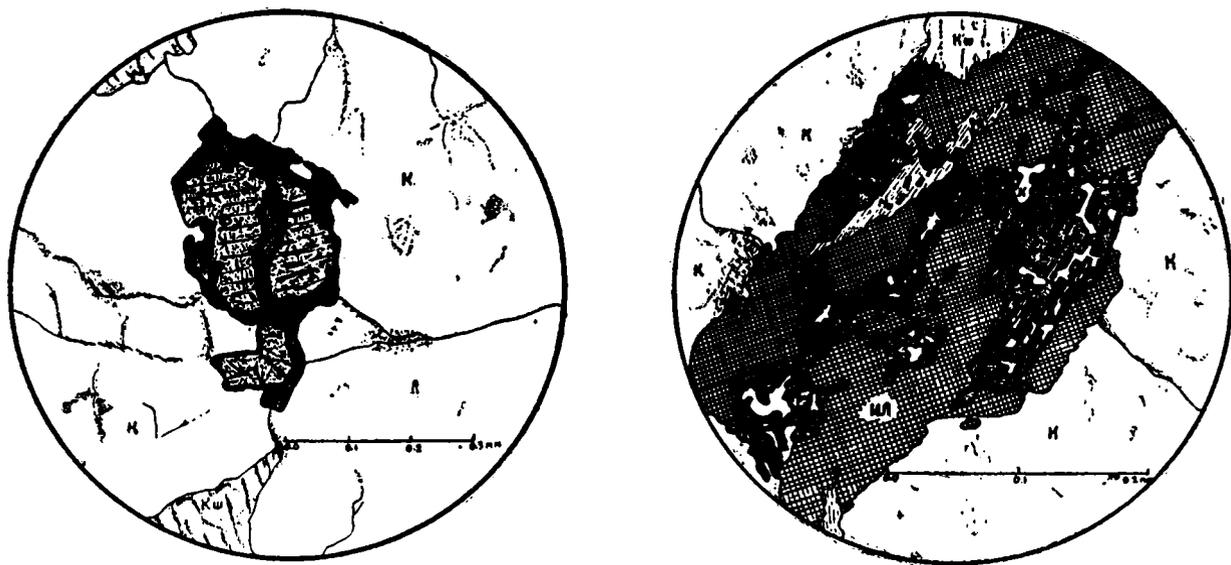


Рис. 11. Замещение ильменита (Ил) рутилом-нигрином (Ру). Кварц (К), калишпат (Кш), мусковит (Му).

жены в условиях поздней щелочной стадии (хлорит, кальцит), ильменит остается практически свежим.

За последние годы проведено много исследований процессов изменения первичных титановых минералов (в том числе и ильменита), а также природы лейкоксена. Утверждается, что по ильмениту может развиваться рутиловый, анатазовый, брукитовый и сфеновый лейкоксен (Allen, 1956; Дэна и др., 1951; Монич, Гогель, 1959; Путалова, 1959; Семенов, 1957). Но еще не выяснено, при каких физико-химических условиях образуется та или иная модификация двуокиси титана. Не установлен по существу даже приблизительно температурный режим. Так, Е. И. Семенов (1957) считает, что анатаз представляет собой наиболее устойчивую модификацию TiO_2 в низкотемпературных условиях и лишь при нагревании до 915° переходит в рутил. Примерно такую же температуру ($720-1000^\circ$) перехода анатаза в рутил установили экспериментальным путем Ж. Орсель и Д. Фукье (1957). В то же время ряд авторов указывают на образование рутила, брукита и анатаза за счет разложения ильменита и других титансодержащих минералов, а также органических веществ в гипергенных или аутигенных условиях (Бабаев, 1957; Bailey и др., 1956; Зив, 1956; Ренгартен, 1956). Мы наблюдали процессы распада ильменита и образования по нему рутила в гранитах, претерпевших изменение типа грейзенизации, а образование анатаза — в березитизированных или в гидротермально-измененных гранитах (Монич, Гогель, 1959). Очень редко рутил и анатаз образуются совместно. В таких случаях анатаз резко подчинен рутилу в грейзенизированных породах, а рутил — анатазу в породах, претерпевших изменение под действием менее высокотемпературных растворов. Это подтверждает установленное опытным путем положение, что анатаз — более низкотемпературная модификация TiO_2 по сравнению с рутилом. Неясным остается механизм преобразования ильменита в крупнокристаллический рутил или анатаз. Наиболее часто кристаллические рутил или анатаз наблюдаются при наличии сильно лейкоксенизированного ильменита. Казалось бы, что лишь лейкоксен является материалом для образования кристаллов рутила или анатаза. К такому мнению приходит Н. В. Ренгартен (1956). Но на примере гранитов Ортау (Гогель, 1960), Дегелена, Куу, Баянаула (Монич, Гогель, 1951) приходилось наблюдать и непосредственный переход ильменита в рутил (весьма редко — в анатаз) без лейкоксеновой стадии.

Для определения природы лейкоксена были произведены рентгеноструктурные анализы трех образцов. Лейкоксен,

отобранный из пробы, содержащей рутил (при отсутствии анатаза), окрашен в желтые, коричневые и бурые тона; лейкоксен из проб березитизированных гранитов, содержащих только анатаз, землисто-серой окраски. По данным рентгеноструктурного анализа, образцы оказались изоструктурными с эталонным рутилом (Сидоренко, Акопян, 1957) и почти идентичными между собой. По-видимому, это явление не случайное, так как на основании эксперимента Е. И. Семенов (1957) пришел к выводу, что по тому или иному титановому минералу может образовываться совершенно определенный тип лейкоксена, а по ильмениту — лишь рутиловый. Если можно объяснить преобразование ильменита при высоких температурах в процессе грейзенизации в кристаллический рутил через его скрытокристаллическую стадию, то образование анатаза за счет скрытокристаллического рутила (при пониженной температуре) остается неясным.

Касситерит. Минерал редкий, в гранитах содержится в ничтожно малых количествах, и лишь только в образце грейзена содержание его достигает 12 г/т. Представлен во всех случаях морфологически однообразными, очень мелкими (0,05—0,3 мм) кристаллами, агрегатами их и обломками, что весьма затрудняет определение габитуса этих кристаллов. Наиболее часто встречается и хорошо диагностируется дипирамидальная форма кристаллов (рис. 12).

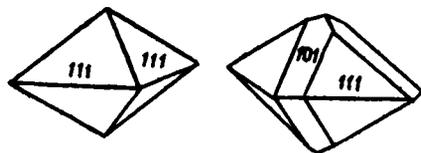


Рис. 12. Кристаллы касситерита.

Окраска минерала густых буро-коричневых тонов, почти до черных, причем она распределяется неравномерно-облачно. Минерал просвечивает в красновато-коричневых тонах, характерен стеклянный блеск,

хрупкий, порошок красновато-бурый. Касситерит похож на черный рутил, но, в отличие от последнего, имеет более слабый блеск — скорее, стеклянный, чем алмазовидный; указанная форма огранения, характерная для касситерита, у рутила встречается очень редко; концентрируется касситерит, даже самые темные его разновидности, в неэлектромагнитной фракции, тогда как темный рутил — в электромагнитной. Под микроскопом показатель преломления у касситерита значительно больше — 1,780. Цвет меняется от почти бесцветного до густо-желто-бурого или рыжего. Плеохроизм слабый (незаметный). Встречаются двойники. В пробе грейзена касситерит часто образует друзы очень мелких кристалликов на флюорите или кварце.

Кальцит. Минерал редкий. В шлихах чаще улавливается лишь в люминесцентной ячейке в количестве нескольких очень мелких знаков или примазок на зернах других минералов. Отмечается в гранитоидах, носящих явные следы гидротермальной переработки, в неправильных, часто округлых и как бы оплавленных зернах размером до 0,5 мм, редко — больше. Бесцветный, полупрозрачный, с матовым блеском, обычно имеет грязный вид из-за тонких темных включений. Прозрачные таблички встречаются очень редко. Вполне возможно, что какая-то часть кальцита, в силу сравнительно небольшого его удельного веса (2,6—2,8), уходит в хвосты при промывке проб.

Колумбит. Минерал исключительно редкий. Нами обнаружен лишь в одной пробе гранит-аплитов (Дегелен). Представлен мелкими (0,2—0,3 мм, редко — больше) обломками кристаллов ромбической сингонии, имеющих удлиненно-призматические или таблитчатые формы с симметрично скошенными

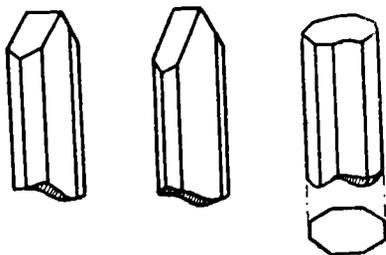


Рис. 13. Кристаллы колумбита.

краями, иногда увенчанные дипирамидой (рис. 13). Цвет густой черный, не просвечивает даже в тонких сколах, лишь в порошке заметно темно-буро-зеленое просвечивание. Блеск полуметаллический, минерал хрупкий. Под микроскопом очень густо окрашен, просвечивает только в самых мелких осколках густым орехово-бурым цветом, неплеохроичен, показатель преломления очень высокий. Спектральным анализом установлено, что главные линии принадлежат ниобию, железу и титану. Колумбит встречается совместно с сильно разложенным ильменитом (до образования тонкокристаллического рутила), бурым цирконом II, флюоритом, флюоцеритом и остатками полурастворенного апатита и магматического циркона.

Корунд. Минерал очень редкий, обнаруживается в количестве 1—5 знаков в гранитоидах различного петрографического состава из различных интрузивных комплексов, в разнообразных ассоциациях акцессорных минералов. Встречается обычно в мелких обломках размером 0,1—0,5 мм, с острыми краями и неровным или раковистым изломом. Цвет от светлого серо-голубого до темно-синего, почти черного, прозрачен в зависимости от интенсивности окраски, в тонких осколках прозрачны даже темные разности. Блеск

сильный алмазовидный, твердость очень большая. Показатель преломления лежит в пределах 1,767—1,780. Согласно порошкограмме, изоструктурен с корундом. Срастаний с другими минералами в пробах не наблюдалось.

Ксенотим. Минерал редкий. Присутствует в породах обычно в очень небольших количествах (несколько знаков на пробу) и всегда ассоциирует с монацитом, но последнего гораздо больше.

Наиболее распространенная форма огранения ксенотима — тетрагональная дипирамида, но встречаются и другие формы кристаллов с преимущественным развитием призматических (110) и дипирамидальных (111) граней (рис. 14).

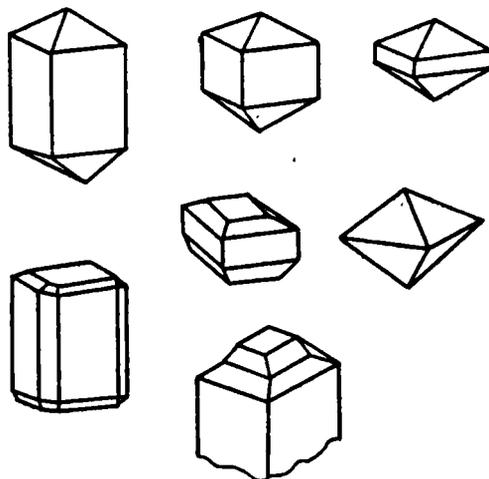


Рис. 14. Кристаллы ксенотима.

Размер кристаллов очень мелкий — от 0,05 до 0,2—0,3 мм, реже — до 0,5—1 мм. Всегда преобладают неправильные зерна или обломки кристаллов. Цвет медово-желтый, с едва уловимым зеленоватым оттенком, прозрачен или полупрозрачен, блеск в изломе жирный, на гранях свежих кристаллов слабый стеклянный. В зернах, лишенных огранки, с трудом отличим от монацита. По ксенотиму, как и по монациту, развивается красновато-бурое вещество, понижающее прозрачность и блеск минерала. Зерна сильно измененных ксенотима и монацита, если они лишены огранки, становятся практически неразличимы. В качестве включений в ксенотиме отмечены биотит, рудный минерал, по-видимому, ильменит, а в единичных случаях — бурый циркон.

Магнетит по количественному содержанию занимает промежуточное положение между темновыми породо-

образующими минералами и типичными акцессорными, господствуя над последними.

В гранитах, по-видимому, в силу самой хорошей раскристаллизации их по сравнению с гранодиоритами магнетит в массе представлен (в порошках) изометричными зернами и хорошо образованными октаэдрическими кристаллами с характерной штриховкой — треугольной или параллельной основанию октаэдра. Размер зерен и кристаллов различный — от пылевидного до 0,5—1 мм и более. В гранодиоритах и вообще в породах, менее раскристаллизованных, зерна магнетита достигают в массе лишь 0,3—0,5 мм. Кристаллы в октаэдрической огранке встречаются редко, обычны неправильные обломки или скелетные кристаллы роста. Цвет магнетита железо-черный или темный стально-серый, блеск чаще слабый металлический, порошок черный у свежего магнетита и красноватый до буро-красного у мартитизированного. Магнетит, не затронутый окислением, обладает высокой магнитностью. В магнитных фракциях проб всегда присутствуют в тех или иных количествах различные минералы породы, в зернах которых наблюдаются включения магнетита. Особенно много породообразующих минералов и главным образом роговой обманки в магнитных фракциях проб более основных пород с магнетитом, рассеянном в виде мелких и тонких включений. В кристаллах и зернах магнетита заметных включений других минералов не наблюдается, что может свидетельствовать о более ранней кристаллизации по отношению к другим минералам породы.

В шлифах по морфологическим особенностям выделяются две разновидности магнетита, принадлежащие, по-видимому, ранней и более поздней генерациям. Первая разновидность — идиоморфный магнетит в изометричных зернах или октаэдрических кристаллах, располагающийся внутри зерен главных породообразующих минералов; этот минерал встречается в парагенетически равновесных соотношениях с ильменитом, сфеном, цирконом и апатитом. Вторая разновидность — ксеноморфный магнетит, срastaющийся со всеми минералами породы, а также разъедающий породообразующие силикаты или выполняющий совместно с кварцем миароловые пустотки в породе; магнетит представляет собою относительно позднюю генерацию минерала.

Состав примесей в магнетитах оказался довольно разнообразным, отмечены следы или тысячные доли процента Pb, Cu, Sn, Zn, V, Ni, Ge, P, Zr, Ba, Sr, Ga; лишь содержание Mn достигает 0,1%. Магнетит гидротермального проис-

хождения (из жилы), в отличие от обычного акцессорного, содержит Mo, Sn, Be.

Изменение магнетита наиболее часто выражается в мартитизации его, значительно реже — в лимонитизации. Явление окисления магнетита свойственно породам, затронутым различными послемагматическими процессами, повышенная интенсивность которых зачастую приводит к полному уничтожению этого минерала.

М а л а х и т. Встречается в незначительных количествах (по несколько знаков на пробу) в различных типах пород. В 12 случаях из 31 малахит ассоциирует с халькопиритом. Он представлен кристаллическими зернами неправильной или шестовато-волокнутой формы, иногда собранными в лучистые агрегаты. Также встречаются скрытокристаллические бесформенные образования, часто сплюснутые в силу отложения по тонким трещинкам или в виде налетов и корочек на других минералах. Размер зерен малахита в преобладающем большинстве мелкий, но иногда достигает 1 мм и более. Цвет зеленый, различной интенсивности, блеск и прозрачность имеют только кристаллические разновидности. Минерал гипергенный, образуется за счет халькопирита, так как других медьсодержащих минералов среди акцессорных не встречается.

М е д ь с а м о р о д н а я. Отмечена лишь в одной пробе. Встречается в зернах совместно с халькопиритом и малахитом, покрыта сажистым налетом и обнаруживается лишь при растирании зерен.

М о н а ц и т. Характерный акцессорный минерал для гранитов с ильменитовым типом ассоциации акцессорных минералов. Среди акцессорий монацит может быть или единственным минералом, концентратом редких элементов (что обычно встречается редко), или в ассоциации с другими редкоэлементными минералами. В гранодиоритах и вообще более основных гранитоидах монацит не обнаруживается.

Монацит чаще всего встречается в виде неправильных, зачастую резко ксеноморфных зерен. Хорошо или частично ограненные кристаллы отмечаются редко, имеют облик изометричных или несколько удлинённых, толстых или тонких табличек и характеризуются разнообразием кристаллографических форм (рис. 15). Размер зерен и кристаллов монацита в подавляющем большинстве мелкий и редко достигает 1 мм. Неизменный монацит медово-желтый, с хорошим стеклянным блеском, прозрачный. Часто носит следы распада и растворения — имеет травленную или даже корродированную поверхность, мутен от присутствия развиваю-

щегося буро-красного вещества, придающего минералу несвойственный красновато-бурый цвет, блеск становится жирным или матовым. Сильно измененный монацит стано-

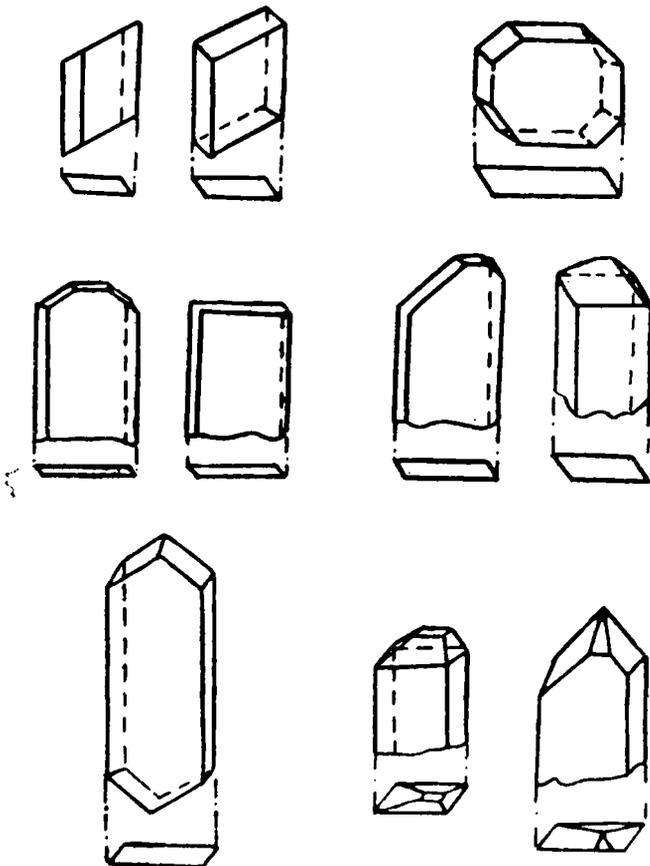


Рис. 15. Кристаллы монацита.

вится полностью непрозрачным и напоминает пелитизированный красно-бурый калишпат. Свежий монацит в тонких осколках имеет светло-желтый цвет без плеохроизма. Двупреломление очень высокое, в пределах 0,060—0,100; главная зона положительная, угол угасания относительно огранения и спайности прямой, оптический знак положительный. Отмечаются включения слабопрозрачного вещества оранжевого цвета в виде пластиночек и иголочек. Спектральный анализ монацитов из проб Баянаулского интрузива указывает на сложность и известное разнообразие их

состава. Монацит содержит (в пределах 1%) Zr, Yb, Y, Th, а также Ti, Fe, Al, Si и другие элементы.

Ксеноморфные зерна монацита часто тесно срastaются почти со всеми минералами породы, цементируя их. Как включения отмечены магнетит, ильменит, циркон, биотит, в единичных случаях — бурый циркон II и торит. Монацит срastaется с мусковитизированным биотитом, мусковитом, флюоритом, рутилом и другими минералами грейзенового комплекса или встречается совместно с рудными минералами.

Молибденит. Встречается в гранитоидах различного петрографического состава и возраста. Содержится в подавляющем большинстве случаев в количестве от одного до нескольких знаков, редко — десятков знаков на пробу, но в пределах минерализованных зон количество этого минерала, так же как и халькопирита, значительно возрастает. Ассоциирует молибденит всегда с пиритом, часто — с халькопиритом, а иногда — с шеелитом, галенитом, сфалеритом, кальцитом. Встречается минерал с присущими ему свойствами в виде тонких овальных пластинок с зазубренными краями, редко шестиугольных, размером от микроскопических до 1 мм и более.

Ортит — довольно обычный акцессорный минерал гранитоидов Центрального Казахстана, наблюдается в количестве от следов до нескольких десятков граммов на тонну. В гранитоидах Заилийского Алатау ортит — один из наиболее характерных акцессорных минералов. Морфологически хорошо выделяются две его разновидности.

Ортит первой разновидности встречается в подавляющем большинстве случаев. Представлен (в протолочках) остроугловатыми обломками неправильной формы. Полностью ограненные кристаллы обнаруживаются весьма редко и имеют небольшие размеры. Форма огранения — в различной степени уплощенный призмод по (100), ограниченный чаще всего тремя неравновеликими базопинакоидами и оканчивающийся довольно сложно образованной верхушкой (рис. 16). В гранитах Заилийского Алатау длина кристаллов (судя по обломкам) достигает 5 мм. Излом от мелкокоряковистого до крупноплоскоряковистого. Цвет минерала (свежего) бархатисто-черный, с хорошим зеленовато-бурым или коричнево-бурым просвечиванием, интенсивность которого зависит от густоты окраски. Блеск минерала в изломе стеклянный, у более густоокрашенных разностей смолистый; ограничивающие поверхности всегда матовы и даже шероховаты. Минерал хрупкий, твердость несколько больше 5. Окраска под микроскопом неоднородная, с резким

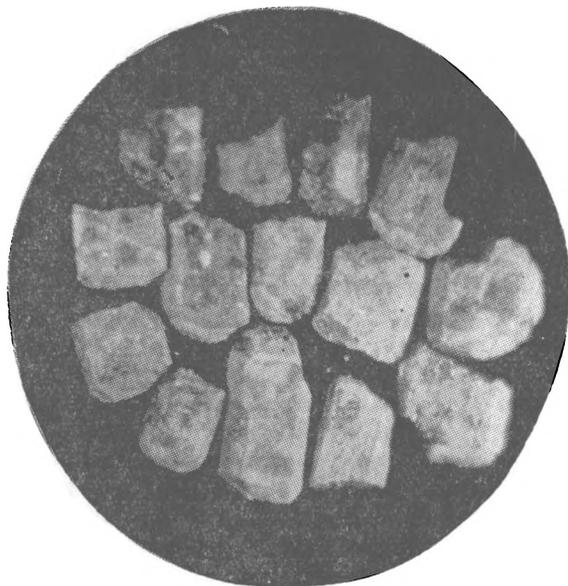
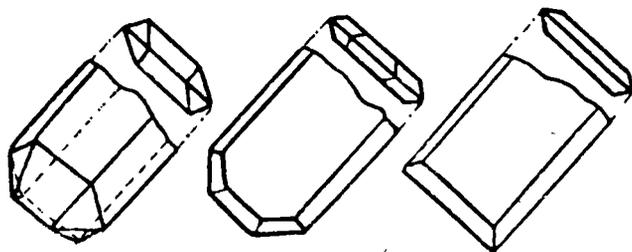


Рис. 16. Кристаллы ортита первой разновидности. Увеличение 17×.

плеохроизмом от светлого зеленовато-бурого до оливково-зелено-черного или светлого коричневатого-бурого до густого коричнево-бурого или почти черного. Схема абсорбции относительно удлинения в призматических кристаллах прямая. Показатели преломления высокие, но не остаются постоянными и часто больше 1,780, реже они лежат в пределах 1,767—1,780. Химический анализ ортита из аляскитовых гранитов Баянаула приведен в таблице 9.

Состав ортита не противоречит его общей формуле $(Ca, Ce)_2(Fe'', Fe''', Al, Ti)_3(Si, Al)_3(O, OH)_{13}$ и приближается к составу ортитов из гранитов Северной Киргизии.

Химический состав ортитов

Окислы	Ортит из гранитов Баянаула	Ортит из гранитов Северной Киргизии (Бонштедт- Куплетская, Прокопенко, 1946)	Ортит из грани- тов Бектауата (Костылева, 1947)
SiO ₂	28,94	29,92	30,47
TiO ₂	0,50	3,66	1,39
Al ₂ O ₃	12,35	10,71	12,43
Fe ₂ O ₃	18,90	5,43	7,29
FeO	Не определялся	13,07	10,93
MnO	•	0,83	1,88
MgO	0,17	0,10	0,50
CaO	11,65	9,15	9,69
CeO (Ce ₂ O ₃)	12,85	11,83	12,70
Th	9,15	11,93	(La,Dy) ₂ O ₃ 12,06 Y ₂ O ₃ 0,22
H ₂ O		2,82	-0,10+0,29
Сумма	94,51		99,95

Будучи нестойким минералом, ортит обычно находится частично или полностью в стадии распада, особенно резко выраженного в породах, подвергшихся процессам автометаморфизма. Начальные стадии распада проявляются различно. В одних случаях зерна ортита с поверхности покрываются корочками измененного минерала буро-желтой или буро-красной окраски (резко отграниченными от свежего), часто хорошо просвечивающими или даже почти прозрачными. Под микроскопом эти участки еще анизотропны, но показатели преломления значительно ниже, чем у неизмененного ортита — $N_g \geq 1,682$ и $N_p = 1,680$. В других случаях зерна ортита приобретают землисто-черную окраску, становятся матовыми даже в свежем изломе, просвечивают лишь в очень мелких осколочках в грязно-зеленовато-бурых тонах, на поверхности этих зерен часто присутствуют корочки аморфного вещества светло-желтого или коричнево-бурого цвета; иногда зерна в поперечном сечении имеют как бы концентрическое строение, обусловленное различной степенью изменения минерала.

Если процессы распада ортита заходят глубоко, то зерна его частично или полностью бывают превращены в аморфное фарфоровидное вещество с низкой твердостью, полностью изотропное. Естественная окраска псевдоморфного минерала чуть желтоватая, почти белая, но обычно он пестро окрашен, по-видимому, окислами железа в различные бурые тона. Контактующие минералы часто окрашены в

такие же тона, что особенно хорошо заметно по полевому шпату. Измененный минерал имеет небольшую твердость и обычно встречается в мелких раскрошенных пористых обломках. Нацело распавшийся ортит широко распространен в гидротермально-измененных гранитах. В. А. Хвостова (1962) классифицирует продукты изменения ортита по количественному содержанию воды, соотношению трех и двухвалентного железа и другим признакам. Нами подобные исследования не проводились.

Вторая разновидность ортита встречается сравнительно редко. Представлена удлинено-призматическими зернами или неправильными остроуголоватыми обломками, часто обладающими заметной спайностью и по структуре напоминающими эпидот; агрегаты иногда состоят как бы из игольчатых кристаллов, собранных в пучки, что придает зернам лучистое строение. На зернах часто хорошо заметны короткие трещинки, поперечные длинной оси, подобные отдельности в роговых обманках или турмалине. У призматических зерен поперечный излом ступенчатый или занозистый, у более изометричных — раковистый (рис. 17). В кристаллах, характерных для ортита первой разновидности, и вообще в ограненных кристаллах этот ортит нам нигде не встречался.

Цвет минерала черный, с очень слабым коричневым или зеленовато-бурым оттенком, с просвечиванием (даже в довольно крупных зернах) буро-коричневых или зеленовато-бурых тонов. Блеск в изломе стеклянный, на ограничивающих поверхностях — тусклый или матовый. Минерал хрупкий, твердость в пределах 6. Эта разновидность ортита менее подвержена процессам распада, и обычно изменены лишь редкие зерна. Подобный минерал из пегматитовых обособлений в гранитах Бектауата был изучен Е. Е. Костылевой (1947) и на основании оптических констант ($N_g = 1,758$, $N_p = 1,724$), а также химического анализа (табл. 9) отнесен к группе ортита. Показатели преломления акцессорного ортита в гранитах Бектауата, неоднократно замеренные нами, оказались выше: N_g — в пределах 1,780 (больше или меньше) и $N_p > 1,767$ и $< 1,780$. Показатели преломления подобного ортита из гранитов других интрузивов также обычно лежат в пределах 1,767—1,780.

В различных литературных источниках для ортита приводится схема абсорбции $N_g \geq N_m > N_p$ или $N_m > N_g, > N_p$. Согласно нашим многим замерам, если считать, что ось индикатрисы N_m параллельна удлинению кристаллов, что характерно для минералов эпидотовой группы, схема абсорб-



Рис. 17. Кристаллы ортита второй разновидности.
Увеличение 17×.

ции для данной разновидности приближается ко второму типу.

Ортит наблюдался в закономерном сростании с эпидотом по призме, а в гранитах Заилийского Алатау встречается минерал, который определен как редкоземельный эпидот. Указание на существование подобного эпидота имеется и в литературе (Баженов, 1958). Отмеченные особенности второй разновидности ортита становятся объяснимыми, если принять мнение, высказанное В. А. Хвостовой (1962), В. В. Плешко (1963) и др., о изоморфной непрерывности в ряду минералов эпидот — ортит.

Полуколичественные рентгеноспектральные анализы ортитов (8 определений) и спектральные анализы (30 определений) показывают резкое преобладание цериевой подгруппы среди редких земель; также намечается некоторое различие в составах элементов-примесей в ортитах из гранитоидов Центрального Казахстана (Y — 0,3%, Th — 0,3%, Sc — 0,006%) и Заилийского Алатау (Y — 0,1%, Th — 0,5%, Sc практически отсутствует). Для девяти образцов ортита обеих разновидностей был выполнен рентгеноструктурный анализ, который показал, что ортиты метамиктны. Согласно исследованиям В. А. Хвостовой (1962), метамиктность в ортите может быть первичной. Сравнение полученных для наших ортитов рентгенограмм между собой и с рентгенограммами ортитов из других районов Союза показывает, что достаточно отчетливо намечается структурно сходный дифракционный фон. У ортитов второй разновидности по сравнению с ортитами первой и эталонными появляется много дополнительных линий небольшой интенсивности, главным образом в коротковолновой части спектра.

Наблюдения в шлифах и протолочках указывают на более позднее образование ортита в кристаллизующейся среде по отношению к другим минералам. Зерна ортита почти всегда ксеноморфны или огранены лишь в отдельных местах; ограничивающие поверхности их всегда матовы или шероховаты, часто с резкими отпечатками других минералов. Все это указывает на рост ортита в стесненных условиях и на частичное растворение его граней. По отношению к полевым шпатам ортит резко ксеноморфен, приурочен к промежуткам между их кристаллами (рис. 18). На более позднее образование ортита указывают и другие исследователи (Бонштедт-Куплетская, 1946; Елисеева, 1960; Меликсетян, 1960-1). Зерна ортита почти не образуют сростков; в редких случаях встречаются сростки с полевыми шпатами, еще реже — с эпидотом, сфеном и другими минералами.

Иногда в зерна ортита включены магнетит, циркон, апатит, ильменит, роговая обманка, биотит и полевой шпат.

По отношению к преобразующим агентам ортит мало устойчив. В условиях грейзенизации он целиком растворяется. В гидротермально-измененных гранитах ортит частично или полностью представлен продуктами своего рас-

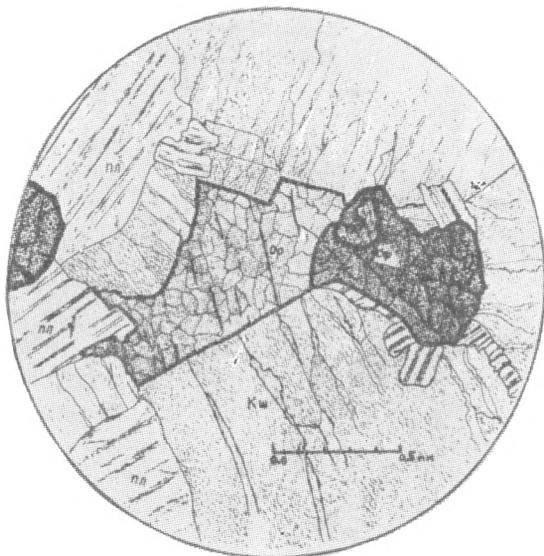


Рис. 18. Кристаллы ортита (Op) и сфена (Сф) среди калишпата (Кш) плагиоклаза (Пл).

пада. Но наблюдаются и такие случаи, когда ортит значительно или полностью изменен, тогда как другие акцессорные минералы и породообразующие не носят заметных следов каких-либо преобразований, или ортит хорошо сохраняется, но породы, включающие его, претерпели значительное изменение. Вполне возможно, что это наиболее поздний ортит, развивающийся по полевым шпатам и темноцветным минералам, на существование которого указывает в своих работах О. П. Елисеева (1957, 1960). О возможности образования вторичного ортита в раннюю стадию щелочного послемагматического метасоматоза или несколько позднее указывает такой случай. Обычный призматический ортит 1, обнаруживаемый в неизмененных гранитах, не присутствует в альбитизированных гранитах и альбититах, образованных по этим гранитам. В то же время в альбитите появляется вторичный ортит, представленный очень мелкими тонкими удлинненными пластиночками, образующими

пучки и розетки на зернах альбита и очень редко эпидота. Часто пластинки ортита срastaются по призме с альбитом или включены в его зерна. По морфологическим свойствам и оптике вновь образованный ортит тяготеет к ортиту второй разновидности.

Пирит. Представлен обычно очень мелкими (0,02—0,2 мм, иногда до 0,5 мм) обломочками с плоско-раковистым изломом, реже — ограненными кристаллами, которые, если судить по размерам псевдоморфных кристаллов гетита, могут быть более 1 мм. Наиболее частая огранка пирита — куб, гораздо реже — пентагондодекаэдр и еще реже — другие. Иногда встречаются их комбинации. Пирит и гетит обнаруживаются в породах любой степени свежести, но в увеличенном количестве чаще приурочены к породам, затронутым гидротермальной переработкой. Зерна и кристаллы пирита (а также и гетита) всегда исключительно идиоморфны, кристаллы, за редким исключением, хорошо огранены и не образуют даже сростков с другими минералами. Но этот признак, как утверждает А. А. Беус (1961), не может служить критерием для определения условий образования минералов, так как правильные кристаллы могут формироваться в процессе метасоматоза даже в твердой среде. Поведение пирита как акцессорного минерала в изверженных породах не дает возможности судить о времени и условиях его образования, и для решения этих вопросов требуются дополнительные исследования.

Рутил. Встречается во многих образцах гранитов различного петрографического состава, но характерным минералом является лишь для гранитов, затронутых процессами кислотного выщелачивания. Чем сильнее проявлены эти процессы, тем обильнее развивается рутил. В гранодиоритах рутил отмечается исключительно редко и содержится обычно в ничтожных количествах.

В пробах рутил встречается в бесформенных обломках, сростках с ильменитом, зернах, иногда лишь частично ограненных и нередко носящих ясный кристаллобластический характер. Кристаллы образуются сравнительно редко и имеют главным образом мелкие размеры. Размеры обломков разнообразны — от микроскопических до 1 мм и более. Огранка кристаллов, особенно более крупных, сложная. Чаще всего кристаллы рутила имеют короткопризматический габитус с большим количеством призматических и дипирамидальных форм. Призматическая зона обычно покрыта штриховкой, параллельной главной оси, вершины кристаллов тупые (рис. 19). Сравнительно редко отмечают дипирамидальные формы, образованные одной или дву-

мя тупыми дипирамидами. Очень мелкие призматические кристаллики иногда образуют сростания в характерных формах сагенита. Встречаются (редко) коленчатые и сердце-

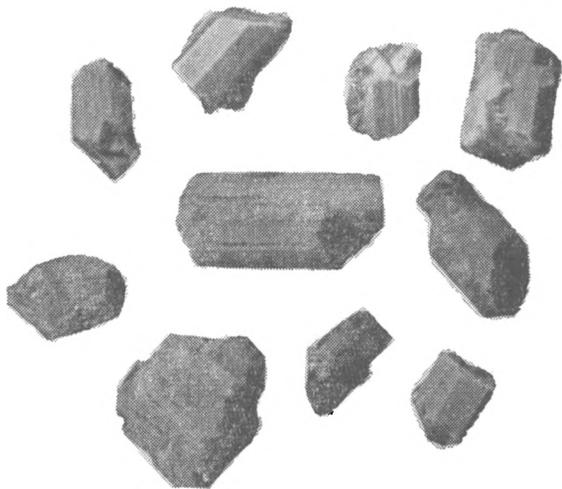


Рис. 19. Кристаллы рутила — нигрина. Увеличение 20X.

видные двойники. Минерал хрупкий, излом мелкокорковатый, иногда занозистый; цвет разнообразный и часто неоднородный — оранжево-темно-бурый до черного. Темные разности рутила всегда превалируют над светлыми, окраска непостоянная и распределяется неравномерно, очень часто даже в одном кристалле могут проявляться различные цвета, располагающиеся в виде нечетких зон и облачных пятен. Более светлые разности рутила полупрозрачны, темные и черные лишь просвечивают в тонких осколках. Блеск на гранях металлоидный, в изломе почти алмазный. Более темноокрашенные разности рутила электромагнитны и концентрируются в электромагнитной фракции.

Под микроскопом у красно-бурых рутилов окраска густая буро-желтая и реже красная в направлении главной оси и оранжевая в поперечном направлении. В отраженном свете заметен характерный кирпично-красный оттенок внутренних рефлексов. Окраска и плеохроизм черных разностей рутила очень своеобразные: по направлению нерезко выраженного удлинения окраска густая — от буро- до черно-зеленой; в поперечном направлении цвет темно-орехово-бурый, желто-бурый, красно-бурый. Таким образом, очевиден достаточно резкий дихроизм, нехарактерный для

обычных рутилов. Рутил оптически одноосный, N значительно больше 1,780.

В справочниках отмечается, что появление темно-коричневого и зеленого цветов у рутила характерно для разновидностей, содержащих ниобий и тантал (ильменорутил, стрюверит). Химический анализ чисто отобранного темноокрашенного рутила из грейзенов Аксана дал следующие результаты (%): SiO_2 — 3,2; TiO_2 — 92,0; Al_2O_3 — нет; Fe_2O_3 — 2,5; FeO — нет; MgO — 0,3; CaO — 1,8; п. п. п. — 0,3; H_2O — нет. По данному анализу, исследуемый минерал, несомненно, — простое кислородное соединение титана, содержащее значительное количество примесей, главным образом в виде механических включений. В аншлифах в зернах черного рутила наблюдаются мелкие реликтовые включения ильменита, гематита (образующего с рутилом пластинчато-решетчато-петельчатые и эмульсионные структуры распада) и кварца. Кроме того, можно предполагать наличие включений кальцита или продуктов распада сфена, не обнаруженных под микроскопом. Рутилы отличаются несколько большей химической чистотой, а нигрины содержат гораздо больше железа в окисной и закисной формах, чем изученный минерал. Большое содержание железа считается некоторыми авторами даже характерным отличительным признаком нигрина. Другие считают, что это механическая смесь рутила с ильменитом и гематитом (Ramdohr, 1926). Нам представляется, что вследствие трудности отделения темноокрашенного рутила от тонких включений ильменита и гематита большое содержание железа нельзя считать основной особенностью нигрина. Темная окраска рутилов-нигринов обусловлена, по-видимому, механическими примесями слабопрозрачных минералов, но поскольку она сохраняется в порошке и шлифах и является достаточно однородной, общее содержание минералов-красителей может быть очень небольшим, так как они находятся в тонкорассеянном состоянии. Изученный нами темный рутил, по внешним признакам вполне сопоставимый с типичными нигринами, может служить доказательством этого положения.

Остается невыясненным, в какой среде образуется рутил той или иной окраски. Казалось бы, при прочих равных условиях в одних случаях развивается только черная разновидность рутила, а красно-бурая разность, или переходная, отмечается лишь в отдельных знаках. В других, более редких случаях наблюдаются только красно-бурые рутили лишь с облачными темными пятнами или всей гаммой — от светлой оранжево-красной до черной окраски, причем пос-

ледняя в переходных разностях распределяется неравномерно. В дополнение к химическому анализу были проведены спектральные анализы данного минерала на некоторые элементы (табл. 10).

Таблица 10

Элементы-примеси в рутилах

Элементы	Проба 25	Проба 57	Проба 55	Проба 41
Mg	0,1	0,01—0,001	0,0001	0,01—0,001
Al	<1,0	<1,0	<1,0	0,01—0,001
Si	≤1,0	0,1	0,1	0,1
Ti	>1,0	>1,0	>1,0	>0,1
Mn	—	<1,0	0,01—0,001	—
Fe	0,1	≤1,0	0,1	≤1,0
Y	—	—	—	—
Nb	—	<1,0	>1,0	>1,0
Sn	—	Не определялся	—	0,01—0,001
La	—	—	0,01—0,001	—
Ce	—	—	—	—
Yb	—	0,1	—	Не определялся
Th	—	0,01—0,001	≥0,0001	—

Анализы показывают, что темные рутилы (нигрины) значительно отличаются по составу от красно-бурой разновидности (проба 25). По содержанию редких элементов они сходны с ильменорутилами. Окраску такого же рутила из грейзенов Восточного Коунрада Ф. В. Чухров (1962) ставит в зависимость от содержания ниобия, количество которого в темноокрашенной разновидности достигает 8% (что характерно уже для ильменорутила), а состав может меняться от ильменорутила до ниобистого рутила, но иногда — до рутила. Порошкограммы (3 определения) рутила показывают его близкое сходство с эталонными рутилом и ильменорутилом (Сидоренко, Акоюн, 1957). При всей тщательности исследования темного рутила точное видовое определение его вызывает известные затруднения, по-видимому, вследствие того, что он является промежуточной формой между темными рутилами типа нигрина и редкоэлементными ильменорутилами, известными в более типичной форме. С известной мерой условности мы будем именовать черную разновидность рутила нигрином.

Многочисленные наблюдения нигрина в порошках и шлифах показывают, что он является минералом, явно постериорным; образуется в стадию высокотемпературного послемагматического кислотного выщелачивания (в подавляющей массе — за счет ильменита) и наиболее обильно развивается в процессе грейзенового преобразования грани-

тов. Зачастую можно наблюдать, как кристаллы рутила вырастают на месте пирогенного ильменита (см. рис. 9) и находятся в тесной парагенетической ассоциации с типичными грейзеновыми минералами — мусковитом, флюоритом, вторичным кварцем, а также некоторыми послемагматическими акцессорными минералами — монацитом, бурым цирконом II, редкоэлементными минералами типа давидита или блонстрандина. Рутил также образуется (но, по-видимому, лишь в небольших количествах) и за счет распада биотита. Неоднократно наблюдалось, как кристаллики рутила в виде неправильных скоплений или закономерных сростаний образуются на зернах мусковитизированного биотита или мусковита, располагаясь главным образом по их плоскостям спайности. В этом случае зерна рутила имеют близкие к микроскопическим размеры и всегда светлую желто- или красновато-оранжевую окраску. Ф. В. Чухров (1962) отмечает замещение рутилом не только ильменита, но и сфена.

С ф а л е р и т. Минерал исключительно редкий. Отмечен в ничтожных количествах лишь в восьми образцах слабо минерализованных сульфидами гранитов из различных интрузивов. Представлен неправильными остроуголатыми обломками различной величины, не превышающей 0,5—0,7 мм. В силу совершенной спайности зерна имеют как бы ступенчатый излом. Цвет минерала очень светлый зеленоватый, но часто из-за наличия темных тонкорассеянных включений он приобретает свинцово-серую окраску. Светлые разности почти прозрачны, темные — только просвечивают, но порошок даже окрашенных зерен светлый.

С ф е н. Встречаются две разновидности сфена, принадлежащие различным генерациям. Исключительно широко представлена первая разновидность пирогенного бурого сфена, которая определяет тип ассоциации акцессорных минералов. Вторая разновидность развита слабо и образуется в более поздние этапы, ассоциирует с минералами, характерными для послемагматической стадии.

С ф е н п е р в о й разновидности в протолочках представлен зернами и обломками, частично сохраняющими огранку, реже — полностью ограненными кристаллами, отличается хорошим идиоморфизмом. В преобладающем большинстве случаев кристаллы сфена представляют собой уплощенные конвертообразные призмы, имеющие в поперечном сечении клиновидную форму. Размер кристаллов различный, в крупно- и среднезернистых гранитах они достигают величины более 1 мм. Цвет свежего минерала желто-бурый различной интенсивности, он прозрачен или

хорошо просвечивает, блеск стеклянный. Микроскопические свойства сфена не отличаются от обычных. В типичных гранодиоритах, содержащих большие количества роговой обманки, сфен встречается, как правило, в бесформенных, часто ксеноморфных зернах. Кристаллы, вернее обломки их, отмечаются как исключение, они имеют чаще округлую форму, обусловленную резко укороченной призмой четвертого рода. Размер зерен в большинстве случаев достигает лишь 0,5—0,6 мм.

В редких пробах гранодиоритов (и вообще более основных пород, чем граниты) сфен имеет однородную окраску; обычно же окраска зерен сфена пестрая — от слабо-буроватой или желтоватой через все тона до темно-бурой, часто с красноватым оттенком. Нередко можно наблюдать неоднородность окраски даже в одном зерне. На это явление указывают также В. Н. Криволицкая и С. Д. Туровский (1956). Ими подмечено, что светлоокрашенный сфен намного легче, чем темноокрашенный, подвергается вторичным изменениям (лейкоксенизации). По нашим наблюдениям, густоокрашенный сфен имеет большую твердость по сравнению со светлоокрашенным, что, по-видимому, и обуславливает его большую устойчивость к процессам изменения. Е. Д. Семёнова (1953) рассматривает сфен густой коричнево-вишневой окраски как контаминационный минерал. И. Конта (1951) считает, что окраска сфена зависит от температуры, действия кислорода и общего содержания железа и что в некоторых случаях он может служить в известной мере чувствительным геологическим термометром. По нашим наблюдениям трудно заключить, что темноокрашенный сфен — минерал контаминационный, так как он обычно присутствует наряду со светлым в одном образце, а пестрота окраски его вообще характерна для гранодиоритов, имеющих широкое площадное развитие в Северном Прибалхашье, и не зависит от расположения частей интрузивов по отношению к контактам. Предположение, что столь резкое различие сфенов (крайних по цвету разностей) в окраске обусловлено образованием их при различных температурах, т. е. в разобщенные во времени периоды, в данном случае, пожалуй, также не будет обосновано. Против этого предположения свидетельствуют наличие переходов в гамме цветов, а также идентичность прозрачности, блеска и формы разноокрашенных зерен. Решить однозначно этот вопрос не помогают даже наблюдения над зернами, в которых совмещены две и более окраски. В большинстве случаев участки темноокрашенного сфена располагаются внутри светлоокрашенных, но бывает и наоборот. Контакты между

разноокрашенными участками зерен чаще расплывчаты, чем резкие. Блеск и прозрачность сфена в гранодиоритах также непостоянны. Как правило, минерал имеет сильный стеклянный блеск и прозрачен, но в некоторых пробах обладает слабым (приближающимся к жирному) блеском и пониженной прозрачностью. В гранодиоритах, переходных к гранитам, характер сфена идентичен этому минералу в гранитах.

Спектральные анализы сфена из ряда гранитных и гранодиоритовых массивов (30 определений) показывают следующие элементы-примеси: десятые доли процента — Fe, Mn, Mg, Al, Ce, Y, Nb, сотые — Zr, Pb, Zn, Sn, V, La, Nd, Sm, Dy, Yb, Ta, тысячные — Be, Cu, W, Mo, Bi, Ga, Ge, Eu, Gd, Ho, Er, Tu, Lu, Hf. Состав элементов-примесей, а также колебания в их содержании являются общими для всех анализированных проб и не зависят от принадлежности их к различным по возрасту интрузиям. В гранитах по сравнению с гранодиоритами содержание Mn, Be, Pb, Ce, Nd, Sm, Y, Nb, Ta несколько выше. Для сфена характерно повышенное содержание алюминия (0,7—0,8%), железа ($\geq 1\%$), редких земель, особенно церия (0,4—0,2%).

Сфен — минерал неустойчивый и под влиянием процессов автометаморфизма гранитов разрушается. В одних случаях изменение сфена выражается в том, что грани кристаллов становятся матовыми, шероховатыми или даже корродированными, минерал приобретает зернистое сложение, видимо, в силу грануляции, зерна теряют кристаллические очертания, прозрачность и блеск уменьшаются. Часто можно наблюдать округлые, как бы окатанные зерна в силу их частичного растворения. В других случаях, гораздо чаще, сфен становится более светлым по окраске, на поверхности зерен и по трещинкам по нему развивается скрытокристаллическое вещество светло-желтых тонов (лейкоксен, ксантиган?). Это вещество зачастую полностью замещает кристаллы сфена или наблюдается в бесформенных, резко корродированных зернах или в виде корок и наростов на зернах других минералов, с которыми сфен контактировал в породе.

Рентгеноструктурный анализ показал, что лейкоксен принадлежит анатазу. В подтверждение этого сошлемся на данные Ж. Гоньи (1957), согласно которым главной составной частью желтых порошковатых продуктов разложения сфена является анатаз. В пегматитовой фации этому автору удалось обнаружить псевдоморфозы анатаза по кристаллам сфена. На анатазовую природу лейкоксена, образующегося по сфену, указывают также И. В. Бельков (1962) и

И. А. Бергман (1962). Мы наблюдали образование кристаллических титановых минералов по сфену очень редко. В двух пробах зерна или кристаллы сфена приобретают графитово-серый цвет, и в них отчетливо видны как бы гранулы полупрозрачного сине-серого анатаза. В присутствии такого сфена в пробах содержатся и обособленные зерна и кристаллы анатаза от сине-серого цвета до черного, часто в тесном срастании со сфеном. В единичных случаях в связи с распадом сфена и образованием по нему лейкоксена можно наблюдать развитие тонких иголок бурого рутила или пластинок вторичного сфена, погруженных в лейкоксен. Несколько чаще встречается образование по сфену ильменита, который или дисперсно пронизывает кристаллы сфена (видимо, в начальную стадию), или образует отдельные тонкие пластиночки. В последнем случае кристаллы сфена становятся губчатыми и имеют как бы скелетную структуру. Цвет такого преобразованного сфена темный до черного. На изменение сфена, даже при незначительном развитии процессов грейзенизации, указывает Ф. В. Чухров (1960). По его наблюдениям, сфен замещается главным образом ильменитом — до образования полных псевдоморфоз (с меньшим содержанием гематита, рутила, флюорита и пирита).

Изменения сфена характерны для зон грейзенизированных или гидротермально-измененных пород, для областей эндоконтактов интрузий и участков с обильными дайковыми и кварцевыми жилами. Если процессы автометаморфизма зашли далеко, сфен практически полностью исчезает. В типичных гранодиоритах, вне зависимости от степени сохранности темноцветных, каких-либо вторичных образований по сфену, так же как и по ильмениту, не наблюдается, в то время как в гранитоидах более кислого состава сфен одним из первых реагирует на различные преобразования.

Пирогенный сфен образуется в сравнительно ранние стадии кристаллизации гранитоидов, но всегда несколько позднее магнетита и ильменита, о чем свидетельствуют постоянно наблюдаемые включения этих минералов в сфене. Обратного явления, т. е. включенных зерен сфена в кристаллах ильменита или магнетита, не наблюдалось. В образцах гранитов, где исключительно развит сфен, а ильменит находится лишь в незначительных количествах, иногда можно видеть следующее: зерна ильменита без видимых следов разложения имеют как бы зернистую или разъеденную поверхность и часто облеплены также неизменным веществом обычного бурого сфена. В шлифах и в приготовленном из таких зерен аншлифе, в ильмените, обнаруживаются ха-

рактерная структура распада, образуемая эмульсионными и пластинчатыми выделениями гематита, и замещение ильменита сфеном. Наблюдения под бинокляром показывают, что происходит не замещение, а лишь обрастание ильменита сфеном. Этому, по-видимому, предшествовало разъедание поверхности зерен ильменита. Гораздо чаще в аналогичных условиях кристаллы сфена просто включают зерна ильменита. Доказательством тому, что пирогенный сфен в данном случае, как и вообще в нашей практике, не замещает ильменит, может служить абсолютное отсутствие псевдоморфоз сфена по ильмениту.

Магнетит, включенный в сфен, встречается значительно реже ильменита. В пробах гранодиоритов в отдельных зернах сфена можно наблюдать включения иглоочек роговой обманки, реже — пироксена, обычно разложенных и осветленных. Сообщение М. Х. Хамидова (1959) о том, что амфибол и сфен — взаимоисключающие минералы, на нашем примере не подтверждается. Значительно реже отмечаются включения биотита, тоже обычно разложенного. В сильно измененных гранодиоритах сфен можно наблюдать тесно срощившимся с эпидотом и соссуритом. Все это свидетельствует о том, что сфен образовался позднее магнетита, ильменита, роговой обманки, а возможно, и биотита.

Отмечаются следующие парагенетические сочетания сфена:

образование мелкозернистой каемки около кристаллов магнетита и ильменита или нарастание на них отдельных крупных зерен;

выделения по спайности слюдообразных минералов в виде отдельных ксеноморфных зерен в связи с распадом биотита и превращением его в мусковит и хлорит;

кристаллы и ксеноморфные зерна в промежутках между кристаллами полевых шпатов, чаще — около кристаллов роговой обманки и биотита;

короткие прожилки и линзочки тонкозернистого сфена по трещинкам различных порообразующих минералов;

мельчайшие включения с нерезко выраженными контурами в зернах роговой обманки.

Сфен второй разновидности представлен бесформенными обломками или плоскими зернами без ясно выраженных кристаллографических форм, но со следами характерного клиновидного огранения. На некоторых зернах наблюдается ступенчатая наслоенность, возникшая, вероятно, в процессе роста кристаллов, она придает вид ложной спайности; очень редко образуются двойники. Этот сфен носит типичные черты ксеноморфизма. Размер зерен различный и

достигает 1 мм. Цвет минерала от бесцветного до очень светло-бурого, близкого к окраске обыкновенного (магматического) циркона. Иногда встречаются зерна едва уловимого дымчато-серого цвета. В мелких зернах сфен почти прозрачен, в более крупных — только хорошо просвечивает. Блеск на клиновидных гранях стеклянный, на неограниченных участках и в изломе жирный или матовый. Твердость у сфена этой разновидности по сравнению с обычным бурым сфеном понижена. Минерал неэлектромагнитный, показатели преломления значительно больше — 1,780; цвета интерференции высокие, типичные для сфена, минерал двуосный. При микрохимических испытаниях сфена второго поколения всегда четкая реакция на титан; рентгенограммы показывают, что этот минерал изоструктурен с обычным сфеном. Содержание редких земель в нем примерно такое же, как и в пирогенном буром сфене, а содержание иттрия, ниобия и тантала даже несколько меньше.

Сфен второй мало распространен, обычно встречается в гранитах с ильменитовым типом ассоциации акцессорных минералов в очень небольших количествах — в числе таких наиболее поздних минералов, как монацит, бурый циркон II, блонстрандин, рутил и другие. Наличие светлого сфена в указанном типе ассоциации акцессорных минералов и ксеноморфный характер его зерен дают возможным считать этот сфен более поздним образованием по сравнению с обычным магматическим. Можно лишь предполагать, что светлый сфен образуется (частично или полностью) за счет разрушения и перекристаллизации магматического сфена, который в присутствии светлого сфена обнаруживает признаки распада. Лишь в двух пробах пришлось наблюдать образование светлого сфена в связи с распадом и перекристаллизацией бурого магматического

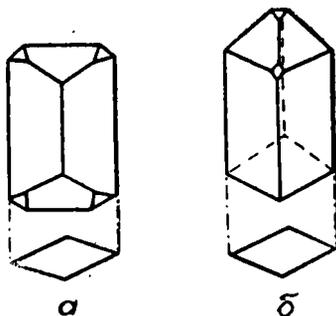


Рис. 20. Кристаллы сфена: а — магматического первой генерации; б — послемагматического второй генерации.

го, причем кристаллическая форма первого отлична от формы последнего (рис. 20). Возможность образования светлого сфена за счет распада ильменита остается неясной. Светлый сфен часто присутствует в пробах, где ильменит не затронут процессами разложения, хотя и наиболее часто срастается с ильменитом, обволакивает его зерна или нарастает на них в виде веера из тонких пластинок, но гра-

ницы между ними всегда резкие, без взаимных прорастаний. В то же время приходилось наблюдать и очень тесное взаимопроникающее срастание светлого сфена (совместно с рутилом или без него) с лейкоксенизированным ильменитом.

Вторичный светлый сфен, так же как и бурый магматический, значительно менее стойкий, чем другие минералы титана. В двуминеральной ассоциации, при относительно свежем состоянии ильменита, когда магматический сфен уже бывает значительно растворенным или замещенным лейкоксеном, может присутствовать вторичный сфен. При более глубоком изменении гранитов обе разновидности сфена полностью исчезают, в то время как образовавшиеся рутил и анатаз сохраняются даже в грейзенах.

Топаз. Один из главных минералов грейзенов Аксана, развитых по южной окраине Баянаульского массива. В небольших количествах встречается в грейзенизированных аляскитовых гранитах из того же района. В обоих случаях он образуется из вещества полевых шпатов. Топаз голубовато-белый, под биноклем он совершенно бесцветный и водно-прозрачный, без включений или с тонкими чешуйками серицита. Характерные формы — остроугольные и плоские обломки, по-видимому, более крупных кристаллов. Оптические свойства в пределах нормы. В отдельных зернах отмечался несколько повышенный угол оптических осей (около 65°). Состав примесей в топазе из грейзенов: свинец — следы, медь — тысячные доли %, ванадий — следы, марганец — до $0,1\%$, германий — более $0,005\%$, барий — менее, $0,001\%$, стронций — следы. Не обнаружены следующие элементы: Sn, Mo, W, Cr, Co, Ni, P, Be, Zn, Zr, Li, Ga, Cd, Sb, As, Bi, In, Ag. Топаз отличается большой чистотой; примеси, имевшиеся в составе полевых шпатов, при образовании из них топазов, вероятно, выщелачивались.

Торит. Широко распространен в гранитах от нормального до кислого состава (отмечен примерно в половине проб), но содержание его невелико и часто выражается в нескольких знаках или десятках знаков на пробу.

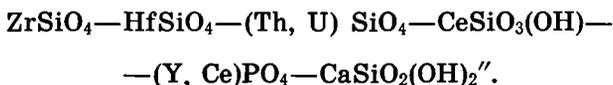
Торит образует неправильные, но достаточно изометричные зерна, реже — кристаллы, форма которых однообразна — это призма (110) в сочетании с дипирамидой (111). Отношение поперечных размеров кристаллов чаще всего лежит в пределах 1:2, реже 1:1 и больше, зерна мелкие, редко достигают $0,5$ мм и, как исключение, — $0,7$ — 1 мм. Зерна и кристаллы торита всегда затронуты растворением — грани матовые или шероховатые, ребра притуплены. Цвет минерала неоднородный, чаще всего красно-коричневый или красно-

бурый. Наиболее измененные зерна приобретают цвет порошковой разности гематита. Излом зерен плоско-раковистый, блеск смоловидный, жирный; зерна часто покрыты корочками и налетами желтых и бурых тонов. Минерал просвечивает в различной степени до полностью непрозрачного. Окраска, прозрачность и блеск его, по-видимому, обусловлены степенью метамиктного распада. В очень редких случаях, лишь в центральных частях зерен, торит имеет светло-желтую окраску, прозрачен, со стеклянним блеском. Под микроскопом всегда изотропен. Ториты в гранитоидах Заилийского Алатау более свежие, но также непрозрачны, желтого или оранжевого цвета, часто с облачными пятнами зелено-бурых или землисто-черных тонов.

Спектральный анализ торита из гранитов интрузива Шалтас показал следующее содержание элементов (%): Si > 1,0; Al — 0,5—1,0; Th > 1,0; Y — 0,1; Be — 0,01; Zr — 0,1; La — 0,1; Nb — 0,01—0,03; Ta — нет, W — нет; Fe — 1,0; As — следы; Pb — 0,3; Cu — 0,003; Mg — 0,05; Hf — нет. Количество тория и урана, вычисленные радиометрическим методом, соответственно выражаются в 21,1 и 0,001 %; содержание тория в минерале меньше обычного. По порошкограмме этот минерал изоструктурен ториту (Ложникова, Яковлева, 1961). М. С. Филиппов и Л. В. Комлев (1958) выделяют три разновидности торита: ториты, содержащие фосфор (фосфоториты), окрашены в желтый и оранжевый цвета; ториты, содержащие уран или железо (ураноториты и ферриториты), характеризуются темной окраской.

Торит и бурый циркон, если присутствуют совместно, в некоторых случаях очень трудно отличить друг от друга. Особенно это характерно для Кызылэспинских интрузий: в общей массе зерен эти минералы надежно диагностируются лишь в зернах с типически выраженными чертами. Неправильные обломки и зерна торита и бурого циркона практически неразличимы под бинокляром, и микрохимические испытания на торий отдельных зерен дают переменный успех.

Широкое обобщение делает в своей работе Д. П. Сердюченко (1959, стр. 53): «... в кристаллических решетках цирконовых минералов сочетаются в различных условиях и отношениях, недостаточно еще изученных и минералогически не вполне расшифрованных, следующие молекулярные группы:



Срастания бурого циркона и торита отмечаются чрезвычайно редко. Взаимное прорастание этих двух минералов, указывающее на близкое или одновременное их выделение, отмечено также М. С. Филипповым (1958). Иногда торит включает ильменит и флюорит. Наиболее часты срастания торита с мусковитизированным биотитом или мусковитом. Торит включает зерна биотита или располагается по плоскостям спайности. В последнем случае кристаллы его уплощены и имеют форму прямоугольных табличек. По наблюдениям О. П. Елисеевой (1960), торит встречается только в кислых породах; он приурочен в большинстве случаев к калишпатам, часто образовывался раньше кварца, так как последний расчленяет его зерна.

Торит может присутствовать как в ильменитовом типе ассоциации акцессорий, богатой редкоземельными минералами, так и в сфеновом типе ассоциации, бедной ими, и, по-видимому, является минералом позднемагматической стадии минерализации, а возможно, пневматолитовой. Свидетельством этому является наличие торита в практически не измененных гранитах и в гранитах, затронутых процессами автометасоматоза. Если эти процессы заходят глубоко, торит, будучи минералом нестойким, исчезает.

Турмалин как акцессорный минерал для гранитоидов Центрального Казахстана нехарактерен, встречается сравнительно редко. Несколько чаще турмалин обнаруживается в грейзенизированных гранитах, а также в гранодиоритах, не менее редок этот минерал и в породах Заилийского Алатау.

Турмалин представлен остроуголатыми обломками кристаллов — от мельчайших до размера больше 1 мм. По обломкам можно судить о призматическом характере кристаллов, некоторые из них с продольной резкой штриховкой на гранях. Турмалин также образует радиально-лучистые агрегаты из мелких игольчатых кристалликов, иногда тесно срастающихся с минералами породы и особенно с полевым шпатом, который является как бы вмещающей средой (Акчатау, Жанет). Турмалин нарастает на зернах роговой обманки (удлинения их ориентированы одинаково или под углом) или прорастает по поперечной спайности (рис. 21).

Цвет турмалина черный, редко грязно-зеленый, просвечивание коричнево-бурое, дымчато- или зеленовато-бурое. Блеск стеклянный, минерал хрупкий, но твердый. Под микроскопом резкий плеохроизм — от светло-коричнево-бурого по *N_r* до оливково-черного по *N_m*. Показатели преломления у черных разностей варьируют в пределах 1,680—1,690 по *N_m* и 1,660—1,670 по *N_r*. Более светлоокрашенный

турмалин имеет показатели ниже: $Nm = 1,665 \pm 0,004$ и $Np = 1,631 \pm 0,002$. Всегда выдерживается характерная для турмалина обратная схема абсорбции — $Nm > Np$ при отрицательном удлинении.

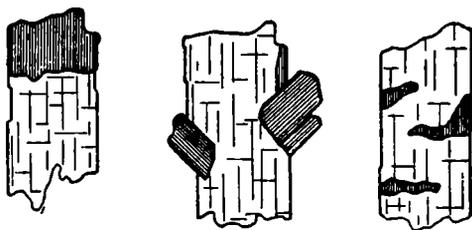


Рис. 21. Прорастания турмалина (густая штриховка) в зернах роговой обманки.

Флюорит. Характерный минерал для гранитов, обнаруживается в преобладающем большинстве проб, но содержание его неравномерно и варьирует в широких пределах — от нескольких знаков на пробу до десятков и даже сотен граммов на тонну. В более основных породах (гранодиоритах, сиеногранодиоритах и др.) флюорит отмечается значительно реже, количество его не превышает нескольких знаков в пробе.

Встречается флюорит почти всегда в неправильных обломках, но все же близких к изометричным, различного размера — до 1 мм и более. Кристаллы отмечаются как исключение — это октаэдры или кубы, чаще — их комбинации. Преобладает бесцветный водяно-прозрачный флюорит, лишь отдельные зерна фиолетовые, реже розово-фиолетовые различной интенсивности, иногда цвет настолько густой, что зерна кажутся почти черными. Окраска обычно распределяется неравномерно, пятнами. Более густоокрашенные участки зерен часто резко отграничены от бесцветных. В двух случаях наблюдались очень интересные сочетания окрашенных участков в бесцветных зернах флюорита (рис. 22). О причинах окраски флюорита существуют различные мнения (Ильинский, 1962; Стишов, 1960; Ферсман, 1936; Baldauf, 1955; Lehnert, 1958).

Флюорит встречается в различных ассоциациях акцессорных минералов — как более высокотемпературных, так и образуемых в последние стадии формирования породы из остаточных растворов. В пробах гранитов из эндоконтактных и апикальных зон содержание флюорита увеличивается, и в некоторых случаях он является уже существенной составной частью акцессорных минералов породы. По-види-

тому, флюорит начинал образовываться в относительно ранние стадии процесса грейзенизации, о чем может свидетельствовать наличие его в практически неизменных породах, в ассоциации с высокотемпературными (магматическими) минералами, при очень слабом развитии или даже полном отсутствии минералов грейзеновой и гидротермальной ассоциаций. В слабо грейзенизированных гранитах флюорит сильно разъедает магматические породообразующие минералы — полевые шпаты, магнетит, биотит. В кварцевых грейзенах (Баянаул) флюорит оказывается неустойчивым и замещается опалом или халцедоновидным кварцем. В гранитах, значительно измененных гидротермальными процессами, содержание флюорита уменьшается или он полностью отсутствует, зерна его носят явные следы растворения.

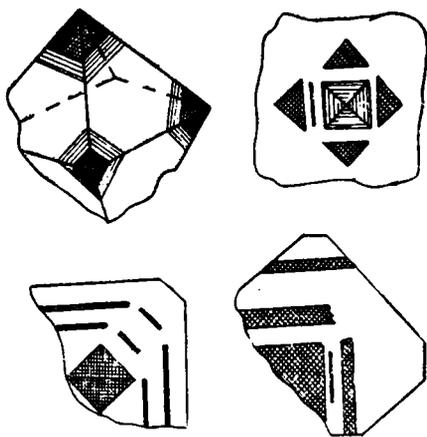


Рис. 22. Распределение фиолетовой окраски в бесцветных кристаллах флюорита.

Флюоцерит. Минерал редкий. Нами встречен в десяти пробах гранитов различных интрузивов. Обнаруживается в неэлектромагнитных фракциях, представлен мелкими, редко достигающими 1 мм ксеноморфными зёрнами. Иногда наблюдается в виде табличек неправильной конфигурации, пластиночек, редко кристаллики имеют вид плоских округлых табличек, вероятно, гексагональной сингонии (Дегелен). Минерал бесцветный или слабо окрашен в буровато-желтые и розовато-желтые тона, полупрозрачный, но чаще фарфоровидный, блеск матовый или жирный, твердость в пределах 5, $N_0 = 1,615-1,616$, $N_e = 1,606$, заметна хорошая спайность, прозрачный или слабопрозрачный от бурых налетов, которые в отраженном свете похожи на титанистые продукты распада (лейкоксен). Спектральный анализ показал, что главными элементами флюоцерита являются Ce и La, присутствуют F, Si и в одном образце — P (повидимому, за счет включений монацита). Рентгеноструктурный анализ (три определения) подтверждает принадлежность минерала флюоцериту.

Встречается флюоцерит в ассоциации с минералами пневматолитового и гидротермального этапов. В гидротермальных месторождениях (Зуев, Костерин, 1959) он является вторичным минералом по монациту. Флюоцерит в тесном сростании с монацитом нами наблюдался только в двух пробах, в остальных последний отсутствует или содержится в очень малых количествах. Тесное сростание флюоцерита отмечается также с флюоритом, с которым он обычно ассоциирует.

Халькопирит. Спорадически встречается в различных разновидностях пород, в большинстве случаев затронутых гидротермальными процессами, но иногда обнаруживается, как кажется, и вне зависимости от отчетливо выраженной послемагматической переработки пород. Наиболее часто халькопирит представлен остроугольными обломками с плоско-раковистым изломом, реже бесформенными или изометричными зернами. Следов огранения в дробленных пробах никогда не отмечалось. Размер различный, чаще мелкий, но иногда (Кенькудук) > 1 мм. Цвет латунно-желтый, в некоторых случаях с пестрой побежалостью в синих или малиновых тонах, в отличие от красно-бурых по пириту. Халькопирит встречается всегда в двух фракциях — неэлектромагнитной и электромагнитной. Нахождение халькопирита в электромагнитной фракции помогает отличить его от пирита, который часто имеет почти идентичный цвет и форму обломков. Халькопирит, так же как и другие сульфиды, почти не обнаруживается в сростках с другими минералами. Можно встретить образование лимонита по халькопириту. В таких случаях в зернах лимонита часто сохраняются реликты халькопирита.

Циркон. Этот минерал с весьма разнообразными размерами, формой, окраской и составом элементов-примесей, к тому же хорошо сохраняющийся в породах, может быть с успехом использован в качестве индикатора геологических процессов. В силу этого именно циркону посвящено много работ зарубежных и советских исследователей (Лахович, 1963; Львов, 1964; Преображенский, 1955; Туровский, 1955; Норпе, 1962; Larsen, Poldervaart, 1957; Tomita, 1954 и др.). Поэтому в настоящей работе циркону уделено несколько большее внимание.

В исследованных нами гранитоидах вполне отчетливо выделяются две группы цирконов — обычный светлый высокотемпературный циркон I, кристаллизовавшийся в ранний этап одновременно с главными минералами породы, и бурый циркон II, образовавшийся, вероятнее всего, в пегматитово-пневматолитовую стадию. Химически цирконы

второй группы заметно отличаются от ранних более сложным составом и концентрацией рассеянных компонентов-примесей. Резкие отличия имеются и во внешнем облике кристаллов.

Циркон I, первичный магматический. Распространен очень широко, обнаруживается во всех анализированных образцах. В породах гранитного ряда, не затронутых процессами автометасоматоза, этот циркон является главным минералом неэлектромагнитной фракции и всегда преобладает над апатитом. В более основных породах он чаще количественно подчинен апатиту. Имеются некоторые различия и в морфологическом облике кристаллов из этих двух групп пород.

Циркон из гранитов представлен идиоморфными кристаллами с размерами от микроскопических до 0,2—0,3 мм, значительно реже — до 0,4—0,5 мм и как исключение — до 1 мм. Форма кристаллов простая призматическая, с пирамидальными окончаниями. Наиболее часты сочетания призмы (100) и дипирамиды (111) или (101). Реже встречаются усложненные формы: комбинация призмы и двух дипирамид (в этом случае верхушки кристаллов кажутся округлыми или копьевидными в зависимости от символов пирамидальных граней) или комбинация двух призм (100) и (110) и дипирамиды, причем вторая призма развита слабо и лишь срезает углы первой (рис. 23). Отношение поперечных размеров кристаллов к продольным чаще всего находится в пределах 1:2 или 1:2,5, но встречаются иногда и более вытянутые формы с отношением поперечников от 1:3 до 1:10. Двойники не отмечались ни разу, очень редко наблюдается сростание двух кристаллов по грани призмы. В герцинских гранитах Центрального Казахстана минерал окрашен в очень светлые буроватые тона, значительно реже он бесцветный; порошок из зерен циркона светлого золотисто-бурого цвета. В гранитах Заилийского Алатау циркон имеет сиреневую (светлую) окраску.

Циркон прозрачен, со стеклянным блеском, немагнитен и при разделении на фракции целиком попадает в неэлектромагнитную. Под микроскопом устанавливается стандартная оптика циркона. По отношению к преобразующим процессам циркон более стойкий, чем многие другие акцессорные минералы, и в небольших количествах обнаруживается даже в наиболее измененных породах, например, в грейзенах. В гранитах, затронутых автометаморфизмом, он всегда носит следы разрушения и содержание его уменьшается. В кристаллах появляются тонкие извилистые трещинки, часто с охристыми пленками. Окраска становится более густой,

бурой, прозрачность и блеск значительно понижаются. Ребра притуплены, грани шероховаты или корродированы. Иногда на гранях кристаллов циркона, особенно корродированных, появляются бугры, выросты и колпачки на верхушках. Если образования красящего метамиктного вещества проникают глубоко, то циркон полностью теряет прозрачность, становится бурым и чаще обнаруживается уже в электромагнитной фракции, совершенно измененные зерна встречаются редко.

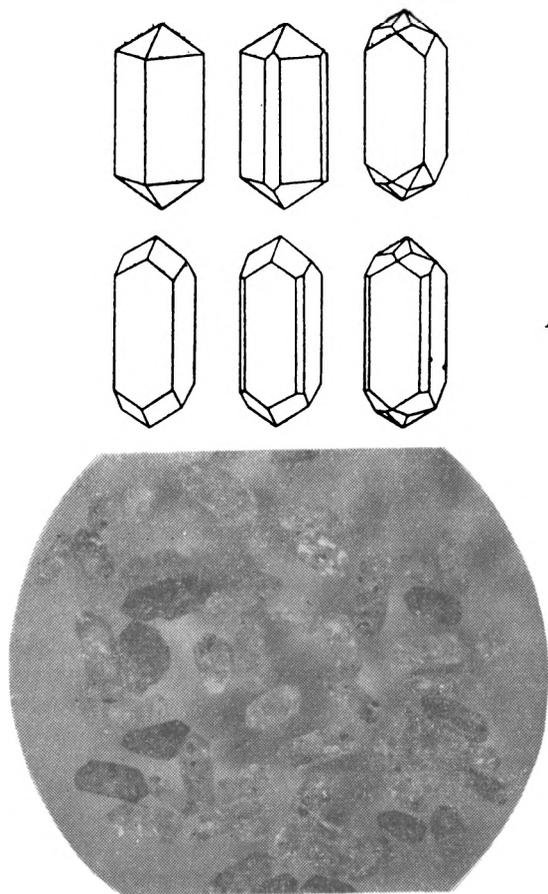


Рис. 23. Кристаллы магматического циркона первой генерации из гранитов. Увеличение $20\times$.

Кристаллы циркона характеризуются исключительным идиоморфизмом и почти никогда не наблюдаются в сростании с другими минералами. Включения редки и обычно со-

стоят из тонкорассеянного рудного минерала, по-видимому, — ильменита или магнетита и очень редко — биотита, иногда наблюдаются пузырьки (газов, жидкости).

Циркон из гранодиоритов и более основных пород в подавляющем большинстве представлен также очень мелкими идиоморфными кристаллами, достигающими лишь 0,2—0,3 мм и значительно реже — 0,4—0,5 мм. Формы огранения разнообразны и часто довольно сложные. Более мелкие кристаллы, детали огранения которых невозможно определить, имеют яйцеобразные или даже округлые формы вследствие большого числа граней. Среди более крупных кристаллов (0,1—0,2 мм и больше) чаще распространены призматические формы. Но встречаются и кристаллы с резко укороченной призмой, у которых почти всегда присутствуют еще дополнительные грани, обуславливающие сложные формы (рис. 24). Более сложно ограненные кристаллы в силу неравномерного развития граней имеют неправильные формы. Причины такого явления остаются неясными; это можно было бы объяснить ростом кристаллов в стесненных условиях, если бы и обычные призматические формы кристаллов страдали теми же недостатками. Соотношение поперечного и продольного размеров у более крупных кристаллов в массе такое же, как и у циркона из гранитов, более мелкие кристаллы имеют тенденцию к укорочению призмы, и соотношение размеров стремится к 1.

Цвет циркона из гранодиоритов исключительно однообразен — очень светлый розовато-буроватый, весьма редко желтоватый, в свежем состоянии водянопрозрачен, блеск стеклянный, иногда очень сильный. В более крупных кристаллах изредка наблюдаются точечные включения темноцветного минерала или пузырьков. В нескольких случаях удалось определить, что это чешуйки биотита, уже значительно разложенного, или иголки роговой обманки. Можно наблюдать и темные волосовидные или точечные включения, строго ориентированные по длинной оси кристалла или параллельно ей. Циркон из гранодиоритов тоже часто носит следы разрушения, как и циркон из гранитов.

На рисунке 25 показаны средние статистические соотношения поперечников кристаллов циркона из различных гранитоидов, полученные на основании замеров всех кристаллов в средних пробах. У цирконов из гранитов наиболее часто отношение осей $a:c = 0,4—0,5$, у циркона из гранодиоритов это отношение повышается до 0,6 и более. Как видно, статистические кривые соответствуют нормальному закону распределения, что может быть принято как указание на резкое преобладание в пробах единой генерации кристаллов

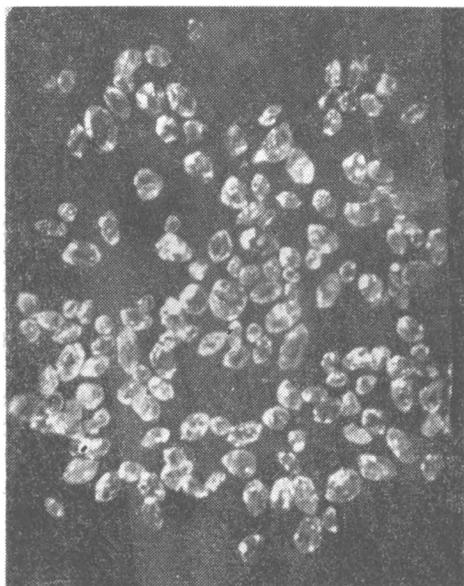
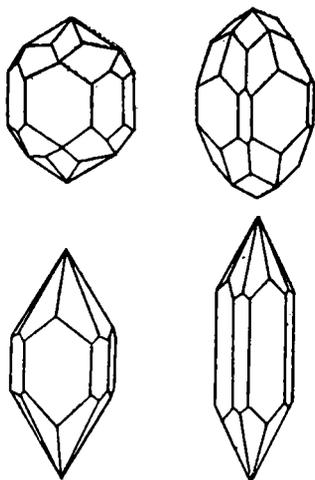


Рис. 24. Кристаллы магматического циркона первой генерации из гранодиоритов. Увеличение 20×.

циркона. Не возникает сомнения в первичном магматическом происхождении данной группы цирконов, сравнительно равномерно рассеянных в гранитоидах различного петрографического состава. Они ассоциируют с биотитом, роговой обманкой и полевыми шпатами и не разъедаются ими.

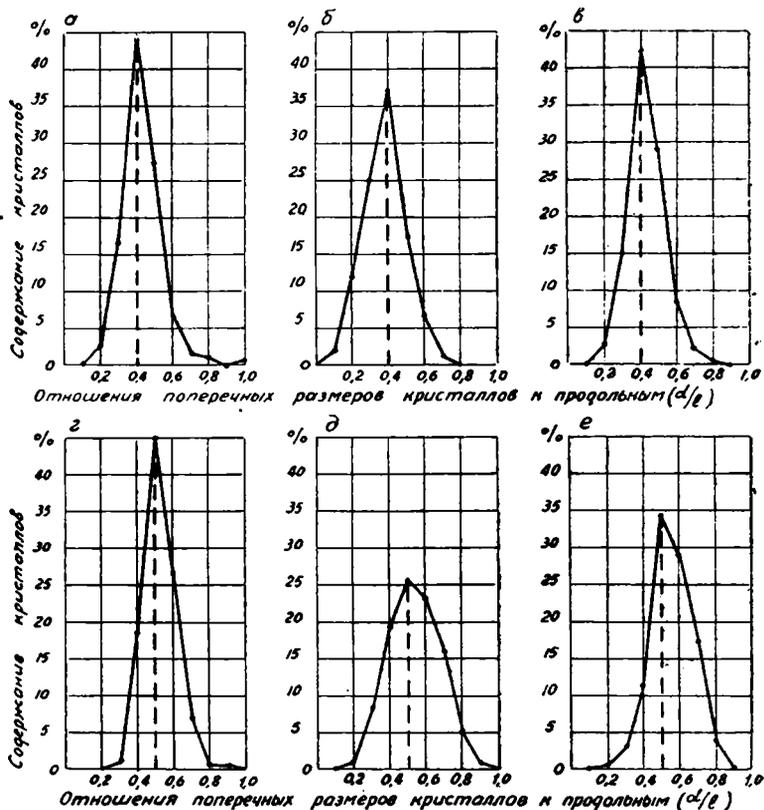


Рис. 25. Соотношения размеров кристаллов циркона: а — гранит, Акчатау, 265 замеров; б — гранит, Восточный Коунрад, 201 замер; в — гранит, Бектауата, 211 замеров; г — гранит, Баянаул, 200 замеров; д — гранодиорит, Кенькудук, 200 замеров; е — гранодиорит, Шешенкара, 200 замеров.

Циркон бурый II. Распространен менее широко и обнаруживается в гранитах (обычно затронутых процессами автометаморфизма) из приконтактовых и апикальных зон интрузивов, а также из зон развития грейзенов и жил. Часто отмечается также в мелкозернистых аплитовидных гранитах, слагающих дайки и пластовые залежи и принадлежащих более поздней фазе внедрения. Особенно развит

бурый циркон в щелочных гранитах Заилийского Алатау. В гранодиоритах и породах более основного состава эта разновидность циркона отсутствует. Содержание бурого циркона выражается несколькими знаками на пробу, десятками грамма, граммами и редко — десятками граммов на тонну.

Преобладают неправильные зерна бурого циркона, часто с резкими чертами ксеноморфизма, но в общем изометричные, нередко частично ограненные. Полностью ограненные кристаллы редки, но и в этих случаях чаще имеют не совсем правильные формы. Облик кристаллов довольно разнообразен, но обычно в огранении их принимает участие наибольшее число простых форм. Наиболее часто встречаются дипирамидальные кристаллы при полном отсутствии граний призмы. Последняя бывает также резко укорочена или намечена лишь узким пояском. Редко в кристаллах соотношение поперечных размеров к продольным достигает 1:1,5 или 1:2. Иногда появляется вторая призма, срезающая узкими полосками двухгранные углы первой. Распространена также форма, в которой сочетаются призма (100) и дипирамида (111), причем призма обычно укорочена, так что кристаллы часто приобретают сходство с ромбододекаэдром (рис. 26). Размеры зерен и кристаллов различны, в массе они крупнее кристаллов циркона I и лежат в пределах 0,3—0,5 мм, нередко достигая 1 мм и более. Цвет минерала в гранитах Центрального Казахстана бурый, коричнево-бурый, красновато-бурый; интенсивность окраски различна — до очень темной, причем распределяется она часто неравномерно — пятнами или по зонам. В очень редких случаях зерна бурого циркона, обычно в центре, частично сохраняют светло-бурую окраску и некоторую прозрачность.

В щелочных гранитах Заилийского Алатау описываемая разновидность циркона изменена значительно меньше, и отдельные зерна и кристаллы еще полностью прозрачны, имеют стеклянный блеск и светлую розовато-сиреневую окраску, вообще характерную для цирконов из гранитоидов Заилийского Алатау. Бурая окраска цирконов этой группы явно обусловлена лишь присутствием бурого непрозрачного вещества, развивающегося за счет минерала вследствие его распада; у наиболее измененных зерен поверхность часто шероховата, ямчатая. Этому циркону присуща зональность, иногда очень резко выраженная, отчего грани кристаллов часто приобретают ступенчатое строение. Твердость значительно ниже 7 и, по-видимому, обусловлена степенью распада. Эта разновидность циркона заметно магнитна и почти целиком содержится в электромагнитной фракции, что также обусловлено распадом минерала.

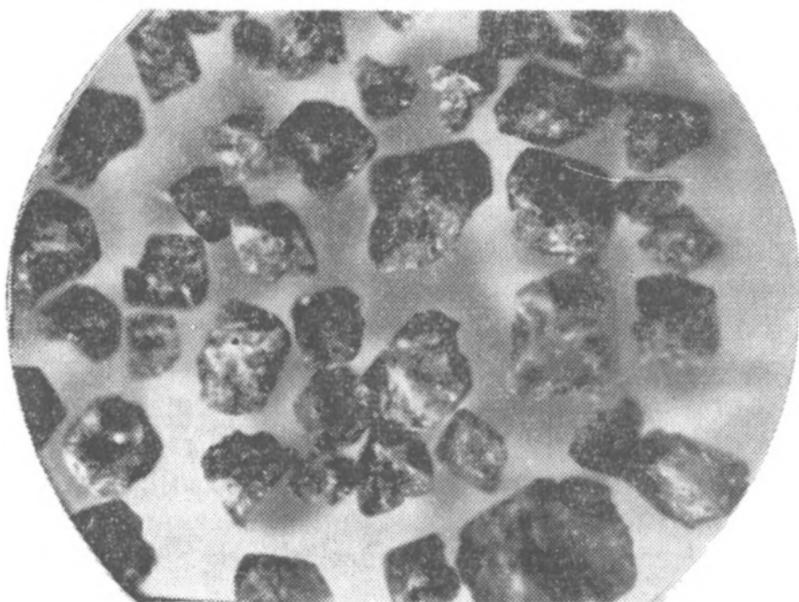
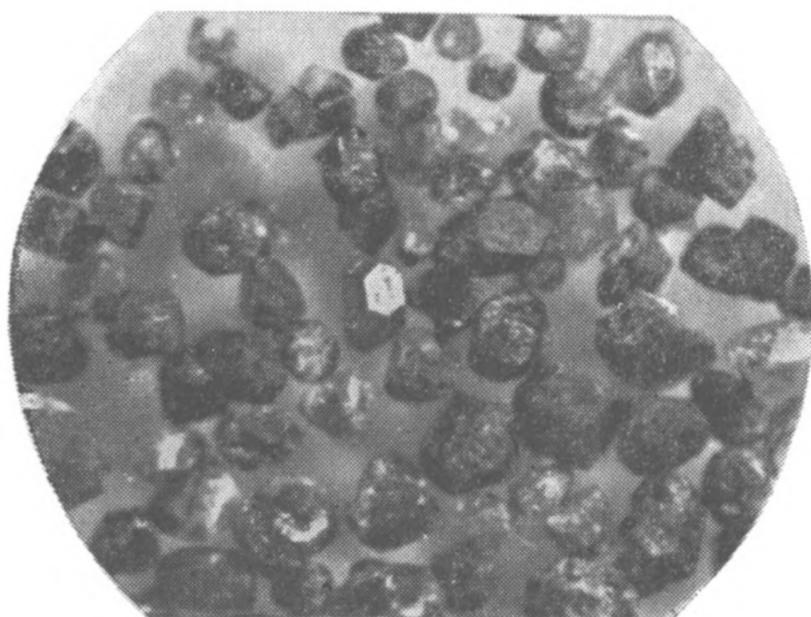
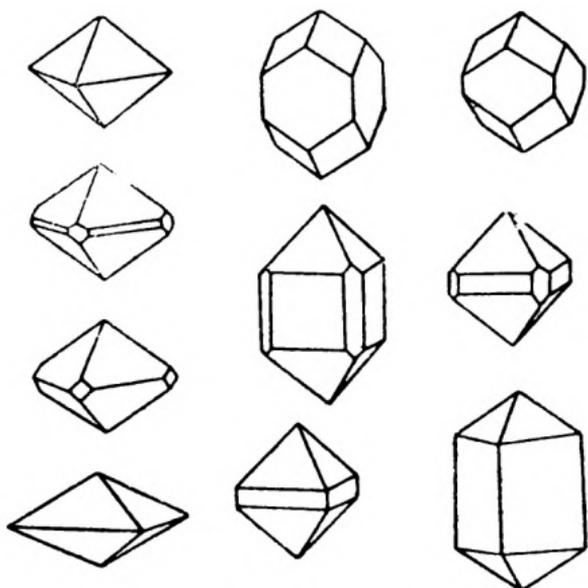


Рис. 26. Кристаллы циркона второй генерации (бурого). Увеличение 17 \times .

Химический состав циркона II (%): SiO_2 — 28,90, ZrO_2 — 61,00, TR — 4,10; TiO_2 — 0,52, Fe_2O_3 — 1,40, P_2O_5 — следы. Как видно, в минерале устанавливается наличие редких земель и повышенное содержание железа. Среди редких земель преобладает иттриевая подгруппа, присутствуют иттрий, торий, уран, скандий и другие элементы. На примере акцессорного бурого циркона более поздней генерации, содержащего редкие элементы-примеси, еще раз подтверждается та закономерность, что высокотемпературные цирконы имеют призматический облик, а цирконы поздние обычно укорочены по вертикальной оси и приближаются по форме к дипирамидальным (Костылева, 1934; Масгутов, 1958; Ферсман, 1940). В зависимости от содержания элементов-примесей и типоморфных свойств эта группа цирконов подразделяется на ряд разновидностей. На основании наших предварительных исследований еще рано останавливаться на более точном разграничении, поэтому пока будем именовать этот циркон бурым цирконом II (второй разновидности).

Бурому циркону присущи черты ксеноморфизма — на зернах часты отпечатки граней других минералов, постоянно наблюдаются тесные сростания и включения как порообразующих, так и акцессорных минералов. Бывает, что циркон образует на них корки, и лишь только в нескольких случаях отмечались взаимные включения циркона и флюорита. По времени образования эта разновидность представляет относительно позднюю генерацию циркона, но существовавшую к моменту грейзенизации, так как он разъедается грейзеновыми минералами и при сильной грейзенизации растворяется.

Шеелит. В количествах, определяемых под бинокляром, встречается очень редко. Несколько чаще обнаруживается лишь с помощью люминесцентной ячейки в количестве одного-трех значков, микроскопических по размерам. В большинстве отмеченных случаев шеелит наблюдается вне видимой связи с месторождениями вольфрама. Шеелит представлен неправильными, но близкими к изометричным зернами размером до 0,4—0,5 мм, редко — крупнее. Ограниченные зерна не встречались. Минерал бесцветный или очень слабо окрашен в буроватые, серо-голубоватые или желтовато-зеленоватые (наиболее часто) тона; полупрозрачный или хорошо просвечивает, с шелковистым или жирным блеском. В сростании с другими минералами шеелит не отмечается, кроме единственного случая обрастания зерен базовисмутита шеелитом. Встречается шеелит в обычных для гранитов ассоциациях акцессорных минералов.

ОБРАЗОВАНИЕ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В ГРАНИТОИДАХ

Изложенный фактический материал позволяет систематизировать результаты наблюдений для выяснения основных закономерностей условий образования, последовательности выделения и распределения акцессорных минералов в изверженных породах, а также возможности использования их для возрастной корреляции интрузивных комплексов.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ

Ввиду разнообразия видового состава и генетических признаков акцессорных минералов при использовании их для решения вопросов петрогенезиса, комагматичности изверженных пород и рудообразования необходима классификация этих минералов по свойствам, указывающим на их происхождение. В отечественной и зарубежной литературе в связи с возросшим интересом к малым примесям в горных породах появилось много работ, в которых авторы часто касаются и вопроса о порядке и условиях образования акцессорных минералов (Батиева, Бельков, 1953; Данилова, 1955; Елисеева, 1960; Кузнецов, 1956; Матковский, 1959; Меликсетян, 1960; Никольский, 1952; Сердюченко, 1959; Туровский, 1956; Хамрабаев, 1957, 1958; Хамидов, 1959; Яковлева, 1946; Moorhous, 1954, Wells, 1931).

Большинство исследователей, особенно в последние годы, приходят к выводу, что акцессорные минералы выделяются на протяжении всего процесса формирования изверженных пород. Одни из них начинают кристаллизоваться в наиболее раннюю магматическую стадию, часто еще до появления первых породообразующих минералов; период образования их, по-видимому, довольно растянут, а количествен-

ное содержание резко увеличивается в конечные этапы магматической стадии. Другие акцессорные минералы кристаллизуются уже после выделения главных породообразующих минералов, в период накопления остаточных расплавов и затем в пегматитово-пневматолитовую и гидротермальную стадии. Видовой состав минералов первой группы обычно простой, тогда как вторая группа исключительно разнообразна, и почти каждая новая работа об этом вносит в общий перечень все новые и новые минеральные виды. Количественное содержание минералов позднего периода небольшое, даже по сравнению с более ранними, но иногда достигает промышленных концентраций. Единого мнения относительно условий образования ряда известных акцессорных минералов еще нет. Основной причиной разногласий, по-видимому, является полигенетичность многих акцессорных минералов. Автором сделана попытка установить генезис ряда акцессорных минералов, которые были встречены в процессе изучения гранитоидов.

В химическом отношении акцессорные минералы характеризуются прежде всего тем, что в их состав входят так называемые акцессорные компоненты, которые, согласно определению В. Соболева (1949), при незначительном содержании их в силикатном расплаве или в послемагматических растворах становятся насыщающими и приводят к выделению новых минералов, химически почти не влияющих на кристаллизацию всей системы. К числу акцессорных компонентов относятся ZrO_2 , P_2O_5 , частично Fe_2O_3 , TiO_2 и другие. Другой важной особенностью химического состава акцессорных минералов является присутствие в них значительных количеств ненасыщающих рассеянных компонентов, содержание которых во всех минералах меньше предельного (Коржинский, 1940). Граница между рассеянными и акцессорными компонентами, как указывает В. Соболев, нестрогая. Отдельные окислы, например TiO_2 , Fe_2O_3 , частично рассеиваются в главных породообразующих минералах, частично концентрируются в акцессорных минералах — сфене, титаномagnetите, предопределяя их выделение в качестве самостоятельных минералов. Наконец, отметим еще одну существенную особенность акцессорных минералов — акцессорные компоненты в их составе химически связываются обычно с каким-либо из главных инертных компонентов системы; это чаще всего CaO , FeO и SiO_2 и очень редко (в ортитах) еще и Al_2O_3 . В результате наблюдается относительно сложная взаимосвязь акцессорных минералов по химизму.

Взаимосвязь аксессуарных и главных компонентов в аксессуарных минералах пород, насыщенных кремнекислотой

Главные компоненты	Аксессуарные компоненты							
	Zr	Ti	Nb	Fe	Ce, U	P	F	S
FeO	—	Ильменит	—	Магнетит	—	—	—	Пирит, халькопирит
				Давидит				
CaO	—			Пирохлор		—	Флюорит	—
				Бломстрандин				
		Сфен				Апатит		
SiO ₂	Циркон		—			—		—
				Ортит			Топаз	
Al ₂ O ₃	—	—	—			—		—
Минералы, состоящие из одних аксессуарных компонентов	—	Рутил, анатаз	—	Гематит		Монацит, ксенотим	—	Молибденит, галенит

Существующие предположительные взаимосвязи некоторых аксессуарных минералов гранита иллюстрируются данными таблицы 11. Выделяются следующие типы аксессуарных минералов.

1. Аксессуарные минералы, состоящие в основном из одного главного и одного аксессуарного компонентов: циркон, магнетит, ильменит, флюорит, пирит. Время выделения этих минералов зависело от того, в какой этап кристаллизации породы накапливался соответствующий аксессуарный компонент. Ильменит, магнетит и циркон выделялись в магматическом этапе, а флюорит и пирит — уже в послемагматическом (вследствие позднего обособления фтора и серы).

2. Аксессуарные минералы, состоящие из двух главных компонентов и одного аксессуарного (сфен, топаз) или из одного главного и двух аксессуарных (апатит). По наблюдениям над парагенезисами этих минералов устанавливается, что они образовывались в гранитах в магматическую ста-

дию (апатит, сфен) и частично — в послемагматический этап и стадию кислотного выщелачивания при участии фтора (топаз) за счет инертных компонентов породы.

3. Акцессорные минералы наиболее сложного состава, представляющие собой соединения нескольких главных и нескольких акцессорных компонентов (ортит, блонстрандин, давидит и др.). Образование их начиналось в позднемагматическом этапе и в основном проходило в метасоматические стадии в условиях значительного привноса и перемещения акцессорных компонентов и химического преобразования главных силикатных и более ранних акцессорных минералов.

4. Акцессорные минералы, образованные избыточными акцессорными компонентами без участия главных, — монацит, ксенотим, флюорит, рутил, анатаз, гематит и другие. Из них лишь монацит и ксенотим — относительно ранние послемагматические минералы, остальные же являются результатом преобразования порообразующих и акцессорных минералов более сложного химического состава (ильменита, магнетита, темноцветных минералов).

Намечается следующая закономерность эволюции химического состава акцессорных минералов по мере формирования породы. В магматических условиях выделялись акцессорные минералы относительно простые, содержащие в своем составе главные инертные компоненты магматической породы (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , CaO) и относительно инертные акцессорные (титан, цирконий, окись железа). Фосфор и фтор в магматическом этапе также были инертны, о чем свидетельствует образование апатита. В позднемагматический и ранний метасоматический этапы состав акцессорных минералов сильно усложнялся, в них входили по несколько главных и акцессорных компонентов магматической породы, что указывает на их значительную подвижность и существенно метасоматическую природу акцессорных минералов в условиях привноса и перемещения акцессорных компонентов породы. В этот период также происходили перекристаллизация и усложнение химического состава некоторых ранее выделившихся акцессорных минералов (бурый циркон II, сфен II и др.). В еще более поздние этапы состав акцессорных минералов вновь упрощался, в них начинали преобладать сами акцессорные компоненты, накапливавшиеся как инертные при разложении акцессорных минералов более сложного химического состава (рутил, анатаз, гематит) или приобретающие подвижность и накапливавшиеся в поздние этапы гидротермальной деятельности (флюоцит, сульфиды, карбонаты).

Ранние акцессорные минералы магматического происхождения. В собственно магматическую стадию кристаллизации изверженных пород число образующихся акцессорных минералов было очень невелико: апатит, циркон I, магнетит, ильменит и сфен I. По-видимому, эта закономерность, отмеченная и другими исследователями, обусловлена существом магматических расплавов, при кристаллизации которых образуется, как известно, также строгое число собственно породообразующих минералов. Эти акцессорные минералы в различных количествах и в разных сочетаниях присутствуют буквально во всех исследованных нами разновидностях гранитоидных пород, особенно в породах, не затронутых процессами метасоматоза.

Апатит характеризуется значительным возрастным интервалом и разнообразием парагенезисов. Бесцветный, прозрачный, часто удлинено-призматический идиоморфный апатит выделялся как равновесный минерал внутри и среди кристаллов других магматических минералов. Растянутая во времени кристаллизация апатита и относительно равномерный рассеянный характер распределения его в алюмосиликатах и кварце, составляющих подавляющую часть гранитоидных пород, указывают на малую подвижность фосфора в относительно «сухом» магматическом расплаве. Минерал кристаллизовался в отдельных, равномерно рассеянных центрах по мере возникновения местных концентраций фосфора в процессе выделения из расплава главных минералов породы. По-видимому, подвижность фосфора была более заметной в период кристаллизации темноцветных минералов, среди и около которых данный компонент накапливался в более значительных количествах. Фтор в условиях магматической кристаллизации, как видно, вел себя как типичный минерализатор, концентрация и подвижность которого были достаточными для образования апатита, представленного в гранитах почти чистым фтор-apatитом ($N_o = 1,631$, $N_e = 1,628$).

Малая подвижность фосфора в магматическую стадию оказалась несколько неожиданной, так как вероятные для магматической системы соединения фосфора известны как легколетучие вещества или легкорастворимые соединения (apatит), и в геологической литературе почти общепринято считать фосфорный ангидрид типичным минерализатором, а развитие апатита в изверженных породах рассматривать как признак значительного участия летучих веществ при формировании породы. В действительности петрохимическая роль фосфора отличается своеобразием. Фосфор, по-ви-

димому, до кристаллизации расплава окислялся до высших степеней, т. е. фосфорного ангидрида, который еще в жидкой магме в силу своей химической активности ассоциировался с окисью кальция в молекулу апатита, перемещаясь лишь в незначительных пределах, т. е. являлся своеобразным ограниченно подвижным компонентом магматической системы, «инертность» его обусловлена высокой способностью к образованию устойчивого соединения. Апатит трудно растворялся в относительно «сухом» магматическом расплаве, чему также способствовало его выделение внутри кристаллов других минералов. Это подтверждается наличием его в парагенезисе со всеми главными минералами породы, а также практикой; хорошо известны примеры сохранения апатита в виде включений в стеклах (Белянкин, Лапин, 1952). Таким образом, в магматическую стадию подвижность фосфора была весьма ограничена.

Циркон раннего поколения, представленный мелкими идиоморфными формами, прозрачный, бесцветный или очень слабоокрашенный, образовывался также на протяжении всего цикла главной кристаллизации. Он вкраплен в кристаллы других минералов, а также встречается в межзерновых швах и на стыках этих минералов. Более крупные кристаллики циркона часто, в свою очередь, содержат тонкие включения рудных минералов, биотита и роговой обманки. В магматической системе цирконий вел себя как инертный, малоподвижный акцессорный компонент, крайне мало рассеивавшийся в решетках главных минералов, и почти вся окись циркония, имевшаяся в расплаве, связывалась с кремнекислотой в цирконе. Сохранение циркона в темноцветных минералах гранитоида и среди кристаллов андезита показывает, что в условиях кварцсодержащих ассоциаций даже относительно основные минералы не могли отнимать кремнезем у циркона, и как будто не было условий для возникновения бадделеита (ZrO_2) и других богатых цирконием минералов. Даже в последующие этапы кристаллизации, протекавшие под воздействием подвижных веществ, которые производили различные видоизменения главных минералов, цирконий продолжал сохранять инертность; новые минералы не образовывались, а происходили, очевидно, лишь перекристаллизация магматического циркона и усложнение химического состава в отношении содержания рассеянных компонентов (бурый циркон II).

Одновременно с формированием темноцветных силикатов закись железа связывала наиболее инертные акцессорные компоненты магматического расплава — окись железа

и окись титана в составе магнетита и ильменита, а окись кальция — окись титана в составе сфена.

Идиоморфный магнетит, часто в хорошо образованных кристаллах, постоянно наблюдается во включениях как в зернах главных породообразующих, так и в более ранних акцессорных минералах — ильмените и сфене. Этот магнетит выделялся как равновесный минерал внутри и среди кристаллов породообразующих и акцессорных минералов раннего поколения.

Общее содержание титана в изученных гранитах невелико и обычно не очень превышает кларковое в этих породах (0,23%), но в условиях кристаллизации гранитов с незначительным развитием темноцветных минералов, способных поглощать титан в рассеянном состоянии (например, биотит), количество последнего превышает пределы его растворимости, что обуславливает раннее развитие титановых минералов. Из двух титановых минералов, распространённых в гранитах, ильменит возникает в аляскитах, лейкократовых гранитах, бедных кальцием и отличающихся повышенной активностью щелочей (преимущественно калия), а сфен образуется в нормальных известково-щелочных гранитах, где ильменит оказывается неустойчивым. Вместе с тем возможно и одновременное появление обоих титановых минералов в гранитах при определенном соотношении щелочей извести и железа. В гранодиоритах по сравнению с более кислыми породами ильменит развит значительно меньше и наиболее часто в ассоциации со сфеном. Гранодиориты, содержащие ильменит, среди темноцветных породообразующих минералов содержат гиперстен; в иных случаях они характеризуются парагенезисом амфибола с калишпатом, что указывает на субщелочной характер породы. Относительно равномерный характер распределения высокотемпературных титановых минералов в гранитоидах и зависимость их от соотношения FeO и CaO в расплаве указывают на относительную инертность титана даже в наиболее ранние стадии кристаллизации магматического расплава. Ильменит стал кристаллизоваться позднее начала кристаллизации апатита, циркона и магнетита, которые он часто включает; очень тесно ассоциирует с роговой обманкой в гранодиоритах (содержащих повышенные ее количества), по-видимому, образуясь одновременно. В щелочных гранитах Зайлийского Алатау, в пробах, где ильменит отсутствует, наряду со щелочной роговой обманкой развит энigmatит (титанистая роговая обманка). В породах, не содержащих амфибола, ильменит отмечается в такой же тесной ассоциации с биотитом. Сфен в двуминеральной ассоциации

образовывался, вероятно, несколько позднее ильменита, о чем свидетельствует постоянное включение зерен последнего, а также магнетита и роговой обманки; сфен тесно ассоциирует с биотитом и часто содержит его.

Таким образом, наиболее раннее поколение акцессорных минералов кристаллизовалось из магматического расплава совместно с главными породообразующими минералами в условиях повышенной вязкости среды, при инертном или ограниченно подвижном поведении акцессорных компонентов и незначительной роли типичных минерализаторов и рассеянных элементов. Слабое участие минерализаторов и рассеянных элементов, которые в ничтожных количествах входят в состав ранних акцессорных и породообразующих минералов, связано с тем, что в кристаллизацию была вовлечена главная масса породообразующих компонентов, по отношению к которым общее содержание минерализаторов и рассеянных элементов было в эту стадию незначительным.

Позднемагматические и пегматитово-пневматолитовые акцессорные минералы. По мере кристаллизации магматического расплава возрастала роль подвижных компонентов, особенно щелочей и кислорода, увеличивалась концентрация в межзерновых растворах редких и рассеянных элементов. Создавались условия для образования новых видов акцессорных минералов, а также для различного рода реакционных замещений и усложнения состава раскристаллизованных минералов. Для этой группы акцессориев характерны крайне неравномерное распределение их в породах, часто меняющиеся ассоциации на сравнительно небольших расстояниях, образование одних и тех же минералов в различных условиях. При современной изученности пока невозможно более дробное подразделение (по генетическим признакам) такой большой и разнообразной группы минералов. Если относительно времени и условий образования чисто магматических минералов у большинства исследователей не возникает разногласий, то по поводу ряда минералов, принадлежащих этой группе, имеются различные мнения. В эту группу отнесены следующие (встреченные нами) минералы: вторые генерации магнетита, апатита и сфена, ортит, монацит и ксенотим, бурый редкоэлементный циркон II, торит, сфен второй разновидности (II), блонстрандин и давидит, флюорит, касситерит, вольфрамит, колумбит, турмалин, пироклор и фергюсонит. Указанные минералы были изучены с неодинаковой полнотой — в зависимости от частоты встречаемости и количественного содержания их в исследованных гранитоидах.

Магнетит II — ксеноморфный, цементирует зерна силикатов и аксессуарных минералов первого поколения, развивается по темноцветным минералам породы, а также заполняет совместно с кварцем отдельные миароловые пустотки в породе. Он часто разъедает породообразующие силикаты и даже кварц. Между двумя генерациями бурого сфена трудно провести границу, поскольку этот минерал по отношению к минералам раннего поколения является и так более поздним образованием. Согласно многочисленным наблюдениям в шлифах, наряду с парагенетически равновесными соотношениями сфена и ранних минералов постоянно отмечается выделение этого минерала по спайности биотита в процессе его превращения в мусковит и хлорит, а также появление (часто совместно с эпидотом) на зернах амфибола и плагиоклазов в процессе их разложения и образование тонких оторочек вокруг рудных минералов раннего поколения. В этих ассоциациях сфен ведет себя как явно послемагматический минерал.

Поздний апатит отличается слабой ограниченностью и более изометричными и крупными кристаллами; он часто приурочен к пустотам и трещинкам в породе, ассоциирует с разложившейся роговой обманкой, хлоритом, кальцитом и ксеноморфным магнетитом. В зернах такого апатита наблюдаются мелкие включения разложившихся темноцветных силикатов и рудных минералов. Химический состав его, по-видимому, усложняется за счет влияния среды, о чем свидетельствуют уменьшение прозрачности и появление слабой окрашенности. Но главная масса фосфатного вещества, по всей вероятности, все же заимствовалась из более раннего магматического апатита путем собирательной перекристаллизации мелких кристалликов. Более поздние генерации магнетита, сфена и апатита в породах и их особенности могут быть изучены главным образом в прозрачных шлифах, так как в порошках (под биноклем) они практически не отличимы от измельченных этих же минералов более ранней генерации.

Ортит выделялся в широком диапазоне физико-химических условий, так как в изверженных породах он обнаруживается от основного до кислого и щелочного состава, вплоть до пегматитовых образований, вне зависимости от каких-либо заметных послемагматических процессов, проявленных в породе. Ортит — типично позднемагматический минерал, кристаллизовался позднее плагиоклазов и, по-видимому, калишпата, так как по отношению к ним часто проявляет резкий ксеноморфизм — приурочен к промежуткам между кристаллами полевых шпатов или включает

их. В качестве включений можно наблюдать магнетит, циркон, апатит, ильменит, роговую обманку, биотит. Главная масса ортита кристаллизовалась перед началом кристаллизации кварца.

Ортит первой разновидности обнаруживается в преобладающем большинстве случаев в гранитах, характеризующихся сфеновым типом ассоциации акцессорных минералов или же содержащих сфен. В породах, где преобладает или развит только ильменит, ортит отмечается очень редко и лишь в ничтожных количествах. На предпочтительную ассоциацию ортита со сфеном указывают и другие исследователи (Лисицина, 1960). Таким образом, акцессорный ортит по сравнению с другими минералами, концентрирующими редкие элементы, образовывался в более ранние стадии и в более глубоких зонах гранитных интрузивов, где среди акцессорий преобладали сфен и магнетит, в значительно меньших количествах содержались ильменит, циркон, апатит и иногда торит. Н. Н. Амшинский (1960) также приходит к выводу, что ортит является минералом более глубоких зон.

Б. М. Меликсетян (1960) на примере Мегринского плутона считает, что нахождение редких земель в породах в виде ортита обусловлено избытком СаО и отсутствием в конечные стадии кристаллизации P_2O_5 , которая на предшествующих этапах была связана с СаО в виде апатита. Условия образования ортита, по-видимому, зависят еще и от соотношения кальция и щелочей в кристаллизующейся среде. Повышенная активность калия не способствовала образованию ортита первой разновидности, поскольку в аляскитах он не получил развития, но является характерным минералом нормальных гранитов, встречается также в гранодиоритах и в натровых щелочных гранитах (Заилийский Алатау). Вторая разновидность ортита, вероятно переходная к эпидоту, наиболее часто отмечается в ассоциации акцессорных минералов, характерной для гранитов, претерпевших пневматолитовое воздействие.

Важная геохимическая роль ортита как концентратора редких земель в земной коре давно уже отмечена В. И. Вернадским (1929). Элементы редкоземельной группы, накапливавшиеся в процессе кристаллизации гранитного расплава, по-видимому, уже в позднемагматический этап связывались в составе ортита и позднее — монацита. После их кристаллизации растворы обеднялись легкими редкоземельными элементами, но все еще содержали более тяжелые элементы иттриевой группы, которые и входили в состав

последующих минералов — ксенотима, блонстрандина, давидита и других.

Торит встречается в гранитах нормального и кислого состава в различных парагенетических ассоциациях акцессорных минералов. В магматических комплексах Заилийского Алатау он обнаруживается в ничтожных количествах и в более основных породах — гранодиоритах, но практически полностью отсутствует в щелочных разностях. Большинство исследователей считают торит (как акцессорный минерал) пегматитово-пневматолитовым, но, видимо, образование его было возможно и в позднемагматическую стадию кристаллизации, так как торит мы находим и в обычных гранитах. Постоянно наблюдаемые тесные сростания торита с биотитом — свежим или мусковитизированным — свидетельствуют об образовании его совместно или несколько позднее последнего. В гранитоидах восточных районов Центрального Казахстана торит распространен значительно меньше, чем в западных.

Монацит и ксенотим встречаются только в кислых гранитоидах. Ксенотим, по сравнению с монацитом, обнаруживается редко и во всех случаях сопутствует последнему, причем резко уступает ему в количестве. Взаимоотношения этих двух минералов не наблюдались, но в литературе есть указание на обрастание монацита ксенотимом, что свидетельствует о более позднем его выделении по отношению к монациту (Ляхович, 1962). Образовывались оба минерала в раннюю послемагматическую или пегматитовую стадию кристаллизации, по-видимому, в результате взаимодействия остаточных растворов с апатитом, из которого заимствовалось фосфатное вещество, свидетельством чему может служить закономерно существующий антагонизм между монацитом и апатитом, подмеченный и другими исследователями (Ляхович и др., 1959-1). Существует и другое мнение о времени выделения монацита и ксеноти-ма. Так, М. И. Куровец (1961) на основании правильности ограничения этих минералов, прозрачности и наличию включений считает, что они выделялись непосредственно из магмы. И. Я. Некрасов (1962) указывает две генерации монацита: минерал первой включен в микроклине, а второй — развивался в процессе наложенной альбитизации.

Монацит встречается в лейкократовых и аляскитовых гранитах в тесной парагенетической ассоциации с ильменитом, и для образования его, вероятно, требовалась повышенная активность щелочей (калия), как и для ильменита. В исследованных нами гранитах, где магматический сфен резко превалирует над ильменитом, монацита нет. Антаго-

низм между монацитом и магматическим сфеном отмечали и другие исследователи (Лисицина, 1960; Островский, 1937; Maskie, 1928). Мнение Д. П. Сердюченко (1959) о том, что это лишь статистически наиболее распространенное явление и пока еще не объяснимое, по-видимому, можно считать ошибочным. Описанный им редкоземельный титаниткейльгаут, ассоциирующий в тиманских гранитах с монацитом, сам он считает более низкотемпературным образованием пегматитово-пневматолитовой стадии. Нам кажется, что кейльгаут возможно параллелизовать со сфеном II, довольно часто встречаемым в гранитах Центрального Казахстана.

С фен II (второй разновидности) выделялся в пегматитово-пневматолитовую стадию. Он встречается в грейзенизированных и альбитизированных гранитах, в ассоциации с редкоземельными минералами, в том числе и с монацитом. Образование этого сфена, по-видимому, связано с распадом и перекристаллизацией магматического сфена и ильменита в условиях автометасоматоза. Морфологические различия между двумя генерациями сфена довольно четко выявляются лишь под бинокляром, остальные показатели — структура, состав, оптика — практически идентичны. Эта разновидность сфена тоже малоустойчива и при глубоко зашедших вторичных процессах исчезала. Существование двух генераций сфена подтверждает также И. Я. Некрасов (1962). Вполне возможно, что существование двух разновидностей сфена, образовавшихся в совершенно различных условиях, вносит неясность в представления исследователей о взаимодействии (или связи) минералов — монацита и сфена.

Буры́й цирко́н II. По времени образования он представляет собой относительно позднюю генерацию циркона. Буры́й циркон типичен для грейзеноносных гранитов, затронутых процессами автометаморфизма, часто также встречается в дополнительных интрузиях аплит-гранитов, гранит-порфиров и пегматитов. Необходимо оговориться, что обязательным этот циркон все же не является, он может отсутствовать и в условиях, аналогичных указанным. В практически не измененных гранитах и особенно в сфеновом типе ассоциации акцессорных минералов буры́й циркон обнаруживается очень редко и лишь в количестве нескольких зерен на пробу. Ему присущи черты ксеноморфизма. Зерна включают почти все минералы породы. Под микроскопом отмечается, что буры́й циркон, образуя более крупные кристаллы по сравнению с обычным цирконом, приурочивается к швам минеральных зерен и порам растворения, в которых нередко заключено по несколько кристаллов. Кристаллизо-

вался этот циркон, скорей всего, в пегматитово-пневматолитовую стадию, но ко времени грейзенизации он уже существовал, затем разъедался грейзеновыми минералами, а при сильной степени грейзенизации полностью растворялся.

Взаимоотношения между обычным пирогенным цирконом и бурым цирконом довольно неопределенны, так как четких взаимных сростаний обеих разновидностей (исключая редкие случаи включений кристалликов обычного циркона в зерна бурого) не наблюдалось. Намечается закономерная количественная взаимозависимость между обычным и бурым цирконом. В образцах, где повышается содержание бурого циркона, количество обычного циркона соответственно уменьшается. В присутствии бурого циркона кристаллы обычного циркона носят следы растворения — корродированы, часто с выростами. Указанное явление наблюдается и в случаях, когда бурый циркон отсутствует, а порода все же претерпела те или иные послемагматические изменения.

Подобная взаимосвязь подмечена и другими исследователями. Так, И. Я. Некрасов (1962) указывает, что при грейзенизации гранитов значительная часть обычного циркона разрушалась и замещалась циртолитом. Согласно О. П. Елисеевой (1957), наэгит вытесняет обычный циркон, занимая его место. В щелочных гранитах Заилийского Алатау бурый циркон является главным акцессорным минералом и резко преобладает над обычным. В субщелочных гранитах того же комплекса соотношение обратное. Все это может свидетельствовать об образовании бурого циркона в какой-то мере и за счет перекристаллизации обыкновенного циркона, по-видимому, при повышении щелочности гранитов. В других случаях обычный циркон растворялся и выносился из породы. Вместе с тем возможно образование бурого циркона и путем кристаллизации его из остаточного расплава — раствора пегматитового характера, так как трудно думать, что повышенные количества этого циркона в пегматитах или, в нашем случае, в щелочных гранитах образовались лишь путем перекристаллизации циркона I. На циркон II (малакон, циртолит, наэгит) как характерный акцессорный минерал щелочных гранитов указывает ряд исследователей (Еськова, 1959; Омельяненко, 1959; Пугалова, 1963 и др.). Высокое содержание циркона в щелочных гранитах по сравнению с обычными, по мнению И. В. Белькова (1962), является выражением определенной геохимической специализации щелочно-гранитной магмы.

Бурый циркон в большинстве случаев ассоциирует из более поздних минералов с торитом. Взаимоотношения обоих минералов остаются пока не ясными, но, по-видимому,

они могут между собой образовывать изоморфный ряд. Кое-какие доказательства этого приведены при описании торита. По сравнению с монацитом бурый циркон, скорее всего, является более ранним, так как наблюдались (хотя и редко) включения его в зернах монацита, но обратного явления не отмечалось. В щелочных гранитах Заилийского Алатау бурый циркон, вероятно, образовывался в заключительную стадию одновременно с флюоритом, на что указывают их тесные взаимоотношения.

Бломстрандин и давидит встречаются только в кислых гранитоидах. Участие их в ассоциациях минералов, образованных в стадию кислотного выщелачивания, заметная концентрация в грейзенизированных гранитах и даже в грейзенах (давидит), а также зачастую ксеноморфный характер зерен указывают на автотметасоматическое происхождение. Давидит и бломстрандин образовывались, по-видимому, за счет преобразования ильменита при понижении кислотности, когда происходило отложение редкометалльных минералов в трещинках и порах выщелоченной породы (Коржинский, 1960). Редкие элементы заимствовались из растворов, так как содержание их в ильмените недостаточно для ощутимой концентрации.

Флюорит встречается в различных ассоциациях акцессорных минералов, как высокотемпературных, так и образовывавшихся в последние стадии формирования породы из остаточных растворов. Наибольшее развитие этот минерал получал в процессе грейзенизации.

Касситерит, вольфрамит и колумбит, по укоренившимся представлениям, являются минералами пневматолитово-гипотермальной стадии. Эти минералы как акцессорные в исследованных нами гранитах отмечены лишь в нескольких случаях, причем содержание их ничтожно мало. Заметная концентрация касситерита и особенно вольфрамита, обнаруженная лишь в грейзене, а колумбита — в заметно грейзенизированных гранит-аплитах, позволяет отнести эти минералы к указанной стадии минерализации.

Турмалин как акцессорный минерал в исследованных гранитоидах распространен мало. Повышенные концентрации его чаще отмечают в более основных породах (гранодиориты, адамеллиты), претерпевших послемагматические изменения, о чем свидетельствует присутствие в них хлоритизированного биотита, сосюртитизированного и эпидотизированного плагиоклаза, разложенных амфиболов. В более кислых породах — гранитах — турмалин обнаруживается редко и в незначительных количествах лишь в свя-

зи с резко проявленным процессом грейзенизации. Все это свидетельствует о послемагматическом образовании турмалина при условии привноса бора. Остальные элементы могли быть заимствованы при разложении силикатов.

Как видно, эта группа акцессорных минералов генетически не вполне однородна. Одни минералы образовывались в условиях, еще близких к магматическим, характеризующихся ограниченной подвижностью акцессорных и главных компонентов, другие — при более активном участии минерализаторов и подвижных компонентов-примесей, что приводило к неустойчивости минералов раннего поколения, развитию явлений растворения и переотложения минеральных веществ.

Акцессорные минералы альбитизированных гранитов ранней щелочной стадии метасоматоза. Процессы альбитизации в исследованных нами интрузивах развиты сравнительно мало, значительно меньше, чем грейзенизации. На примере альбитизированных гранитов и альбититов массива Жаманкарабас и плагиогранитов Шокшанского массива видно, что акцессорные минералы претерпевали ряд превращений. Количество магнетита сокращалось, и остатки его превращены в мартит, кристаллический гематит (слюдка); последний образовывался также и по биотиту. Железо, входившее в состав магнетита, либо выносилось почти полностью, либо вначале образованный мартит растворялся в последующем, при более глубоко зашедших процессах метасоматоза.

Магматический сфен в альбитизированных гранитах и альбититах Жаманкарабаса в количественном отношении не уменьшается. Согласно химическим анализам, содержание двуокиси титана также остается примерно одинаковым в неизмененных гранитах (0,15 и 0,41%) и в альбититах (0,38). Но не уменьшаясь количественно, сфен претерпевал перекристаллизацию с образованием светлого сфена, морфологически отличного от бурого магматического. В шокшанских альбититах сфена уже нет, хотя он встречается в незначительных количествах в менее измененных плагиогранитах, где обычно носит следы растворения или превращен в лейкоксен.

Содержание апатита в альбититах Жаманкарабаса увеличивается. Наряду с обычным для гранитов хрусталевидным мелкопризматическим апатитом обнаруживаются зерна более крупных размеров, с несколько неправильными формами — от матовых до молочно-белых. Такой же апатит есть и в альбититах Шокшана, но общее содержание этого минерала в них очень малое.

Магматический циркон в процессе альбитизации жаманкарабасских гранитов сохраняется, но на кристаллах все же заметны следы разъедания и растворения. Содержание циркона в альбитизированных гранитах и альбититах Шокшана очень незначительное.

Ортит, торит, флюорит и анатаз, присутствующие в небольших количествах в неизменных гранитах Жаманкарабаса, в альбититах полностью растворены. В альбитизированных гранитах торит значительно более изменен по сравнению с этим минералом в неизменных гранитах и носит следы растворения, анатаз мутен и шероховат или корродирован. Шокшанские альбитизированные плагиограниты очень слабо минерализованы сульфидами металлов (Fe, Pb, Mo, Cu). В альбититах сульфидная минерализация отсутствует.

Вновь образованным минералом в альбититах Жаманкарабаса является вторичный ортит, нарастающий в виде пучков и розеток из пластинчатых кристалликов на зернах альбита, реже — эпидота и кварца. На метасоматический генезис ортита в связи с натровым метасоматозом указывает В. В. Плошко (1963). В шокшанских альбититах обильно развивался рутил, морфологически резко отличный от нигринового рутила грейзенов. Постоянная тесная ассоциация рутила с разложенным биотитом и мусковитом, по-видимому, может свидетельствовать, что образование его шло в процессе распада биотита. Источником титана мог являться также сфен.

Альбитизация гранитов Жаманкарабаса и плагиогранитов Шокшана, как видно, не сопровождалась образованием редкоэлементных минералов. При сравнении ассоциаций акцессорных минералов альбититов Жаманкарабаса и Шокшана выявляется, что процесс альбитизации последних протекал при более высоких температурах. Это привело к значительно большему растворению магматических минералов в шокшанских альбититах и к образованию высокотемпературных минералов — мусковита и рутила. В отличие от порообразующих, поведение акцессорных минералов в процессе альбитизации, согласно немногим литературным источникам, может быть резко отличным (Ляхович, 1960-2; Туровский, 1955).

Акцессорные минералы грейзенового комплекса (стадия кислотного выщелачивания). В герцинских гранитах Центрального Казахстана, особенно пермских, процессы грейзенизации широко развиты. Постмагматическая минерализация и высокотемпературная гидротермальная переработка гранитов обычно проявлены в

приконтактных и апикальных зонах интрузивов, вплоть до образования типичных грейзенов. Примером образования грейзенов за счет аляскитовых гранитов, вне связи с кварцевыми жилами (Щерба, 1949), может служить Баянаульский интрузив, в южном контакте которого широко развиты процессы гистерогенного разложения и метасоматического замещения минералов гранита минералами грейзена (аксанские грейзены).

Для данного этапа минералообразования наиболее характерны следующие виды химических преобразований.

1. Окисление минералов под влиянием увеличения концентрации кислорода в остаточных растворах (по сравнению с магматическим расплавом и позднемагматическим или пегматитовым расплавом-раствором), в результате которого образовывались новые, более устойчивые минералы. Примером данного типа может служить выделение мартита на более ранних стадиях процесса, псевдоморфно замещающего магнетит. Дальнейшее изменение магнетита при грейзенизации обычно приводило к полному выносу его, и лишь в очень редких случаях (гематитовые грейзены) магнетит преобразовывался в гематит (кристаллический).

Среди различных случаев разложения ильменита (приведенных в литературе) мы наблюдали этот процесс с образованием черного рутила — нигрина — при грейзенизации, реже — анатаза, который обычно развивался в березитизированных или гидротермально-измененных гранитах. Значительно более редки случаи образования одновременно с нигрином и гематита или титангематита. По-видимому, железо при распаде ильменита окислялось еще в начальные стадии процесса в силу высокого потенциала кислорода метаморфизирующей среды. Подобного рода замещения этого минерала могли проходить по реакциям: $5\text{FeTiO}_3 + \text{O}_2 \rightarrow \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + 5\text{TiO}_2$; $2\text{FeTiO}_3 + \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$. В собственно грейзенах ильменита нет; он полностью разложен и превращен в рутил. В качестве спутника ильменита рутил появлялся и получил широкое распространение еще при слабой степени грейзенизации.

2. Разложение алюмосиликатов под воздействием фтора и гидроксила. Примером минералообразования данного типа являлось образование топаза и мусковита за счет калинатровых полевых шпатов.

3. Обменные реакции при поступлении растворов, содержащих подвижные компоненты-примеси. Образование пирита за счет магнетита и ильменита, давидита за счет ильменита, возможно, частично ортита и монацита (?), флюоцерита за счет монацита.

4. Новообразование минералов из растворов, протекавшее в конце стадии грейзенизации; примером могут служить флюорит и молибденит.

Некоторые акцессорные минералы более ранних поколений в процессе грейзенизации растворялись и не оставили заметных следов в грейзенах. Наиболее чувствительными оказались апатит и сфен, которые даже на ранних стадиях грейзенизации количественно резко сокращались, а целешшие зерна их носят черты распада. В грейзенах апатит и сфен практически отсутствуют. На примере коунрадских грейзенов Ф. В. Чухров (1962) показал, что апатит еще на ранних стадиях грейзенового процесса замещался флюоритом, а сфен — ильменитом, рутилом, гематитом, флюоритом и пиритом. В грейзенах сфен уже обнаруживается лишь в виде контурных псевдоморфоз, состоящих из кварца, рутила, пирита и мусковита.

Магматический циркон — минерал довольно стойкий и в небольших количествах сохранился в грейзенах. По-видимому, это более защищенные от растворения кристаллы, которые были включены в зерна других минералов. Остатки кристаллов циркона в грейзенах имеют следы растворения. Бурый циркон II — менее стойкий, разъедался грейзеновыми минералами, а при далеко зашедшей грейзенизации полностью растворялся.

Нестойкими в процессе грейзенизации оказались ортит и торит. Еще на ранних стадиях эти минералы переходили в метамиктное состояние, и в грейзенах Аксана мы их уже не встречали.

Поведение монацита при грейзенизации остается неясным. По указанию Ф. В. Чухрова (1962), монацит сохранялся в грейзенах даже без признаков заметного изменения. В грейзенах Жанета количество его резко возрастает. Н. Н. Бузаев (1962) включает монацит в группу неустойчивых минералов, которые в процессе грейзенизации исчезали или резко сокращались количественно. В редких случаях по монациту образовывался флюоцерит (Дегелен).

Мы не занимались специальным изучением акцессорных минералов грейзенов. Приведенный пример химических превращений и новообразования минералов относится лишь к аксанским грейзенам (Баянаул). В грейзенах других гранитных массивов (Дегелен, Акчатау и др.), связанных с кварцевыми жилами, число новообразованных минералов больше.

Акцессорные минералы, образованные в гидротермальном процессе. В эту группу отнесены анатаз, кальцит, барит и с большой долей условности — шеелит и сульфиды металлов (Fe, Pb, Mo, Cu, Zn).

Анатаз образовался в процессе разложения ильменита или сфена, причем обильное развитие его обычно приурочено к породам, претерпевшим главным образом гидротермальный околотрещинный метасоматоз. Встречается анатаз совместно с хлоритом, кальцитом, остатками лейкоксенизированных ильменита и сфена, мартитизированным магнетитом.

Сульфиды металлов и шеелит обнаруживаются в различных типах гранитоидных пород, но концентрация их настолько мала, что изучение взаимоотношений с другими минералами затруднительно. Согласно укоренившемуся представлению, указанные минералы являются типичными продуктами гидротермальных процессов поздней послемагматической стадии. Поэтому одни исследователи считают, что эти минералы как акцессорные могли образоваться из последних порций магматических расплавов, по состоянию близких к гидротермальным растворам (Меликсетян, 1960; Туровский, 1956), что вообще сомнительно. По мнению других, они являются наложенными в результате воздействия послемагматических растворов. И. Я. Некрасов (1961) предлагает эти минералы вообще не считать акцессорными, поскольку они не управляются законами кристаллизации магматических расплавов.

На основании анализа 500 проб из пород различного петрографического состава и возраста можно заключить, что наиболее широко распространен пирит, гораздо меньше — молибденит, халькопирит и галенит и, как исключение (3—10 случаев), встречаются сфалерит, шеелит, барит и некоторые другие минералы.

Пирит рассеян во всех породах и обнаруживается в преобладающем большинстве проб. Содержание его варьирует очень широко — от нескольких или десятков знаков (на пробу) до сотен граммов на тонну. Повышенное содержание пирита, не считая минерализованных участков вблизи рудопоявлений, обычно приурочено к породам с заметно выраженными чертами послемагматической переработки, главным образом типа хлоритизации. Но явлений псевдоморфного замещения пиритом железосодержащих минералов мы не наблюдали. На образование метакристаллов пирита, содержащих реликты рудных минералов гранита, в процессе грейзенизации указывает Ф. В. Чухров (1962). В работе Г. Коллеруда и Г. Йодера (1959), проводивших экспериментальные исследования в области устойчивости пирита, говорится, что граниты, образованные на умеренных и больших глубинах (9 км и более), обычно содержат пирит. Об этом также может свидетельствовать наличие пирита в

породах, не затронутых процессами распада. Какой-либо закономерности в распределении его в связи с принадлежностью пород к различным комплексам или фазам в комплексах не наблюдается. Это также подмечено О. П. Елисевой (1957) и другими авторами.

Молибденит, халькопирит и галенит значительно меньше распространены, чем пирит, и содержание их выражается в нескольких или десятках знаков на пробу. Эти минералы, как и пирит, можно встретить в различных типах пород, но в большинстве случаев мы их наблюдали в Центральном Казахстане в более кислых породах, затронутых процессами преобразования, например, в Кенькудукском и Кызылэспинском интрузивах в Северном Прибалхашье, с которыми связаны соответственно медно-молибденовое и полиметаллическое месторождения. В породах Заилийского Алатау, зачастую лишенных заметных признаков преобразования, встречаемость молибденита и особенно галенита больше, чем в Центральном Казахстане.

Наблюдаемое разнообразие условий, при которых обнаруживаются сульфиды, и отсутствие надежных признаков для разделения их на генетические группы вынуждают считать вопрос образования сульфидов как акцессорных минералов пока еще не решенным.

Не совсем ясны условия образования шеелита, о чем свидетельствуют различные мнения исследователей (Меликсетян, 1960; Соболев, 1961; Туровский, 1956; Хамрабаев, 1957, 1958). Весьма редкая встречаемость шеелита (9 случаев) в неоднородных по петрографическому составу породах, различная степень измененности этих пород и отсутствие заметных отличий в ассоциациях акцессорных минералов, включающих шеелит, не дают возможности составить какое-либо мнение о генезисе указанного минерала. В одних случаях шеелит ведет себя как магматический минерал, встречаясь в неизмененных породах — в ассоциации акцессорных минералов раннего поколения, в других случаях, например, в гранитах Батыстау, он встречается совместно с монацитом, флюоритом и в тесном сростании с базовисмутитом, поэтому его можно рассматривать как пневматолитический или гидротермальный минерал.

Акцессорные минералы зоны гипергенеза. В эту группу нами включены минералы, образующиеся в условиях гипергенеза: базовисмутит, вульфенит, англезит, самородные свинец и медь, малахит и гидроокислы железа (лимонит, гетит). Выяснение более точных условий образования большинства перечисленных минералов, как акцессорных в изверженных породах, пока не представляется

возможным в силу их весьма ограниченного и подчас случайного развития.

Гидроокислы железа в подавляющем большинстве случаев образуются за счет псевдоморфного замещения пирита, очень редко — по магнетиту и еще реже — по халькопириту. В условиях поверхности пирит является наиболее нестойким минералом, нередко полностью превращен в гетит, тогда как другие минералы породы, в том числе и железосодержащие (магнетит, ильменит), сохраняются.

Процесс разложения и гидратации пирита может проникать на значительную глубину; так, в пробах гранита с глубины 30—40 м (Женькудук) этот минерал уже превращен в гетит. В гранитоидах Центрального Казахстана, независимо от эрозионной глубины среза интрузивов и проявленных метаморфизующих процессов, пирит на поверхности всегда почти нацело превращен в гетит. В более древних гранитоидах Заилийского Алатау неизменный пирит резко преобладает над гетитом, последний только пленками покрывает зерна и кристаллы пирита. Таким образом, если превращение пирита в гетит рассматривать только как фактор поверхностного окисления и гидратации, то, по-видимому, по количественному соотношению этих двух минералов в породах можно судить об относительной длительности пребывания их в условиях выветривания.

Англезит и самородный свинец обнаруживаются только в присутствии галенита, за счет которого они и образованы. Англезит часто содержит еще реликты галенита или покрывает корочками его кристаллики. Интересно отметить, что в пяти случаях (из семи) англезит обнаружен в щелочных гранитах (Заилийский Алатау), практически лишенных признаков окисления. Базовисмутит и вульфенит наблюдались крайне редко лишь в породах более кислого состава — в гранитах, характеризующихся ассоциациями минералов пневматолитового и гидротермального этапов. Первичные минералы висмута, даже при наличии базовисмутита, не были встречены.

Для наглядности видовой состав выделенных генетических групп акцессорных минералов и преобразование их в процессе метасоматоза в схематической форме показаны в таблице 12.

Акцессорные минералы, образованные в процессе ассимиляции. Процессы ассимиляции, судя по литературным данным, оказывают большое влияние на состав и распределение акцессорных минералов. Присутствие в изверженных породах не свойственных им минералов — граната, корунда, андалузита, силлиманита, кордие-

Генетические группы аксессуарных минералов

Ранние магматические	Позднемагматические и пегматитово-пневматолитовые	Образованные					Гидротермальные	Гипергенные	
		в процессе альбитизации		в процессе грейзенизации					
		биотитовые граниты → (исходные)	альбититы	биотитовые граниты → (исходные)	вторичные аляскиты →	грейзены			
Магнетит Апатит Циркон I Ильменит Сфен I (бурый)	Магнетит Апатит Сфен Ортит Торит Монацит и ксенотим (по апатиту) Циркон II (по циркону I) Сфен II (по сфену I, ильмениту?) Бломстрандин Давидит Флюорит Турмалин Касситерит Вольфрамит Колумбит Пироклор Фергюсонит Гадолинит Гранат Корунд (?)	вторая генерация	Магнетит	Образование мартита, кристаллического гематита, растворение	Магнетит	Образование мартита, растворение	Растворяется	Анализ (по ильмениту, сфену I) Барит Кальцит Шеелит Пирит Молибденит Галенит Халькопирит Сфалерит	Гидроокислы железа (по пириту, редко — магнетиту, халькопириту) Базовисмутит Вульфенит Англезит (по галениту) Свинец самородный (по галениту) Медь самородная (по халькопириту) Малахит (по халькопириту)
			Циркон I	Частичное растворение	Циркон I	Частичное растворение	Растворяется почти полностью		
			Апатит	Сохраняется + новообразованный	Апатит	Растворяется почти полностью	Нет		
			Ильменит	Растворяется (?)	Ильменит	Количественно увеличивает-ся	Лейкоксен (в знаках)		
			Сфен I	Сфен II	Сфен I	Растворяется	Нет		
			Ортит	Растворяется	Ортит	»	»		
			Торит	»	Торит	»	»		
			Флюорит	»	Циркон II (знаки)	Количественно увеличивается (по циркону I)	Растворяется почти полностью		
			Анализ	»	Флюорит	Количественно увеличивается	Резко увеличивается		
				Ортит II		Монацит (по апатиту)	Резко сокращается		
				Рутил желтый (по биотиту)		Давидит	Давидит		
						Бломстрандин	Растворяется		
						Рутил-нигрин (по ильмениту)	Полностью замещает ильменит		
						Анализ (по ильмениту)	Растворяется		
			Топаз (по алюмосиликатам)	Резко увеличивается					
				Флюоцерит (по монациту) Молибденит					

рита и других — является признаком, как считают, загрязнения магмы вмещающими породами. Другая характерная особенность контаминированных или гибридных пород — резкое обогащение их некоторыми акцессорными минералами, главным образом магнетитом, сфеном, апатитом и ортитом. Реже указываются другие минералы (Амшинский, 1964; Ляхович, 1960-3). Специальным изучением влияния процессов ассимиляции на изменение ассоциаций акцессорных минералов мы не занимались, но имеющийся материал позволяет подметить некоторые особенности в поведении отдельных из них.

В исследованных нами гранитоидах из минералов первой группы среди акцессорных встречаются только гранат и корунд. Лишь в двух случаях обнаруживания граната его образование возможно объяснить в связи с процессами контаминации. В обоих случаях исследуемый минерал был встречен в гранитах из зон эндоконтакта, включающих небольшие ксенолиты пород кровли. Других отличительных черт в ассоциациях акцессорных минералов этих гранитов и более удаленных от контакта не наблюдалось. Гораздо чаще гранат обнаруживается в гранитах более кислого состава вне видимой связи с процессами контаминации. В ассоциациях акцессорных минералов, включающих гранат, обычно присутствуют минералы, возникшие в результате автометаморфических процессов, широко распространенные в исследованных гранитах. В литературе также описаны случаи образования граната при магматической кристаллизации и послемагматическом преобразовании пород (Кулик, 1962; Ляхович и др., 1959-1, 1960-2). По-видимому, образование граната как акцессорного минерала можно рассматривать не только как следствие процессов контаминации, но и как результат автометасоматоза в ряду других минералов, с которыми гранат ассоциирует.

Более неясна природа корунда, так как каких-либо доказательств того, что он образуется в процессе контаминации, мы не имеем. Корунд как акцессорный минерал спорадически обнаруживается в количестве 1—5 знаков на пробу в различных типах пород различных комплексов. Заметных отклонений во внешнем облике пород, а также в составе пороодообразующих и акцессорных минералов, среди которых обнаруживается корунд, установить не удалось. Из 27 проб, в которых присутствует корунд, только в двух он ассоциирует с гранатом. Очевидно, как и гранат, он может иметь и послемагматическое происхождение. Состояние этих

минералов и отсутствие каких-либо следов разъедания не позволяют считать их ксеногенными.

В интрузивных породах, в которых исследовались акцессорные минералы, процессы контаминации и гибридизма изучены очень мало. Примером пород с внешне выраженными чертами гибридизма могут быть биотитовые граниты центральной части массива Баянаул и каледонские граниты Заильского Алатау, для которых на обширных площадях характерны глубоко переработанные шпильеры — ксенолиты диоритовидных пород. Заметных изменений в составе акцессорных минералов указанных гранитов не наблюдается. Вариации количественного содержания отдельных минералов (магнетита, сфена и др.) имеют широкие пределы, но это явление не менее характерно и для гранитов других массивов без заметных признаков гибридизма, например, для аляскитовых гранитов того же Баянаульского или биотитовых гранитов соседнего Жаманаульского массивов. Причины, влияющие на неравномерное распределение акцессорных минералов в гранитоидах, пока остаются недостаточно выясненными. Возможно, это связано с неоднородностью состава магмы в период кристаллизации ее в магматических камерах.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В ГРАНИТОИДАХ

Ассоциации акцессорных минералов, их концентрации и химический состав обусловлены разнообразными и часто сложными геологическими процессами. А. В. Рабинович (1955) и другие исследователи считают, что прежде чем решать какие-либо вопросы методом изучения малых примесей, необходимо тщательно проанализировать интенсивность процессов контаминации и гибридизма, а также различных видов метасоматоза, определить глубину эрозийного среза, петрохимические особенности среды, особенности металлогенических провинций и т. д. Изучение малых примесей в горных породах является сравнительно новой областью. В сущности еще даже не выработаны надежные критерии, позволяющие в каждом случае решить, какую же роль играет та или иная причина в поведении и характере распределения акцессорных минералов.

В литературе имеется ряд работ, в которых разбираются вопросы (обычно на конкретных примерах), касающиеся характера распределения акцессорных минералов в изверженных породах различных петрографических типов, принадлежащих одному или нескольким магматическим комплек-

сам. В отдельных комплексах при переходе от более ранних образований к более поздним состав акцессорных минералов значительно усложняется. В более ранних породах в составе акцессорий преобладают магматические минералы, в более поздних получают развитие минералы пегматитово-пневматолитовой и гидротермальной стадий. В одних и тех же петрографических типах пород, но принадлежащих более молодым комплексам, видовой состав акцессорных минералов намного сложнее, а количественное содержание больше, чем в древних комплексах (Елисеева, 1957; Королев и др., 1962; Меликсетян, 1960; Носырев, Туровский, 1962; Туровский, 1960; Хамрабаев, 1957).

Еще не всегда известны причины, влияющие на качественное и количественное расхождение состава акцессорных минералов в петрографически сходных массивах, принадлежащих часто одной интрузии, но разобщенных территориально, или даже в пределах одного массива. В ряде случаев данные по какому-либо минералу или группе минералов у разных авторов несколько противоречивы или даже совершенно противоположны (Жильцов, Туровский, 1962; Ляхович, Червинская, 1960-1; Никольский, 1952).

Видовой состав акцессорных минералов в изверженных породах зависит прежде всего от петрографического состава последних. В более основных породах — диоритах, гранодиоритах — состав этих минералов простой и собственно ограничивается магматическими образованиями первой группы. Характерно, что в процессе послемагматического изменения более основных пород редкоэлементные минералы практически не образовывались, а уже выделившиеся минералы — магнетит, ильменит, сфен, циркон I, апатит — оставались сравнительно свежими даже при наличии заметно разложенных темноцветных породообразующих минералов. Это обусловлено, по-видимому, быстрой нейтрализацией кислот растворов. На большую устойчивость магматических сфена, циркона и апатита в гранодиоритах Западного Карамазара при пропилитизации и в процессе околотрещинного метасоматоза указывает и В. А. Жариков (1959).

В измененных более основных породах (хлоритизированных, эпидотизированных, сосюритизированных) обычно появлялись дополнительные генерации магнетита, сфена и апатита, мог образовываться турмалин, очень редко — шеелит, возможно, ортит и лишь в ничтожных количествах — флюорит, торит, анатаз. В более основных породах, независимо от их принадлежности к тем или иным возрастным комплексам, встречаются одинаковые ассоциации акцессорных минералов (Киргизия — Криволуцкая, Туров-

ский, 1956; Носырев, Туровский, 1962; Туровский, 1955; Узбекистан — Елисеева, 1957; Горный Алтай — Амшинский, 1964; Казахстан — Соболев, 1961 и др.). Основность породы является как бы защитным барьером от развития редкоэлементных минералов.

Наибольшее видовое разнообразие акцессорных минералов наблюдается в гранитах. Кроме магматических минералов, общих с более основными породами, в них развиты торит, монацит, бурый редкоэлементный циркон, флюорит, спорадически обнаруживаются ксенотим, блонстрандин, давидит, касситерит, колумбит и другие минералы. В случаях резко проявленного метасоматоза за счет распада уже выделившихся минералов развивались мартит, кристаллический гематит, лейкоксен, рутил, анатаз, флюоцерит, базовисмутит и другие образования. Установлено, что широко распространен пирит, иногда встречаются молибденит, халькопирит, галенит и сфалерит. В гранитах, в отличие от более основных пород, в образовании и распределении многих акцессорных минералов существенную роль играли послемагматические изменения породы в стадию кислотного выщелачивания (в условиях привноса и увеличения подвижности компонентов).

Богатство видового состава акцессорных минералов, в числе которых зачастую фигурируют редкоэлементные, в гранитах кислого и щелочного состава, по-видимому, также закономерно. Об этом могут свидетельствовать данные ряда опубликованных работ, посвященных изучению акцессорных минералов в гранитах различных областей Союза: Кавказа (Ляхович, 1961-2; Меликсетян, 1960), Тимана (Сердюченко, 1959), Тувы (Ляхович, 1961-1), Средней Азии (Елисеева, 1957; Козлова, 1960; Лисицина, 1960), Киргизии (Носырев, Туровский, 1962), Якутии (Некрасов, 1961, 1962), Алдана (Кравченко, Власова, 1962) и других районов.

В гранитах Центрального Казахстана отчетливо намечаются две характерные парагенетические ассоциации акцессорных минералов, которые по резко преобладающим в них минералам (исключая магнетит) можно назвать сфеновой и ильменитовой.

Соотношение ильменита и сфена в гранитах не остается постоянным и изменяется в широких пределах на различных горизонтах интрузивов. Более глубинные части интрузивов обогащены сфеном, а периферические — ильменитом. Это положение хорошо иллюстрируется на примере ряда интрузивов и особенно наглядно — в собственно Баянаульском многофазном интрузиве, в южной части которого, пологопадающей под вмещающие толщи, во всех разнообразно-

стях гранитов преобладающим титановым минералом является ильменит. Сфен резко подчинен ильмениту и непосредственно у контакта совершенно отсутствует. В северной, более глубоко вскрытой половине массива, имеющей крутой контакт с вмещающими породами, главенствующую роль среди титановых минералов играет сфен, а количество ильменита резко уменьшается. В промежуточной средней части интрузива прослеживается зона двуминеральных парагенезисов, в которых ильменит и сфен развиты совместно и приблизительно в равных количествах.

Ряд интрузивов, вне зависимости от положения их частей по отношению к контактам, характеризуется резко выраженным ильменитовым типом ассоциации акцессорных минералов, в которой сфен имеет сугубо подчиненное значение или полностью отсутствует. К таким интрузиям относятся Дегелен, Куу, Ортау, а также интрузии Байназарской кольцевой зоны, Бектаута, Кенькудукская интрузия гранитов. Другие интрузивы (Эдрей, Найзатас, Жаманаул, Восточный Коунрад), наоборот, характеризуются резко выраженным сфеновым типом ассоциации акцессорных минералов, ильменит в них развит лишь в приконтактных зонах. Третья категория интрузивов (например, Шалтас) распространена значительно реже. В ней ильменит и сфен встречаются совместно, но с переменным, часто резким преобладанием одного из них.

Петрографически сфеновый тип гранитов отличается от ильменитового повышенным содержанием плагиоклаза в ряду полевых шпатов и отсутствием заметно проявленной послемагматической кислотной переработки типа грейзенизации. Ильменитовый тип гранитов часто не содержит плагиоклаз или содержит только альбит.

В сфенсодержащих гранодиоритах основным темноцветным минералом является обыкновенная роговая обманка, значительно преобладающая над биотитом; калишпат резко подчинен плагиоклазу, а состав последнего более основной. В гранодиоритах, содержащих только ильменит, плагиоклаз также преобладает над калишпатом, но всегда присутствует пироксен, и парагенезис минералов соответствует несколько повышенной щелочности I—III полей Д. С. Коржинского (1946). В гранодиоритах, содержащих сфен и ильменит, плагиоклаз и калишпат присутствуют примерно в равных количествах, роговая обманка и биотит также одинаково распространены, содержится много кварца.

В малых интрузиях гранит-аплитов, относящихся к более поздней дополнительной фазе интрузии, широко распространены в пермских гранитах, как правило, развит иль-

менит; сфен отмечается в ничтожных количествах или отсутствует.

В соотношении ильменита и сфена наблюдается особенность и локального характера: последний, будучи менее стойким минералом, полностью исчезает или резко уменьшается количественно в зонах грейзенизации или гидротермальной переработки пород, в области эндоконтактов и в участках с обильными дайковыми породами или кварцевыми жилами.

Преимущественное развитие сфена или ильменита в гранитах некоторые авторы объясняют соотношением кальция, калия и железа в общем балансе гранитной магмы. Это положение доказывается на примере Баянаульского гранитного (Монич, Гогель, 1951; Монич, 1957) и Верх-Исетского гранодиоритового массивов (Семенова, 1953). Соотношения этих двух минералов в щелочных гранитах И. А. Бергман (1962) ставит в зависимость от температурных условий и специфики поздних растворов.

Ильменитовый тип ассоциации по сравнению со сфеновым очень часто характеризуется богатством видового состава акцессорных минералов, образование которых произошло в поздней и послемагматические стадии, а физико-химическое состояние среды соответствовало пегматитово-пневматолитовым флюидам и гидротермальным растворам. По современной теории метасоматоза, разработанной Д. С. Коржинским (1960), пегматитово-пневматолитовый этап может быть подразделен на три или четыре стадии. Ильменит образовывался в основном в позднемагматическую стадию и в редких случаях, возможно, в раннюю щелочную, когда вследствие повышения активности железа было возможно замещение сфена ильменитом. На это же, например, указывает Ф. В. Чухров (1962) для Восточно-Коунрадского массива.

В сфеновом типе ассоциации, где ильменит резко подчинен сфену или даже отсутствует, количество циркона I и апатита обычно больше, чем в ильменитовом типе, и минералы не несут заметных следов распада и растворения. Для этого типа характерен ортит I. В противоположность ортиту, монацит и сфен I — минералы антагонисты. Монацит ассоциирует только с ильменитом. Остальные редкоземельные минералы обычно отмечаются редко и в весьма незначительном количестве, а такие минералы, как блонстрандин и давидит, вообще не встречались.

Причиной такой закономерности является то, что значительная часть акцессорных минералов, в частности редкоземельных, выделялась в условиях повышенной концент-

рации летучих компонентов, что характерно для апикальных субфаций. Здесь также более контрастно проявлены и вторичные процессы, в результате которых образовались новые минеральные виды.

Пространственное размещение ильменита в гранитах и характерный парагенезис минералов, в котором он является главенствующим, могут послужить критерием для суждения о глубине эрозионного среза интрузивов в Центральном Казахстане, а также о послемагматических изменениях.

Особо остановимся на распределении редкометалльных акцессорных минералов, присутствие которых в изверженных породах оценивается как показатель потенциальной рудоносности магмы.

В Центральном Казахстане распространены месторождения редких и цветных металлов. Интрузиями, генерирующими редкометалльные месторождения, считаются позднегерцинские (пермские). Это доказывается и геохимически — они содержат повышенные (против кларков) количества W, Mo, Sn, Bi и других элементов (Жоптев-Дворников с сотр., 1959; Щерба, 1959, 1960). Рассмотрим, как распределены акцессорные минералы указанных элементов, которые в месторождениях являются главными и определяют их тип.

Шеелит в количествах от нескольких до десятков знаков на пробу был встречен только в восьми случаях, что составляет 2% от всех просмотренных проб. Несколько чаще шеелит обнаруживается с помощью люминесценции в количестве 1—3× микроскопических по размерам зернышек или примазок на других минералах. Чаще всего шеелит обнаруживается в более ранней среднегерцинской интрузии и в более основных разновидностях трех пород, характеризующихся резким преобладанием сфена над ильменитом в ассоциациях акцессорных минералов. В большинстве отмеченных случаев шеелит наблюдается вне видимой связи с месторождениями вольфрама. Вольфрамит встречен только в двух пробах (Дегелен), причем одна из них взята из резко грейзенизированных гранитов, которые вместе с кварцевыми жилами являются объектом разработки. Чрезвычайно редко отмечается и касситерит.

Молибденит распространен довольно широко и встречается примерно в 12% всех проб (в количестве от 1 до нескольких знаков на пробу, редко — больше), поэтому можно отметить некоторые особенности распределения его среди акцессорных минералов:

частота встречаемости в двух возрастных группах гранитов примерно одинакова;

наличие в гранитоидных породах определенных районов; частота встречаемости в пределах Северного и Северо-Западного Прибалхашья значительно больше, чем в интрузивах, расположенных на востоке (Баянаульские интрузии, Дегелен, Эдрей, Куу); это положение в равной мере относится и к халькопириту и галениту;

отсутствие строгой взаимосвязи между молибденовым оруденением, пространственно и генетически связанным с данным интрузивом, и встречаемостью молибденита как акцессорного минерала в породах того же интрузива.

Наблюдения подтверждают приведенные особенности молибденита. Например, в кенькудукских гранитах Коунрадского района, где имеются небольшие вкрапленные медно-молибденовые месторождения, этот минерал отмечается в 33% всех проб. Почти во всех случаях он здесь ассоциирует с халькопиритом. В то же время в гранитах Баянаула (32 пробы) и Эдрея (15 проб) молибденит не обнаружен даже вблизи грейзеновых тел и жил, несущих молибденитовую минерализацию. В некоторых других случаях он спорадически отмечается в гранитоидах вне видимой связи его с оруденением (граниты Бектауата, гранодиориты Северного Прибалхашья и др.). Таковы же примерно взаимоотношения редкометалльных минералов и в гранитоидах Заилийского Алатау. В наиболее молодых аляскитовых гранитах и граносиенитах, с которыми, как считают, связаны полиметаллические месторождения (Кастекский рудный узел), молибденита в пробах нет вообще, а галенит отмечен только в одной из четырнадцати. В каледонских гранитоидах, разбитых в центральной части Заилийского Алатау и более глубоко вскрытых эрозией, частота встречаемости молибденита и галенита выражается соответственно 25 и 33% всех проб, но концентрации этих минералов в связи с указанной интрузией пока не известны.

Все это приводит к выводу, что отсутствие редкометалльных минералов среди акцессорных в интрузивных породах (возможно, примеры и нетипичны) не является признаком отсутствия оруденения, связанного с этими породами. Можно привести пример, что даже генетическая взаимосвязь между акцессорным касситеритом в гранитах и оловянным оруденением, подмеченная многими исследователями (Рохлин, 1941; Руб, Готман, 1960; Сморгчов, 1940; Туровский, 1960), все же не закономерна, но лишь статистически наиболее распространена; повышенное содержание олова в гранитах может быть связано не в минерале касситерите, а в биотите (Барсуков, Павленко, 1956). Необходимо также принять во внимание, что происхождение редкометалльных

акцессорных минералов не всегда ясно и что мы не можем еще судить, являются ли они в каждом отдельном случае обычными рассеянными первичными или телескопированными в результате воздействия послемагматических растворов. В настоящее время считается, и не случайно, что более перспективно в решении вопроса рудогенезиса изучение акцессорных элементов (Рабинович, 1960; Сморчков, 1960; Туровский, 1960). Однако и в данной области пока еще существуют противоречия (Рабинович, 1960; Туровский, 1960).

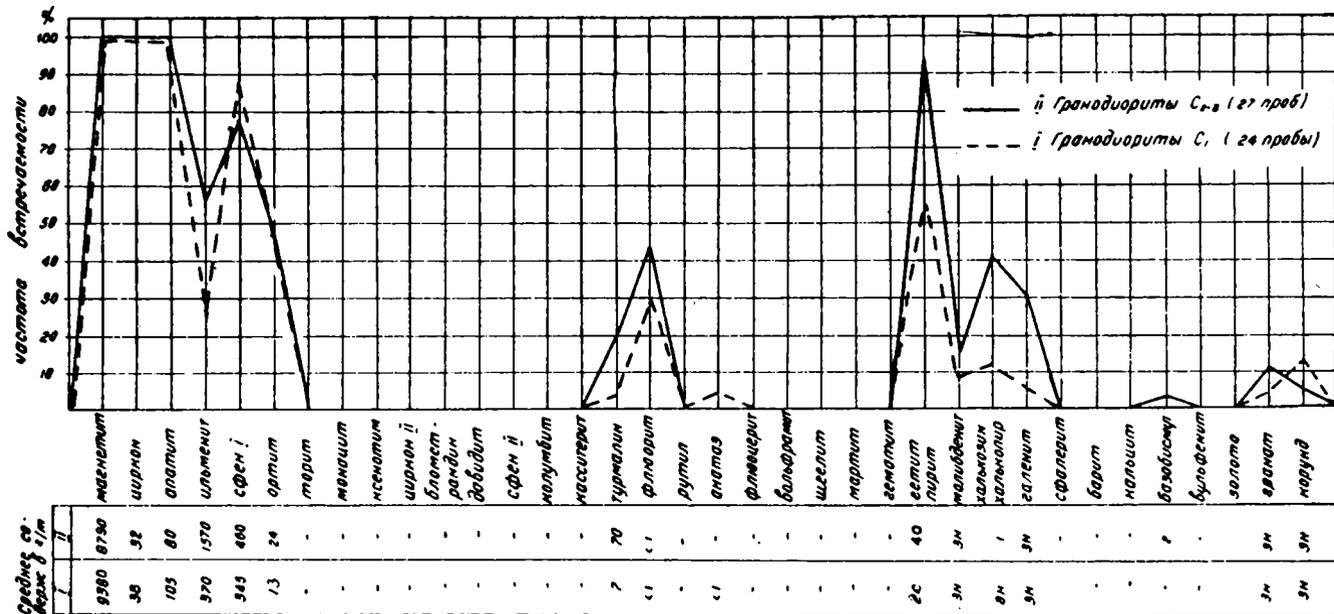
КОРРЕЛЯЦИЯ ПОРОД ПО АКЦЕССОРНЫМ МИНЕРАЛАМ

В возможностях корреляции с помощью акцессорных минералов единого мнения исследователей еще нет (Амшинский, 1964; Исамухамедов, 1958; Коптев-Дворников и др., 1960; Ляхович и др., 1959-2; Носырев, Туровский, 1962; Островский, 1937; Преображенский, 1941; Туровский, 1960; Хамидов, 1959; Хамрабаев, 1957). Мы считаем возможным систематизировать в этом направлении результаты изучения акцессорных минералов по материалам исследованных нами интрузивных комплексов.

В Центральном Казахстане по признаку акцессорных минералов можно сравнить две разновозрастные группы пород гранодиоритового ряда и две обширные группы пород гранитного ряда, относящиеся к единому герцинскому магматическому циклу.

Гранодиориты, широко развитые в Северном Прибалхашье, относятся к двум разновозрастным комплексам — нижнекарбонному и средне- или верхнекарбонному. Видовой состав акцессорных минералов в этих породах, как указывалось в предыдущей главе, ограничен. Они принадлежат главным образом к минералам магматического поколения и тождественны в обеих возрастных группах. Одинаковы и морфологические особенности отдельных минералов. Определенные различия намечаются лишь в частоте встречаемости некоторых минералов и в их количественных взаимоотношениях (рис. 27).

При сравнении акцессорных минералов гранодиоритов с одноименными минералами гранитов некоторые из них отличаются даже внешне. В гранодиоритах магматический циркон более сложно огранен и розового оттенка, в гранитах — буроватого (ячменного). Зерна сфена, точки как правило, без огранения и очень часто неравномерно окрашены. Апатит обычно менее четко огранен и значительно чаще



Примечание. для вычисления средних весовых количеств в подсчет включались только пробы содержащие определяемый минерал

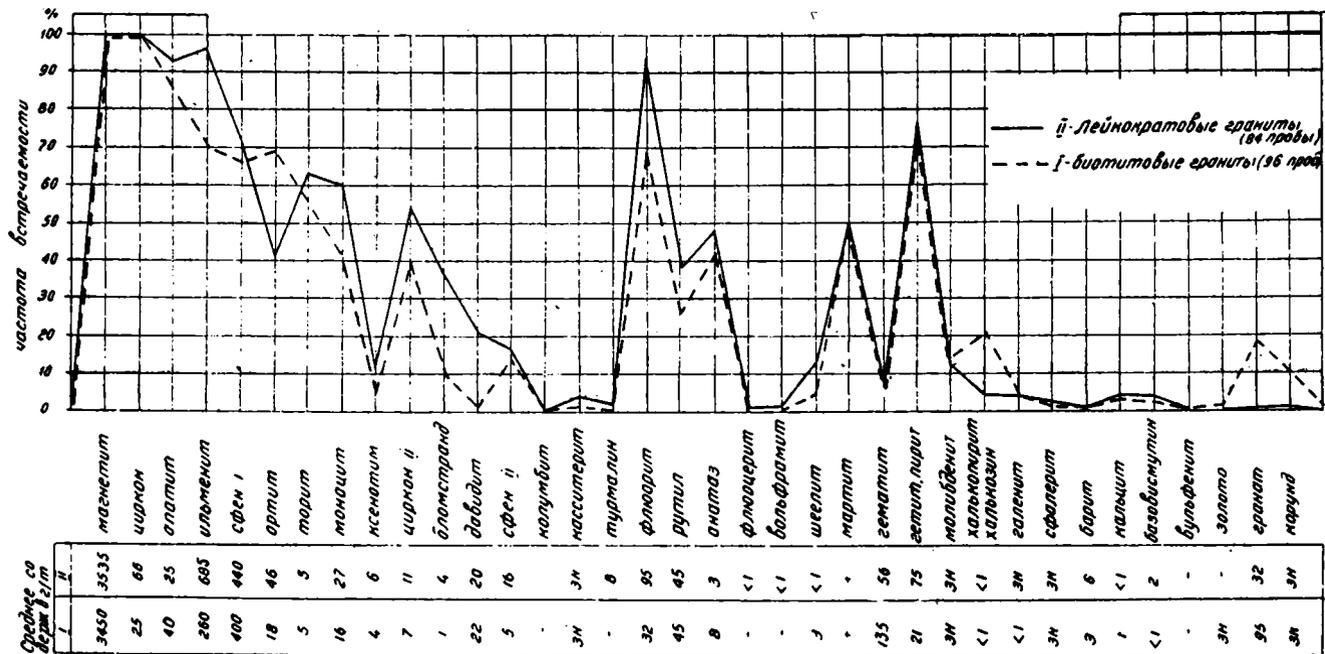
Рис. 27. Частота встречаемости и среднее содержание аксессуарных минералов в гранодиоритах.

имеет дымчатую окраску. Все акцессорные минералы в гранодиоритах более мелких размеров, чем в гранитах. Содержание магнетита в гранодиоритах резко повышено, апатита тоже больше, и он почти всегда преобладает над цирконом. Количество остальных минералов варьирует в гранодиоритах примерно в тех же пределах, что и в гранитах.

В двух разновозрастных интрузивных комплексах герцинских гранитов акцессорные минералы могут быть не очень уверенно подразделены лишь по частоте встречаемости и по количественным взаимоотношениям в ассоциациях (рис. 28). Так, в позднегерцинских гранитах встречаются чаще торит, монацит, ксенотим, бурый редкоземельный циркон, флюорит, рутил и особенно ильменит, блонстрандин и давидит. Колумбит, касситерит, вольфрамит, флюоцерит, обнаруженные в единичных пробах, принадлежат более поздним гранитам. Ортит, халькопирит, гранат, корунд в среднегерцинских гранитах отмечаются чаще. Частота встречаемости остальных минералов примерно одинакова. Содержание акцессорных минералов в более молодых гранитах несколько повышено, особенно ильменита. Возможно также, что указанные различия вызваны более широким развитием аляскитовых и лейкократовых разностей в позднегерцинских гранитах.

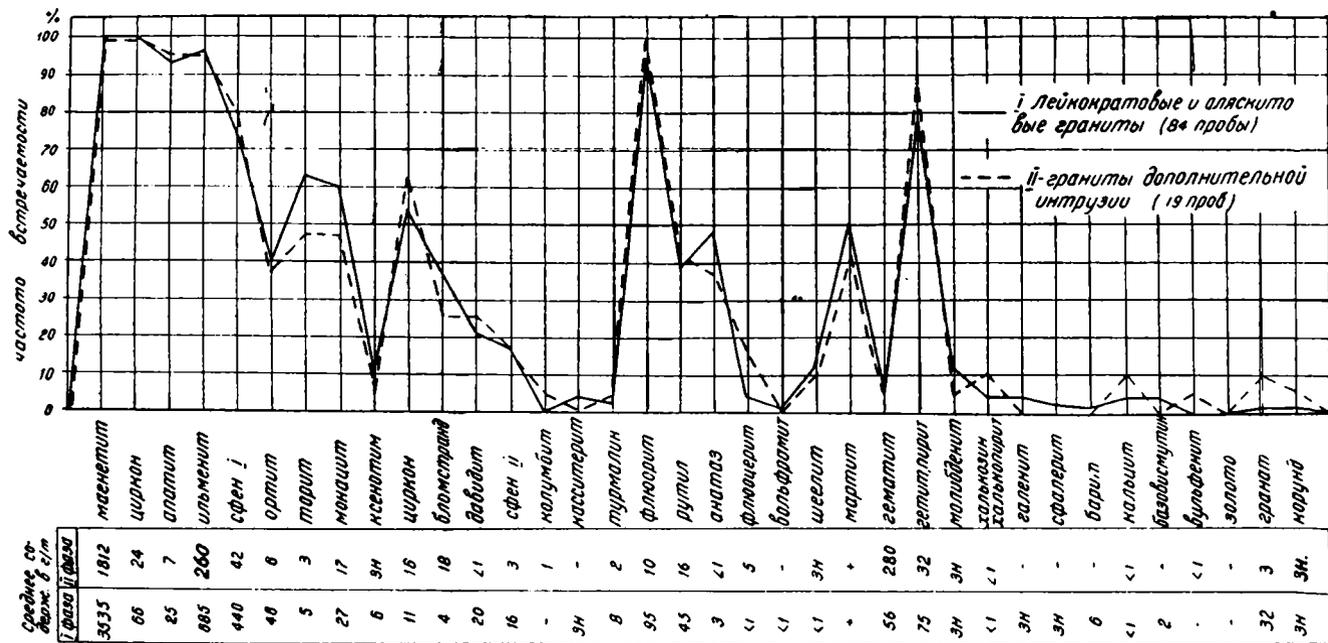
В дополнительных интрузиях обоих комплексов обнаруживается тот же состав акцессорных минералов, что и в главных фазах интрузий (рис. 29, 30). Частота встречаемости минералов колеблется. Количество акцессорных минералов в дополнительных интрузиях значительно меньше, особенно минералов раннего поколения — магнетита, ильменита, сфена, апатита.

Минералы раннего поколения в равной мере характерны для обеих групп герцинских гранитов. Общими также являются торит, монацит, бурый редкоземельный циркон, ортит, флюорит, рутил, блонстрандин, давидит, свидетельствующие о значительном участии в минералообразовании летучих компонентов и редких элементов. Особенно показательны блонстрандин и давидит, так как они, например, полностью отсутствуют в гранитах Заилийского Алатау. Не описаны эти минералы и в литературе по прилегающим регионам (Киргизия, Горный Алтай). Указанные минералы не отличаются широким распространением (особенно давидит), встречаются не в каждом массиве, реже всего — в массивах более ранней интрузии. Спектральные анализы ильменита, сфена и ортита показывают, что они имеют достаточно богатый видовой состав элементов-примесей. Состав, а также пределы колебаний в содержании этих примесей



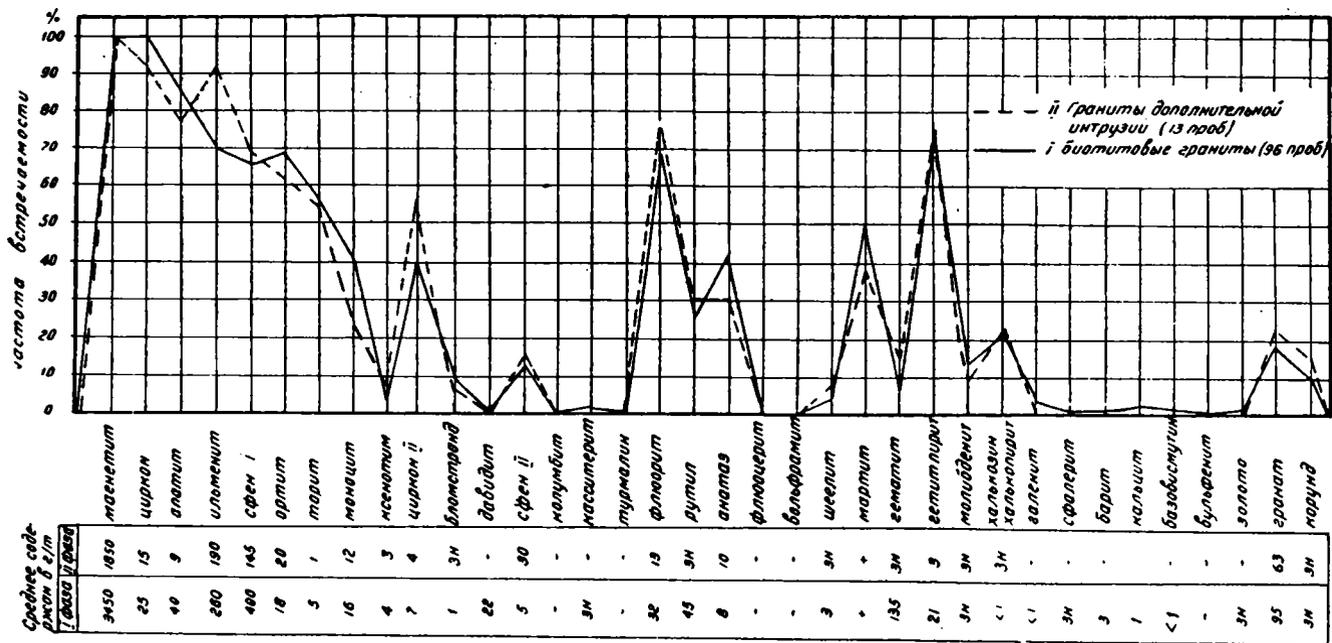
Примечание для вычисления средних весовых количеств в подсчет включались только пробы содержащие определяемый минерал

Рис. 28. Частота встречаемости и среднее содержание аксессуарных минералов в лейкократовых гранитах позднегерцинского возраста и в биотитовых гранитах среднегерцинского возраста.



Примечание для вычисления средних весовых количеств в подсчет включались только пробы содержащие определяемый минерал

Рис. 29. Частота встречаемости в среднем содержание аксессуарных минералов в лейкокраповых и аляски́товых гранитах главной фазы и в дополнительной интрузии.



примечание для вычисления средних весовых количеств в подсчет включались только пробы содержащие определяемый минерал

Рис. 30. Частота встречаемости и среднее содержание аксессуарных минералов в биотитовых гранитах главной фазы и в дополнительной интрузии.

общи для всех анализированных проб независимо от принадлежности их к различным по возрасту интрузиям.

Отмеченное единообразие состава и свойств акцессорных минералов в рассмотренных двух возрастных группах гранитов обусловлено следствием петрографической близости этих пород, а также, очевидно, и генетической близостью интрузий, возможно связанных единым магматическим очагом.

Если к вопросу корреляции подходить формально и сравнивать отдельные массивы, даже заведомо принадлежащие одному интрузивному комплексу и расположенные в одних и тех же структурно-фациальных зонах, можно получить и противоречивые данные. Для примера возьмем Эдрей и Дегелен в Баянаульском районе, Восточный Коунрад и Бектауата в Коунрадском районе или отдельные части одного большого массива Баянаул. Сравнение их по наличию ильменита, монацита и т. д. показывает, что корреляция в данном случае вряд ли вообще возможна, несмотря на то, что эти пары массивов, не говоря уже об отдельных частях одного массива, одновозрастны и расположены в одних и тех же структурных зонах.

В гранитах Бектауата, если судить по ассоциации акцессорных минералов, отчетливо выражены черты эманационной деятельности; об этом свидетельствует также наличие в гранитах пегматитовых обособлений и миароловых пустот, но грейзеновые процессы, столь характерные для многих массивов, проявлены сравнительно слабо. В гранитах Восточного Коунрада указанные признаки эманационной деятельности незаметны, а ввиду исключительной свежести как породообразующих, так и акцессорных минералов не проявлены и процессы кислотного выщелачивания, исключая участки развития рудных жил. Различия в физико-химических условиях становления этих массивов отразились на акцессорных минералах.

Граниты Бектауата характеризуются ильменитовым типом ассоциации акцессорных минералов, включающей почти все редкие минералы, которые встречаются в герцинских интрузиях Центрального Казахстана, в то время как в гранитах Восточного Коунрада развит сфеновый тип ассоциации и редких минералов весьма мало, а многих и вовсе нет. Бектауатинские граниты содержат во много раз больше ильменита, циркона I, монацита, флюорита, торита и ортита, чем коунрадские; в бектауатинских гранитах обнаружены рутил, анатаз и сфен II, которых нет в коунрадских. В составе гранитов Бектауата имеются блонстрандин и давидит почти во всех пробах и часто в заметных количествах, а в

Восточном Коунраде бломстрандин отмечен в количестве нескольких знаков только в двух пробах, давидита нет. Валовое содержание акцессорных минералов в бектауатинских гранитах почти в два раза больше, чем в коунрадских.

Оба указанных массива размещаются в Балхашском герцинском прогибе на расстоянии 50 км друг от друга, обрамлены осадочно-вулканогенными породами среднего палеозоя ($D_3—C_1$) и сложены примерно однотипными (близкими по химическому составу) лейкократовыми гранитами. Резко отличаются лишь формы рельефа. Коунрадский массив характеризуется равнинным ландшафтом, Бектауатинский — резко положительным, относительные высоты достигают 300—400 м. Первый расположен, по-видимому, под прогибом кровли, второй образует куполообразный выступ гранитной интрузии. Вполне естественно, что роль летучих компонентов в бектауатинских гранитах проявлена значительно шире и резче, чем в коунрадских.

Такой же контраст в ассоциациях акцессорных минералов наблюдается в гранитах Дегелена и Эдрея.

Дегеленские граниты характеризуются ильменитовым типом ассоциации. В них отчетливо проявлены черты высокотемпературного метасоматоза. Магнит частично превращен в мартит, а ильменит в значительной части уже замещен мелкозернистыми агрегатами черного рутила (нигрина). Магматический сфен, за редким исключением, встречается в ничтожных количествах или полностью отсутствует. Содержание циркона I снижено, апатит обнаруживается лишь при помощи катодных лучей в ничтожных количествах. Взамен циркона I и апатита развиты монацит и особенно бурый циркон второй генерации. Повсеместно развит флюорит и спорадически — ксенотим, торит, бломстрандин, касситерит, вольфрамит и некоторые другие. В грейзенах и кварцевых жилах в эндоконтакте массива содержание вольфрамита уже достигает промышленных концентраций.

У гранитов Эдрея сфеновый тип ассоциации акцессорных минералов. Заметного изменения их не удается проследить, исключая зоны эндоконтакта. Ильменит в них резко подчинен сфену, содержание магнетита, магматического циркона и апатита больше, чем в дегеленских гранитах, появляется ортит I. Такие минералы, как флюорит, торит, бурый циркон, монацит и бломстрандин, встречаются в ничтожных количествах и главным образом в приконтактных частях массива или в гранитах дополнительной интрузии.

Массивы Дегелен и Эдрей размещаются вдоль одного из поясов Чингизского антиклинория, примерно равны по площади и, в противоположность первой рассмотренной паре,

оба отличаются положительными формами рельефа, имеющими на современной поверхности примерно одинаковый гипсометрический уровень. Однако петрографический состав и обрамление их различные. Основная часть массива Дегелен сложена среднезернистыми лейкократовыми гранитами с малым участием самостоятельного плагиоклаза и биотита, в апикальных и приконтактных частях переходящими в типичные аляскитовые граниты, ряд особенностей которых позволяет считать, что аляскиты образовались за счет лейкократовых гранитов. В массиве Эдрей широко развиты крупнозернистые лейкократовые биотитовые граниты, приближающиеся по составу к нормальным, иногда (лишь в краевой зоне) переходящие в аляскитовые или амфиболово-биотитовые граниты.

В обрамлении массива Дегелен широко развиты эффузивы кислого состава, тогда как вмещающие породы массива Эдрей более основные, хотя, согласно данным Н. Н. Амшинского и др. (1964), при отсутствии заметно выраженных процессов контаминации состав пород обрамления ощутимо не отражается на содержании аксессуаров в гранитах.

Противоречивость данных иллюстрируется еще нагляднее на примере Баянаульского массива: ассоциация акцессорных минералов меняется в его пределах или даже одной фазы интрузии. В данном случае изменение состава акцессорных минералов от сфенового к ильменитовому типу (со всеми присущими ему чертами) происходит одновременно с изменением соотношения главных породообразующих минералов в направлении от северного крутого контакта к южному пологому. Биотитовые граниты в приближении к южному контакту сменяются образованными по ним вторичными аляскитами, по которым, в свою очередь, в непосредственном контакте образуются мощные грейзеновые тела.

Таким образом, изменение видового состава и количества акцессорных минералов обусловлено прежде всего различием петрографического состава пород и влиянием метаморфизующих процессов. Но каковы бы ни были различия в составе акцессорных минералов в гранитах соседних массивов или в пределах одного массива, выявляется следующая общая черта: в тех или иных сочетаниях и количественных соотношениях встречается один и тот же набор минералов, характеризующихся единообразными признаками, в том числе элементами-примесями.

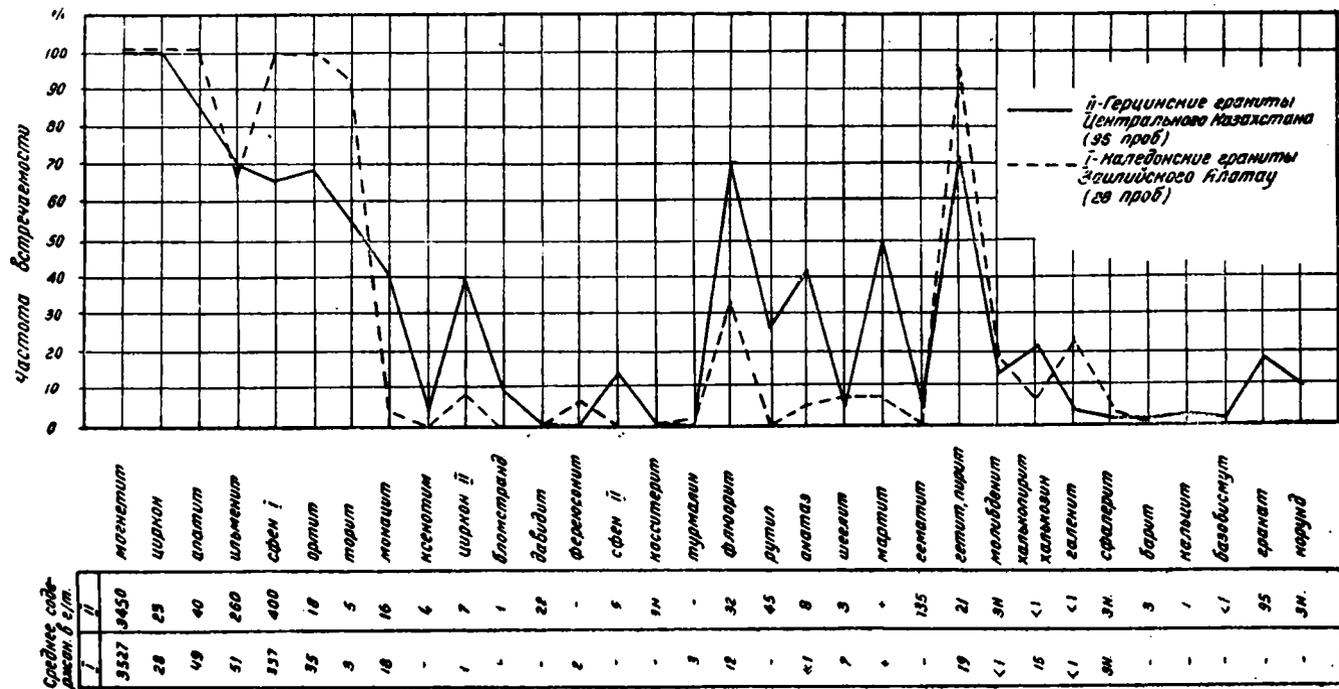
Некоторые минералы, хорошо сохраняющиеся в осадках, с характерными признаками (например, черный рутил — нигрин), позволят, нам кажется, более точно определить

верхний возрастной предел для грейзеноносных гранитных интрузий Центрального Казахстана. При литологических исследованиях верхнепалеозойских и мезозойских обломочно-осадочных пород Центрального Казахстана необходимо обращать внимание на типы минералов в тяжелой фракции.

В Заилийском Алатау интрузивные породы относятся к ряду последовательно образованных комплексов в каледонское и герцинское время. Для сравнения интрузий Центрального Казахстана и Заилийского Алатау по акцессорным минералам (с учетом, что парагенезисы их зависят прежде всего от петрографического состава пород) были сопоставлены биотитовые граниты среднегерцинского возраста (Центральный Казахстан) и близкие им по составу граниты каледонского (девонского) комплекса, широко развитые в центральной части Заилийского Алатау, затем позднегерцинские аляскитовые и лейкократовые граниты Центрального Казахстана и сходные граниты более поздних фаз каледонского и герцинского комплексов Заилийского Алатау. В составе, содержании и морфологических особенностях некоторых минералов выявляются следующие различия.

Среднегерцинские граниты характеризуются резко выраженным титановым типом ассоциации акцессорных минералов. С повышенным содержанием ильменита, очевидно, связано появление в процессе аутометасоматоза таких редкоэлементных титанатов, как блонстрандин и давидит, а также анатаза и особенно рутила (нигрина). В каледонских гранитах содержание сфена (особенно ильменита) значительно меньше, чем в среднегерцинских гранитах, а указанные редкоэлементные титанаты и окислы титана вообще отсутствуют. Для среднегерцинских гранитов характерно довольно широкое развитие редкоземельных фосфатов — монацита и ксенотима, а также бурого редкоэлементного циркона II. В каледонских гранитах монацит и бурый циркон развиты слабо, ксенотима нет; встречен фергюсонит, не обнаруженный в среднегерцинских гранитах (рис. 31).

Каледонские граниты по сравнению со среднегерцинскими характеризуются широким распространением торита и ортита, хотя содержание последнего невысокое, но обязательное присутствие его в гранитах может характеризовать их как ортитовые (Ляхович, 1963). В каледонских гранитах совершенно не развиты минералы грейзенового комплекса — рутил, гематит, анатаз и некоторые другие. Слабо проявлены и процессы гидратации; даже такие легко разрушающиеся минералы, как ортит, торит и пирит, остаются относительно свежими.



Примечание для вычисления средних весовых количеств в подсчет включались только пробы содержащие определенный минерал.

Рис. 31. Частота встречаемости и среднее содержание аксессуарных минералов в среднегерциевских гранитах Центрального Казахстана и в каледонских гранитах Зайлийского Алатау.

Имеются различия и в морфологических особенностях некоторых минералов. Например, в каледонских гранитах по сравнению со среднегерцинскими ильменит характеризуется значительно более мелкими кристаллами и отсутствием у них отчетливо очерченных элементов, а ортит отличается крупными (до 5 мм), хорошо ограненными кристаллами. Магматический циркон сиреневой окраски, совершенно не свойственной цирконам в среднегерцинских гранитах; иная окраска и у торитов.

При сравнении лейкократовых и аляскитовых гранитов также выявляются некоторые различия. Гранитам Заилийского Алатау присущи очень малые весовые содержания аксессуарных минералов, особенно магнетита, сфена и ильменита. В процессе автометасоматоза, также часто отчетливо проявленного в породах этой группы, развиваются такие минералы, как пироклор и гадолинит, ни разу не отмеченные в гранитах Центрального Казахстана. Окислы титана представлены лишь ничтожными количествами лейкоксена, анатаза и брукита, но среди них нет рутила. Остальные минералы — ортит, торит, монацит, бурый циркон II, флюорит, сульфиды и др. — дублируются.

Следовательно, основным отличием среднегерцинских гранитов от каледонских по признаку аксессуарных минералов является значительно более высокое содержание в них минералов титана раннего поколения и заметно выраженные процессы высокотемпературного автометасоматоза, обусловившего образование ряда редкоэлементных и вторичных минералов, отсутствующих в каледонских гранитах.

Некоторые различия удается проследить и в химическом составе минералов. Так, в ильменитах из гранитоидов Центрального Казахстана наблюдается повышенное содержание ниобия и постоянное присутствие тантала и скандия — элементов, которые в ильменитах Заилийского Алатау почти не обнаружены. В свою очередь, в заилийских ильменитах больше редких земель, особенно цериевой подгруппы (рис. 32). В заилийских сфенах содержание элементов цериевой подгруппы меньше, а иттриевой — заметно больше; значительно увеличивается также количество ниобия и тантала (рис. 33). В центральноказахстанских ортитах содержание иттрия больше, а тория значительно меньше; повсеместно отмечается характерный скандий (рис. 34). Все наши пробы минералов (ильменита, ортита, бурого циркона, сфена II) из гранитоидов Центрального Казахстана, в которых спектрально в числе других элементов определяли и скандий, включали этот элемент в количествах от 0,003 до 0,01%.

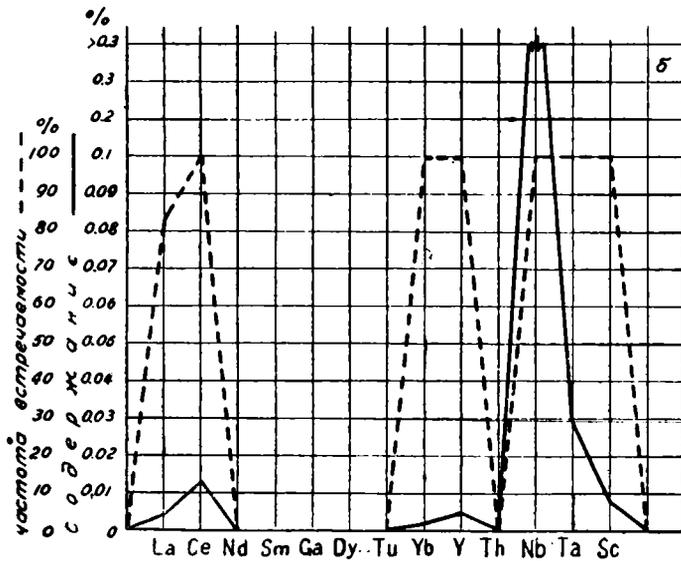
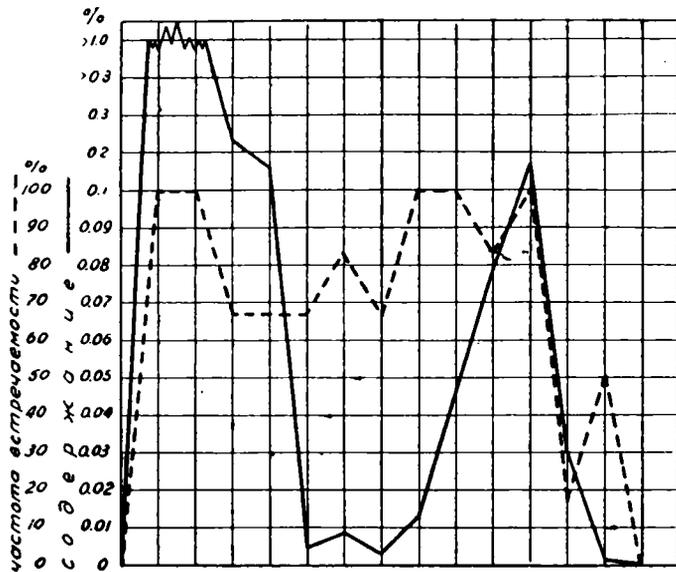


Рис. 32. Элементы-примеси в ильменитах: *а* — в гранитах Зайлииского Алатау (6 определений); *б* — в гранитах Центрального Казахстана (12 определений).

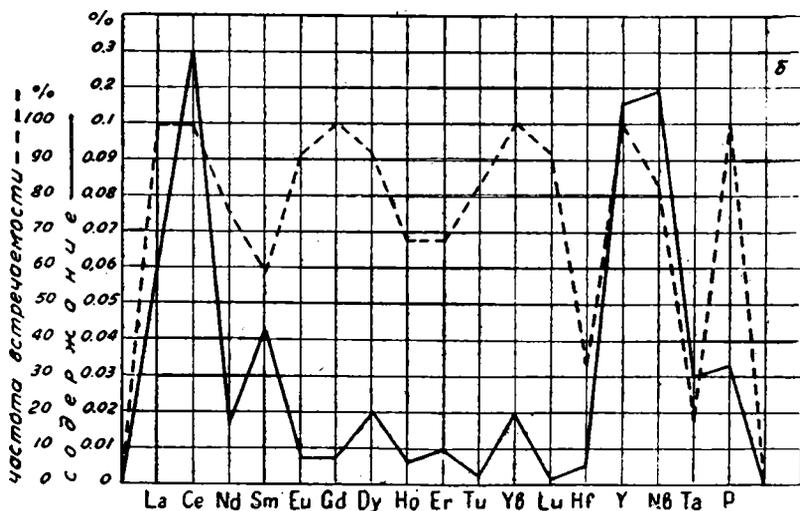
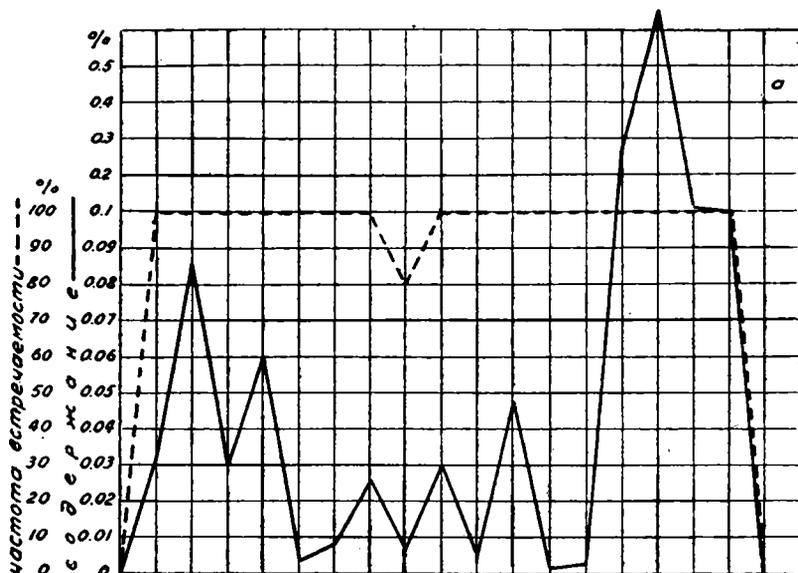


Рис. 33. Элементы-примеси в сфенах: а — в гранитоидах Зайлийского Алатау (10 определений); б — в гранитоидах Центрального Казахстана (12 определений).

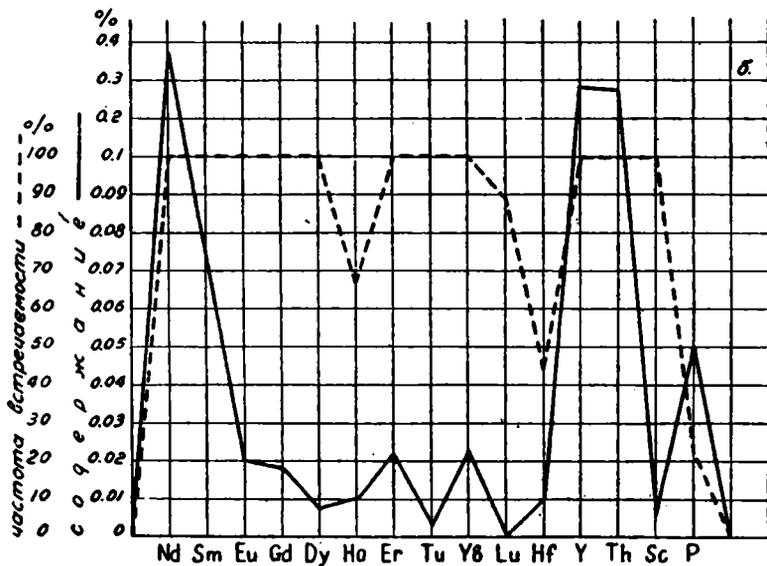
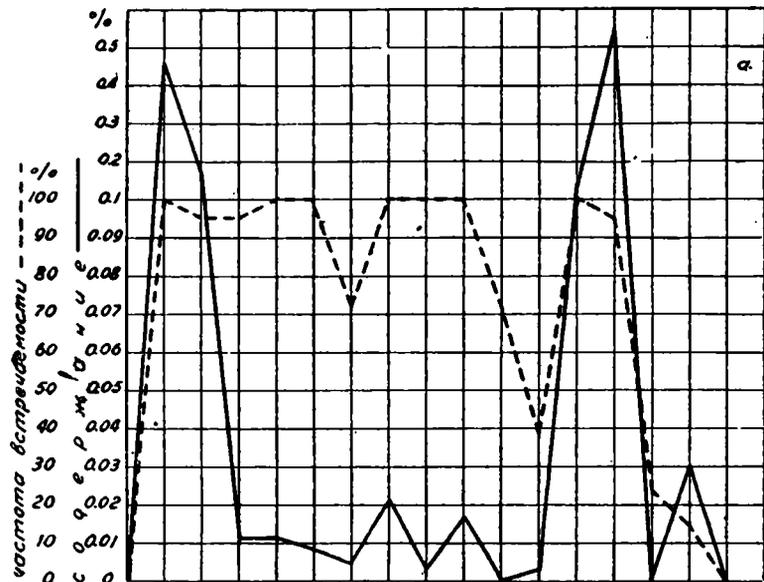


Рис. 34. Элементы-примеси в ортитах: а — в гранитоидах Зайлийского Алатау (21 определение); б — в гранитах Центрального Казахстана (9 определений).

Среднее содержание скандия в кислых породах выражается в 0,0003% (Виноградов, 1962). Повышенное количество иттрия, бериллия, а также скандия в биотитах Центрального Казахстана В. С. Коптев-Дворников (1959) рассматривает как региональное различие при сравнении с другими областями СССР.

Следовательно, при сравнении акцессорных минералов интрузий Центрального Казахстана и Заилийского Алатау отчетливо проявляются различия в парагенезисах акцессорных минералов, весовых количествах их, в морфологических и химических свойствах тех или других. Это свидетельствует об устойчивости ассоциаций акцессорных минералов отдельных интрузивных комплексов, принадлежащих одной петрографической провинции, и различии их в разных регионах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование акцессорных минералов герцинских гранитоидов Центрального Казахстана позволило наметить ряд закономерностей, которые могут послужить дополнительными критериями в решении вопросов расчленения и корреляции изверженных пород, а также при поисках рудной минерализации. При сопоставлениях и выводах привлечены также результаты изучения акцессорных минералов гранитоидов Южного Казахстана.

Акцессорные минералы в изверженных горных породах по условиям образования можно подразделить на две основные группы.

Первая группа акцессорных минералов образуется в магматическую стадию кристаллизации совместно с главными породообразующими минералами; число их, как и породообразующих, ограничено: это магнетит, апатит, магматический циркон, ильменит, сфен, ортит.

Вторая группа более редких акцессорных минералов генетически не вполне однородна; возникновение их связано с послемагматическими метасоматическими преобразованиями породы. В условиях привноса и увеличенной подвижности компонентов происходили частичный или полный распад уже выделившихся минералов, образование новых генераций одноименных минералов более сложного состава путем перекристаллизации первичных и появление новых минералов также сложного состава. К этой группе мы относим торит, монацит, ксенотим, бурый редкоэлементный циркон II, блонстрандин, давидит, сфен II, пирохлор, фергюсонит, флюорит, касситерит, турмалин, шеелит, колумбит, рутил, анатаз, флюоцерит и другие.

Акцессорные минералы в изверженных породах количественно распределены неравномерно. Особенно это относится к минералам более поздних этапов кристаллизации.

Видовой состав акцессорных минералов в изверженных породах зависит прежде всего от их петрографического состава.

В более основных породах — гранодиоритах, диоритах — состав акцессорных минералов простой и практически ограничивается магматическими минералами первой группы. В процессе послемагматического преобразования этих пород редкоэлементные минералы не образуются, а уже выделившиеся минералы — магнетит, апатит, циркон I, ильменит, сфен — сохраняются. Кислотная стадия выщелачивания развита крайне слабо, и основность породы является как бы защитным барьером от развития редкоэлементных минералов.

Наибольшее видовое разнообразие акцессорных минералов наблюдается в породах кислого и щелочного состава — гранитах, в которых существенную роль в образовании и распределении этих минералов играют послемагматические процессы и особенно аутометасоматоз стадии кислотного выщелачивания. Чем менее изменены граниты, тем проще состав акцессорных минералов.

Отчетливо намечаются две характерные парагенетические ассоциации акцессорных минералов, которые по резко преобладающим минералам (исключая магнетит) можно назвать сфеновой и ильменитовой. Ильменитовый тип ассоциации обычно характеризуется богатством видового состава поздне- и послемагматических редкоэлементных минералов. В сфеновом типе ассоциации акцессорных минералов, где ильменит резко подчинен сфену или вообще отсутствует, редкоэлементные минералы, кроме ортита, отмечаются редко и в весьма незначительных количествах. Петрографически ильменитовый тип гранитов, в отличие от сфенового, часто бесплагноклазовый или содержит только альбит и характеризуется заметно проявленными чертами послемагматической кислотной переработки. Соотношение ильменита и сфена в гранитах изменяется в широких пределах на различных горизонтах интрузивов; более глубокие части крупных интрузивов обогащены сфеном, а периферические — ильменитом, что обусловлено концентрацией летучих компонентов в апикальных частях интрузивов. В них также более контрастно проявлены и вторичные процессы, в результате которых возникают новые минеральные виды.

Пространственное размещение ильменита в гранитах и характерный парагенезис минералов, в котором он является главенствующим, возможно послужат критерием для суждения о глубине эрозионного среза интрузивов.

Формальный подход к вопросу корреляции попросту невозможен, так как граниты, заведомо принадлежащие одному комплексу, одной фазе и расположенные в одной структурно-тектонической зоне, в отдельных массивах или даже в разных частях одного и того же имеют иногда различные парагенезисы акцессорных минералов. Подобное явление может быть обусловлено различными причинами: расположением гранитов в куполообразных выступах интрузии или под прогибом кровли, близостью пологого контакта и вообще глубиной среза, наличием зон разломов, разным петрографическим составом пород и т. д.

Каковы бы ни были различия в составе акцессорных минералов в гранитах соседних массивов или в пределах даже одного, при большом количестве изученных проб выявляется следующая особенность: в неодинаковых сочетаниях, количественных соотношениях встречается один и тот же набор минералов, характеризующихся единообразными признаками, в том числе элементами-примесями.

Таким образом, изменение видового набора и количества акцессорных минералов прежде всего обусловлено различием петрографического состава пород и влиянием метаморфизующих процессов и не зависит от колебаний возраста сопоставляемых интрузий в пределах региона и размещения их в различных структурно-фациальных зонах.

По ассоциации акцессорных минералов в Центральном Казахстане сопоставлены две разновозрастные группы гранодиоритового ряда и две обширные группы пород гранитного ряда, относящиеся к единому герцинскому магматическому циклу.

Видовой состав акцессорных минералов в герцинских комплексах гранодиоритов, отнесенных предположительно к C_1 и C_{2-3} , ограничен, представлен главным образом минералами магматического поколения и является тождественным в обеих возрастных группах. Одинаковы и морфологические особенности отдельных минералов в ассоциации. Небольшие различия намечаются лишь в частоте встречаемости и количественных содержаниях отдельных минералов. Значение количественных показателей для корреляции требует дополнительных исследований.

Два разновозрастных интрузивных комплекса герцинских гранитов также имеют тождественный состав акцессорных минералов и могут быть не очень уверенно подразделены лишь по частоте встречаемости и по количественным взаимоотношениям некоторых минералов. Акцессорные минералы в гранитах отличаются большим разнообразием видового состава и включают ряд редкоэлементных минера-

лов. В позднегерцинских гранитах значительно чаще встречаются ильменит, монацит, ксенотим, торит, редкоземельный циркон II, блонстрандин, давидит, флюорит, рутил и другие минералы. Содержание акцессорных минералов, как правило, повышено, особенно ильменита. Ортит, некоторые сульфиды, гранат и корунд в среднегерцинских гранитах распространены чаще. Возможно, указанные различия вызваны тем, что в позднегерцинских гранитах значительно шире развиты аляскитовые и лейкократовые разновидности.

В дополнительных и главных фазах интрузий обоих комплексов гранитов состав акцессорных минералов почти идентичен. Содержания же одноименных минералов в дополнительных интрузиях заметно меньше, чем в главных фазах, особенно минералов раннего поколения — магнетита, ильменита, сфена, апатита, ортита.

Отмеченное единообразие свойств и состава акцессорных минералов в рассмотренных двух возрастных группах гранитов обусловлено следствием петрографической близости этих пород, а также, очевидно, и генетической близости интрузий, возможно связанных единым магматическим очагом.

В Заилийском Алатау интрузивные породы принадлежат ряду последовательно образованных комплексов в каледонское и герцинское время. При сравнении их с интрузиями Центрального Казахстана отчетливо намечаются различия в парагенезисах акцессорных минералов, их весовых количествах и морфологических свойствах некоторых из них. Те или иные различия имеются и в химическом составе минералов — ильменита, сфена, ортита. Для Центрального Казахстана характерны резко выраженный титановый тип ассоциации акцессорных минералов и наличие заметно выраженных процессов высокотемпературного метасоматоза, обусловившего образование ряда редкоземельных и вторичных минералов.

Интрузиями, генерирующими редкометальное оруденение, считаются в Центральном Казахстане позднегерцинские (пермские). Это доказывается и геохимически — рудоносные интрузии содержат повышенные (против кларков) количества W, Mo, Sn, Pb и других элементов (Коптев-Дворников и др., 1959; Щерба, 1960). Касситерит, вольфрамит и шеелит как акцессорные минералы в заметных количествах (от нескольких до десятков знаков) обнаружены нами только в нескольких пробах. Молибденит распространен довольно широко — в 12% всех проб, но частота встречаемости его в двух возрастных герцинских группах гранитов почти одинакова, и строгая взаимосвязь между наличием молиб-

денового оруденения, генетически и пространственно связанного с конкретным интрузивом, и встречаемостью молибденита как акцессорного минерала отсутствует. Такие же примерно взаимоотношения редкометалльных акцессорных минералов наблюдаются и в гранитоидах Заилийского Алатау.

Следовательно, наличие или отсутствие редкометалльных минералов среди акцессорных в гранитах (на основании наших примеров, может быть и не совсем типичных) не является еще надежным признаком наличия или отсутствия оруденения промышленного типа, связанного с этими гранитами.

Более надежным признаком может считаться развитие характерных изменений в составе акцессорных минералов, связанных с различными стадиями околорудного метасоматоза — грейзенизации для редкометалльных месторождений, березитизации — для золота и полиметаллов. Наличие редкоэлементных минералов в составе акцессорных, обычно ассоциирующих в гранитах Центрального Казахстана с ильменитом, преобразованным в различной степени, указывает на участки интрузивов, затронутых процессами автосоматоза, и может рассматриваться как благоприятный поисковый признак возможного присутствия рудной минерализации, обычно обусловленной теми же процессами.

Грейзеновые процессы отражаются на акцессорных минералах раньше и заметнее, чем на главных минералах породы. Например, черный рутил (нигрин) как спутник ильменита, образуясь за счет его распада, появляется при самой слабой степени грейзенизации и развивается на обширных площадях, что является надежным признаком высокотемпературной переработки гранитов грейзенового типа. Золоторудная и полиметаллическая минерализация сопровождается образованием анатаза, гематита, барита, карбонатов. Следовательно, акцессорные минералы в их совокупности могут быть использованы как поисковый критерий.

Настоящая монография является одной из первых сводных работ по акцессорным минералам Восточного Казахстана. Установленные закономерности развития и распределения акцессорных минералов в изученных гранитоидах могут иметь значение для дальнейших исследований и обобщений в этом направлении.

ЛИТЕРАТУРА

Авдеев А. В., Зейлик Б. С. К вопросу о становлении гранитных массивов Ортау и Кызылтау в Центральном Казахстане. Тр. Всесоюз. научно-исследоват. геолог. ин-та, вып. 74, 1962.

Александрова М. И. Геологическое строение Сарысу-Балхаш-Уруинского водораздела в свете новых данных. Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 19. М., 1956.

Амшинский Н. Н. и др. Акцессории гранитоидов Алтая и методика их изучения. М., изд-во «Недра», 1964.

Баженов А. И. Редкоземельный эпидот из Юго-Восточного Алтая. «Изв. Томского политехнич. ин-та им. С. М. Кирова», 1958, т. 90.

Барсуков В. Л., Павленко Л. И. Распределение олова в гранитоидных породах. «Доклады АН СССР», 1956, т. 109, № 3.

Батиева И. Д., Бельков И. В. К вопросу о генезисе акцессорных минералов в граните. В сб.: «Вопросы петрографии и минералогии», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1953.

Бельков И. В. Акцессорная минерализация щелочных гранитоидов Западных Кейв. В сб.: «Материалы по минералогии Кольского полуострова. Апатиты», № 3, 1962.

Бергман И. А. Акцессорная минерализация гранитоидов плутона «Гремяха-Вурмес». В сб.: «Материалы по минералогии Кольского полуострова. Апатиты», № 3, 1962.

Беспалов В. Ф. Джунгаро-Балхашская герцинская геологическая провинция. В сб.: «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Беспалов В. Ф. Герцинский магматизм Центрального Казахстана. В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., 1960.

Бетехтин А. Г. О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1949, № 3.

Беус А. А. О механизме образования идиоморфных кристаллов редкометалльных минералов в процессах замещения. Тр. ИМГРЭ АН СССР, № 7, 1961.

Бонштедт-Куплетская Э. М., Прокопенко Н. М. Ортит из гранитов с р. Басыджия в Северной Киргизии. «Записки ВМО», 1946, ч. 75, № 3.

Борсук Б. И. Основные черты структурного плана Центрального Казахстана. Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 19. Л., 1956.

Борукаев Р. А. Допалеозой и нижний палеозой Северо-Востока Центрального Казахстана (Сары-Арка). М., 1955.

Бураков М. И. Некоторые особенности раннегерцинских интрузий гранитоидов Акджал-Аксоранской структурной зоны Центрального Казахстана. «Ученые записки ЛГУ», 1962, № 312.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», 1962, № 7.

Гогель Г. Н. Бломстрандин — аксессуарный минерал в герцинских гранитах Центрального Казахстана. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1958, № 4.

Гогель Г. Н. Аксессуарные минералы гранитов Ортау. Тр. ИГН АН Казахской ССР, № 3, 1960.

Гогель Г. Н. Аксессуарные минералы интрузивов Шалтас и Жаманкарабас. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1960, вып. 3.

Гогель Г. Н. Аксессуарный минерал из группы урансодержащих титанатов в герцинских гранитах Центрального Казахстана. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1962, вып. 1.

Гогель Г. Н., Монич В. К. Аксессуарные минералы каменноугольных гранодиоритов Прибалхашья. Тр. Казахского политехнич. ин-та (геология, горное дело, металлургия), № 22, 1962.

Гокоев А. Г. К сравнительной характеристике некоторых «пермских» интрузий Сары-Арка (Центральный Казахстан). «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1949, № 2.

Данилова А. Д. Об аксессуарных минералах порфировидных гранитов бассейна реки Могов. «Ученые записки Таджикского ун-та», 1955, № 6.

Дворцова К. И. Интрузивные комплексы гор Кендыктас и западных отрогов хребта Заилийский Алатау. В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., 1960.

Елисеева О. П. Аксессуарные минералы интрузивных пород юго-восточного склона Кураминского хребта района Ашаба-Чадак. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 5, 1957.

Елисеева О. П. Порядок выделения аксессуарных минералов на примере некоторых изверженных пород Кураминского и Чаткальского хребтов (Средняя Азия). Тр. ИГЕМ АН СССР, № 27, 1960.

Еськова Е. М., Мухитдинов Г. Н., Халезова Е. Б. Некоторые особенности химико-минералогического состава щелочных пород Вишневых гор. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 3, 1959.

Жильцов А. Г., Туровский С. Д. Аксессуарные минералы пород Кенкольского плутона. «Записки Киргизского отделения ВМО АН Киргизской ССР», 1962, вып. 3, Фрунзе.

Зив Е. Ф. Рутилизация ильменита в гипергенных условиях. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1956, № 12.

Зиновьев Г. Д. Коунрадский гранитный массив. В сб.: «Гранитные интрузии Казахстана», Алма-Ата, 1948.

Зуев В. Н., Костерин А. В. Флюоцерит из месторождений Средней Азии. Тр. ИМГРЭ АН СССР, № 3, 1959.

Исамухамедов И. М. О методах стратиграфической корреляции интрузивных тел. «Записки Узбекского отделения ВМО», 1958, № 12.

Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1947.

Козлова П. С. Особенности распределения аксессуарных минералов в верхнепермских интрузивных породах юго-западного склона Чаткальского хребта (Средняя Азия). Тр. ИГЭМ АН СССР, вып. 27, 1960.

Комлев Л. В. и др. Возраст гранитной интрузии Бектаута в Северном Прибалхашье (Центральный Казахстан). Тр. седьмой сессии

Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., 1960.

Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана). «Изв. АН СССР, серия геол.», 1952, № 4.

Коптев-Дворников В. С. и др. Интрузивы гранитной формации малых глубин, поведение в них породах элементов-примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними. В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., 1960.

Кораблев Б. К. Новый тип полевошпатовых месторождений в Центральном Казахстане. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1956, № 22.

Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность как главный фактор магматических и послемагматических процессов. В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., 1960.

Королев В. Г., Носырев И. В., Туровский С. Д. Палеозойские интрузивные комплексы Северного Тянь-Шаня. Материалы по геологии Тянь-Шаня, № 2. Фрунзе, Изд-во АН Киргизской ССР, 1962.

Костылева Е. Е., Владимирова М. Е. Циркон. «Минералогия Союза, серия А», 1934, № 1.

Костылева Е. Е., Казакова М. Е. Ортит месторождения Бектаута в Казахстане. «Доклады АН СССР», 1947, т. 56, № 3.

Кравченко С. М., Власова Е. В. Щелочные породы Центрального Алдана. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 14, 1962.

Криволюцкая В. Н., Туровский С. Д. Петрография и последовательность формирования Бабаханского интрузива. Тр. ИГН АН Киргизской ССР, вып. VII, 1956.

Кузнецов Е. А. Акцессорные минералы в горных породах Урала. «Сов. геология», 1956, № 51.

Кулик Н. А. Акцессорный гранат лейкократовых пород Актауского интрузива. «Ученые записки Ленингр. гос. ун-та», 1962, № 312.

Куровец М. И. К определению типов гранитоидов по акцессорным минералам. Минералогич. сборник Львовского геол. об-ва при ун-те, № 14, Львов, 1960.

Лисицына Г. А. Некоторые особенности акцессорных минералов гранитов Чаркасарского массива (южный склон Кураминского хребта, Средняя Азия). Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 27, 1960.

Львов В. К., Петрова Н. И. Акцессорный циркон из гранитоидов восточного склона Южного Урала. В сб.: «Минералогия и геохимия», вып. 1. Л., 1964.

Ляхович В. В., Золотарев Б. П., Родионов Д. А., Соболев С. Ф. Акцессорные минералы в гранитоидах Горного Алтая. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 2, 1959-1.

Ляхович В. В., Нонешникова В. И., Червинская А. Д. Некоторые данные об акцессорных минералах гранитоидов. Там же, вып. 3, 1959-2.

Ляхович В. В., Червинская А. Д. О характере распределения акцессорных минералов в гранитных массивах. Там же, вып. 4, 1960-1.

Ляхович В. В., Нонешникова В. И. О влиянии поздних процессов на содержание акцессорных минералов в гранитоидах. Там же, № 4, 1960-2.

Ляхович В. В., Червинская А. Д. О влиянии процессов ассимиляции на распределение акцессорных минералов в гранитоидах. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1960-3, № 5.

Ляхович В. В., Нонешникова В. И. Акцессорные минералы гранитных интрузий Западной Тувы и связанных с ними жильных пород. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 7, 1961-1.

Ляхович В. В., Червинская А. Д. Акцессорные минералы

в гранитоидах Тырны-Ауза и их петрогенетическое значение. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 7, 1961-2.

Ляхович В. В., Родионов Д. А. К методике изучения акцессорных минералов в изверженных породах. Тр. ИМГРЭ АН СССР, № 6, 1961-3.

Ляхович В. В. Элементы редких земель в акцессорных минералах гранитоидов. «Геохимия», 1962, № 1.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы и рациональная номенклатура гранитоидов. «Сов. геология», 1963, № 9.

Масгутов Р. В. Об одной разновидности циркона из Центрального Казахстана. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1958, № 1.

Меликсетян Б. М. Акцессорный ортит из Мегринского плутона». Изв. АН Армянской ССР, серия геол. и географ., 1960, № 1.

Меликсетян Б. М. Акцессорные минералы в породах Мегринского плутона. Там же, 1960, т. 13, № 2.

Монич В. К. Гранитные интрузии Казахстана. «Изв. Казахского филиала АН СССР», 1945, № 6—7.

Монич В. К., Зотов П. П., Комаров Г. И. Ортауский гранитный массив. В сб.: «Гранитные интрузии Казахстана». Алма-Ата, 1948.

Монич В. К., Гогель Г. Н. Некоторые акцессорные минералы из гранитов и грейзенов Баянаульского массива. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1951, № 13.

Монич В. К. Петрология гранитных интрузий Баянаульского района в Центральном Казахстане. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1957.

Монич В. К., Зворыгина Е. К. К петрографии среднегерцинских интрузий Коунрадского района. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1957, № 4.

Монич В. К., Гогель Г. Н. Особенности образования акцессорных минералов в гранитах Баянаульского района. Сб. научных тр. КазГМИ, № 18. Алма-Ата, 1959.

Монич В. К., Бедров Г. И., Балгожина А. Г. Геология и петрография Байназарской кольцевой системы магматических пород. Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, т. 3, 1960.

Монич В. К., Старов В. И., Гогель Г. Н. К петрографии интрузий центральной части Заилийского Алатау. В сб.: «Новые данные о магматизме и метасоматизме Казахстана». Алма-Ата, 1965.

Иванов А. И., Монич В. К., Старов В. И. Абсолютный возраст интрузивных комплексов Заилийского Алатау и Кендыктаса. Тр. одиннадцатой сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, М., 1963.

Некрасов И. Я., Ипатьева И. С. Минералого-геохимические особенности металлоносных гранитов на примере Омчикандинского массива. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР», № 5. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Некрасов И. Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. Тр. Якутского филиала Сибирского отделения АН СССР, серия геол., № 12, 1962.

Никольский А. П. Об акцессорных минералах и некоторых минералах тяжелых фракций в гранитоидах Алтая. В сб.: «Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР». М., Госгеолтехиздат, 1952.

Носырев И. В., Туровский С. Д. Закономерности формирования интрузивного комплекса как основной геологической единицы палеозойской интрузивной деятельности в Северном Тянь-Шане. В сб.: «Материалы по геологии Тянь-Шаня», № 2. Фрунзе, Изд-во АН Киргизской ССР, 1962.

Нурлыбаев А. Н. Гранитоиды палеозойских интрузивных комп-

лексов Северо-Западного Прибалхашья (Центральный Казахстан). Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1963.

Островский И. А. Тяжелые минералы гранитов Средней Азии. Таджикско-Памирская экспедиция 1935 г. М., Изд-во АН СССР, 1937.

Перекалина Т. В. К петрологии позднегерцинских гранитов Центрального Казахстана. «Ученые записки Ленингр. ун-та», 1962, вып. 13.

Плошко В. В., Богданова В. И. Минералы группы эпидота в породах Уруштенского магматического комплекса (Северный Кавказ). «Минералы СССР», 1963, вып. 14.

Полковой О. С. Сравнительная характеристика интрузивных пород района полиметаллических месторождений Аксоран II и Каскай-агыр-Акжал. (Северо-Западное Прибалхашье). В сб.: «Академику Д. С. Белянкину». М., Изд-во АН СССР, 1946.

Преображенский И. А. Акцессорные минералы в изверженных породах. Тр. ИГН АН СССР, серия петрогр., вып. 56, 1941.

Преображенский И. А. О некоторых формах зерен цирконов из гранитов Забайкалья. «Доклады АН СССР», 1955, № 1.

Путалова Р. В. Некоторые данные о замещении ильменита рутилом и анатазом. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1959, вып. 3.

Путалова Р. В. Редкоземельный акцессорный циркон из Арсалакского массива (Чингиз). Тр. ИГН АН КазССР, т. 7, 1963.

Рабинович А. В. О методике минералого-геохимических исследований интрузивных пород. Тр. Всесоюз. совещания работн. минерал.-петрогр. лабораторий. М., 1955.

Рабинович А. В. Закономерности распределения акцессорных минералов в гранитоидах различных металлогенических зон. В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Изд-во АН СССР, 1960.

Рохлин М. И. Об акцессориях гранитоидов. «Сов. геология», 1941, № 4.

Руб М. Г., Готман Я. Д. О связи оруденения с интрузивными породами (на примере Приханкайского района). В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., 1960.

Семенов Е. Д. Методика опробования гранитов и акцессорные минералы Верхне-Исецкого массива. Тр. Ин-та горно-геол. Уральского филиала АН СССР, вып. 20, мин. сб. 2, 1953.

Семенов Е. И. Окислы и гидроокислы титана и ниобия в Лавозерском щелочном массиве. Тр. ИМГРЭ АН СССР, № 1, 1957.

Сергиев Н. Г. Эффузивы Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1948.

Сердюченко Д. П. Граниты Южного Тимана и их акцессорные минералы. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Сморчков И. Е. Особенности распределения редких элементов в изверженных породах Кураминского хребта (Средняя Азия). В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Госгеолтехиздат, 1960.

Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Львов, Изд-во Львовского гос. ун-та, 1949.

Соболев Р. Н. О распределении акцессорных минералов в породах Амантауского массива (Центральный Казахстан). «Вестн. МГУ, геология», 1961, № 4.

Туровский С. Д. О времени выделения и условиях образования акцессорных минералов в процессе формирования изверженных горных пород. Тр. Ин-та геол. АН Киргизской ССР, вып. VII, 1956.

Туровский С. Д. О методике и значении изучения акцессорных минералов и химических элементов изверженных горных пород. Фрунзе, Изд-во АН Киргизской ССР, 1960.

Хамидов М. Х. Генетические типы и особенности распределения акцессорных минералов в комплексе раннеальпийских гранитоидных пород Западного Памира. «Записки Таджикского отделения ВМО», 1959, № 1, Душанбе.

Хамрабаев И. Х. Акцессорные минералы и рудоносность магматических комплексов. «Изв. АН Узбекской ССР, серия геол.», 1957, № 3.

Хамрабаев И. Х. Об акцессориях гранитоидов Западного Узбекистана. «Записки Узбекского отделения ВМО», 1958, № 12.

Хвостова В. А. Минералогия ортита. Тр. ИМГРЭ АН СССР, № 11, 1962.

Чухров Ф. В., Шлайн Л. Б. Об изменениях вещественного состава при грейзенизации гранитов Коунрадского массива. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1962, № 9.

Шлыгин Е. Д. Тектоническое строение Казахстана. Складчатые области Евразии. М., изд-во «Наука», 1964.

Щерба Г. Н. Гранитные интрузии Акчатау. В сб.: «Гранитные интрузии Казахстана». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1948.

Щерба Г. Н. Заметки о грейзенах Казахстана. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1949, вып. 11.

Щерба Г. Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.

Baker G. Apatite crystals with colored cores in Victorian granitic rocks. Amer. Min., 1941, vol. 26, pp. 382—390.

Cullerud G. and Joder H. S. Pyrite Stability Relations in the Fe—S System. Economic Geology, vol. 54, 4, 1959.

Hellner E., Euler R. Hydrothermale und röntgenographische Untersuchungen und gestemsbildenden Mineralen. I. Geochim. et cosmochim. acta. 1957, 12, № 1—2.

Konta Iri. Bes causes des differentes colorations dela titanite. Bull. International Académie Théque des Scinees (Ceská Akademie ved a Umeni) L'Année (1949), 1951.

Moorhous W. W. Significance of accessory minerals in igneous rocks. Amer. mineral., v. 39, № 3—4, 1954.

Orcel Jean, Fauquier Daniel. Sur f'orgine des oxydes de titane observés daus les bétafites et les euxénites metamictes et recristallisées cous l'action de la chaleur. C. r. Acad. Sci., 245, № 6, 1957.

Schmidt E. R., Vermaas F. N. S. Differential thermal analysis and dimensions of some natural magnetites. Amer. Mineralogist, 1955, 40, № 5—6.

Wells A. K. The heavy mineral correlation of the intrusive igneous rocks. Geol. mag., v. 68, 1931.

Whittle, Alick W. G. The nature of davidite. Economic geology. Vol. 54, № 1, 1959.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	3
Глава I. Основные черты геологического строения районов Восточного Казахстана	9
Глава II Акцессорные минералы интрузивных пород отдельных районов	15
1. Коунрадский район	16
2. Северо-Западное Прибалхашье	24
3. Байназарская кольцевая система	39
4. Баянаул-Эдрейский район	50
Глава III. Описание акцессорных минералов	68
Глава IV. Образование и распределение акцессорных минералов в гранитоидах	125
Условия образования акцессорных минералов	125
Распределение акцессорных минералов в гранитоидах	147
Корреляция пород по акцессорным минералам	154
Заключение	170
Литература	175

Гогель Галина Николаевна

**АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ
ГРАНИТОИДОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА**

Редактор *Е. А. Короткова*
Худ. редактор *И. Д. Суцких*
Тех. редактор *П. Ф. Алферова*
Корректор *С. Е. Цыганова*

Обложка художника *М. А. Хоменко*

* * *

Сдано в набор 18/І 1966 г. Подписано к печати 17/ІІІ 1966 г.
Формат 60×90¹/₁₆. Печ. л. 11,38+2 вклейки. Бум. л. 5,69.
Уч.-изд. л. 12. Тираж 900. УГ00663. Цена 95 коп.

* * *

Типография издательства «Наука» Казахской ССР,
г. Алма-Ата, ул. Шевченко, 28. Зак. 7.