ПЕТРОГРАФИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

ТОМ II

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)

ПЕТРОГРАФИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Том II

ИНТРУЗИВНЫЕ ФОРМАЦИИ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

91



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА · 1971



УДК 552.321.5/6(574.3)

Авторы II тома

Н. П. Михайлов, М. В. Иняхин, Г. Ф. Ляпичев, В. Н. Москалева, М. П. Орлова, Ю. Л. Семенов, Е. В. Шарков

Ответственный редактор II тома

Н. П. Михайлов

Петрография Центрального Казахстана. Т. II. Интрузивные формации основных и ультраосновных пород. Под ред. Н. П. Михайлова. М., изд-во «Недра», 1971, 360 стр.

Второй том «Петрографии Центрального Казахстана» включает характеристику интрузивных комплексов основных и ультраосновных пород, построенную по формационному принципу. В соответствии с принятым для Казахстана формационным делением интрузивных образований ультраосновных и основных пород, описание их дается по отдельным магматическим формациям. Последние связаны: а) с ранней или собственно геосинклинальной стадией развития складчатых систем, к которой относятся габбро-диабазовая, габбро-перидотитовая, дунит-пироксенит-габбровая, перидотит-пироксенитовая и габбро-плагиогранитовая формации, и б) с тектономагматической активизацией консолидированных складчатых систем, к которой относятся формации перидотит-пироксенит-норитовая (расслоенных интрузий), щелочно-ультраосновная, щелочно-основная и диабаз-пикритовая. При описании каждой формации освещается распространение в Центральном Казахстане относящихся к ней интрузивных комплексов, приводится геологическая характеристика комплексов и отдельных эталонных интрузий, их петрографии, петрохимии, геохимии и минерагении. Эти описания заканчиваются краткими петрологическими выводами и обобщениями; приводится сопоставление выделенных в Казахстане формаций с аналогичными формациями других регионов Советского Союза и некоторых зарубежных стран.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся вопросами петрографии, региональной геологии, тектоники, металлогении и формационного анализа магматических образований.

Иллюстраций 84, таблиц 39, библиография — 311 названий.

2-9-3
44—71

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий, второй том издания «Петрография Центрального Казахстана»* посвящен геолого-петрографической характеристике интрузивных формаций ультраосновных и основных пород. Эта работа подводит итог многолетних исследований большим коллективом казахстанских геологов интрузий ультраосновных и основных пород Центрального Казахстана и связанных с ними полезных ископаемых.

Как и в других складчатых областях, эти интрузии в Центральном Казахстане имеют важное геологическое значение, так как их появление всегда приурочено к определенным тектоно-магматическим процессам, происходившим не только на ранних стадиях развития геосинклиналей, как считалось до недавнего времени, но и в стадии тектоно-магматической активизации уже консолидированных зон завершенной складчатости. Кроме того, пояса ультраосновных и основных интрузий непосредственно фиксируют положение глубинных разломов, играющих большую роль в локализации магматических и рудных проявлений. Поэтому интрузии ультраосновных и основных пород уже давно и неизменно привлекают внимание геологов Казахстана. Ультраосновные и основные интрузии в этом регионе систематически стали изучаться в послевоенные годы, когда в связи с ними был выявлен ряд полезных ископаемых и когда в общем геологическом изучении Казахстана начался период детальных и всесторонних исследований, ведущихся в широком масштабе различными производственными и научно-исследовательскими организациями.

Подробный обзор истории исследования этих интрузивных образований в Казахстане приведен в работе Н. П. Михайлова (1962), где рассмотрены основные этапы изучения их, начиная с первых обобщающих работ М. П. Русакова (1930), И. И. Бока (1945) и И.Ф.Трусовой (1948), и освещено общее состояние их изученности. В период, прошедший со времени опубликования указанной работы, исследования интрузий ультраосновных и основных пород Центрального Казахстана были сосредоточены почти целиком в отделе геологии и полезных ископаемых Казахстана и Средней Азии ВСЕГЕИ, где они проводились под общим руководством Н. П. Михайлова группой геологов (М. В. Иняхин, В. Н. Москалева, Ю. Л. Семенов, Е. В. Шарков), которые и являются основными авторами настоящей монографии; доля участия каждого из них отражена в оглавлении. Кроме указанных авторов в составлении монографии принимали участие М. П. Орлова (ВСЕГЕИ), которая сделала геолого-петрографическое описание красномайского щелочно-ультраосновного комплекса, и Г. Ф. Ляпичев (ИГН им. К. И. Сатпаева АН Каз. ССР), написавший раздел о тектоническом районировании территории Центрального Казахстана и охарактеризовавший габбро-плагиогранитовые комплексы северо-восточной части Центрального Казахстана. Общее научное редактирование работы выполнено Н. П. Михайловым; им же написаны все вводные и заключительные разделы.

Материалы личных исследований авторов, непосредственно занимавшихся в течение многих лет систематическим изучением ультраосновных и основных пород Центрального Казахстана, составляют основу монографии. Кроме того здесь учтены и использованы также результаты работ предыдущих исследователей, а для сопоставлений и выводов привлечены некоторые данные по ультраосновным и основным интрузиям других регионов Советского Союза и частично материалы зарубежных исследований.

При характеристике проявлений основного и ультраосновного магматизма на территории Центрального Казахстана авторы стремились рассматривать их в тесной связи с тектоническими процессами, определяя роль и место интрузивных комплексов в истории тектоно-магматического развития структурно-формационных зон. Такой под-

---

* Первый том, посвященный метаморфическим породам докембрия Центрального Казахстана, вышел в свет в 1967 г.

ход, наряду с детальным изучением геологии интрузивных комплексов и вещественного состава слагающих их пород, выявлением всех их наиболее характерных признаков, повторяющихся в разных, но однотипных структурно-формационных зонах, позволил выделить в Казахстанской складчатой области ряд обособленных магматических формаций ультраосновных и основных пород, связанных с двумя принципиально различными стадиями развития складчатых систем: с их начальной (собственно геосинклинальной) стадией и со стадией их постконсолидационной активизации. Это и определило план настоящей работы, которая состоит из четырех глав.

В первой, вводной главе дается принятое Редколлегией издания тектоническое районирование территории Центрального Казахстана и рассматривается на формационной основе история развития магматизма Казахстанской складчатой области с отражением в ней роли и места магматических формаций ультраосновных и основных пород. Кроме того, здесь же кратко рассмотрены некоторые вопросы терминологии, касающиеся формационного анализа магматических образований.

Вторая глава работы посвящена характеристике интрузивных формаций ультраосновных и основных пород ранней стадии развития складчатых систем: габбро-перидотитовой, дунит-пироксенит-габбровой, перидотит-пироксенитовой и габбро-плагиогранитовой. Описания формаций составлены по единому плану: после характеристики распространения комплексов данной формации на территории Центрального Казахстана дается общая их геологическая и петрографическая характеристика; приводятся описания отдельных комплексов, рассматриваются особенности их химического состава, геохимии и минерагении, проводятся сопоставления казахстанских комплексов с аналогичными комплексами других регионов и делаются некоторые выводы по петрологии рассматриваемой формации. Наиболее подробно здесь охарактеризована впервые выделяемая перидотит-пироксенитовая формация, для которой приведено описание не только отдельных комплексов, но и некоторых эталонных интрузий.

В третьей главе рассматриваются магматические формации основных и ультраосновных пород постконсолидационной активизации складчатых систем: перидотит-пироксенит-норитовая, щелочно-ультраосновная, щелочно-габброидная и диабаз-пикритовая. Поскольку каждая из этих формаций в Казахстане представлена одним интрузивным комплексом, то характеристика этих формаций сводится по существу к описанию соответствующих конкретных комплексов. Основное внимание здесь уделено описанию златогорского перидотит-пироксенит-норитового комплекса и главным образом детальной характеристике уникального по строению и петрологии Златогорского массива. Этот массив, являющийся близким формационным аналогом таких классических расслоенных интрузий, как Скергорд в Гренландии, Стиллуотер в США, Бушвельд в Южной Африке и др., считается теперь прототипом формации расслоенных перидотит-пироксенит-норитовых интрузий в Казахстане.

В четвертой, заключительной, главе дается классификация магматических формаций ультраосновных и основных пород, обосновываются закономерности размещения и генезиса интрузивных комплексов этих формаций в Центральном Казахстане, обсуждаются некоторые теоретические вопросы петрологии ультраосновных и основных интрузий, рассматриваются особенности минерагении формаций ультраосновных и основных пород, а также указываются главнейшие задачи их дальнейшего изучения.

ГЛАВА I

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Первый синтез тектоники Казахстана был сделан Н. Г. Кассиным более 30 лет назад (1934). Почти вслед за этим Н. С. Шатский (1938) рассмотрел другие особенности структуры этой страны. Затем, уже в послевоенные годы, вопросам тектоники Казахстана был посвящен ряд широко известных работ Н. С. Шатского, Н. Г. Кассина, П. Н. Кропоткина, Е. Д. Шлыгина, А. А. Богданова, В. П. Нехорошева, В. Ф. Беспалова, Б. И. Борсука, Л. И. Боровикова, Р. А. Борукаева, Н. Г. Марковой, Г. Ц. Медоева, Н. А. Афоничева, М. Г. Хасамутдинова и др. В этих работах на основе анализа особенностей стратиграфических разрезов, магматизма и морфологии пликативных структур выделялись геологические регионы разного возраста складчатости или структурно-тектонические зоны с отличной геологической историей. Однако тектонические схемы разных авторов все еще отличаются друг от друга, и нередко значительно. Основная причина этого кроется в недостаточной изученности стратиграфии, особенно докембрия и нижнего палеозоя, а также формационных особенностей геологических образований.

За последние годы геологической службой Казахстана и научно-исследовательскими учреждениями накоплен новый материал по стратиграфии, тектонике и магматизму, позволяющий уточнить и дополнить наметившиеся ранее закономерности геологического развития и внести некоторые коррективы в схемы районирования.

В основу предлагаемой схемы районирования Центрального Казахстана (см. рис. 1) положена геологическая карта Казахской ССР и прилегающих территорий союзных республик масштаба 1 : 1 500 000 (1967). При составлении схемы в той или иной мере использованы работы Н. Г. Кассина (1934, 1960), Н. А. Афоничева (1960), В. Ф. Беспалова (1964), А. А. Богданова и его учеников (1954, 1959, 1960, 1961, 1963, 1966), Б. И. Борсука и Л. И. Боровикова (1956, 1958, 1961), Р. А. Борукаева и Г. Ф. Ляпичева (1964, 1965), П. Н. Кропоткина (1950), Н. Г. Марковой (1964), Е. Д. и А. Е. Шлыгиных (1935, 1964), М. Г. Хисамутдинова (1964) и др. Для тектонического районирования был применен метод выделения структурных комплексов и структурно-формационных зон. Под последними понимаются отдельные элементы складчатых систем, характеризующиеся определенными наборами осадочных и магматических формаций, отражающих характер и продолжительность их тектонического развития, а также связанных с последним процессов магматизма, метаморфизма и рудообразования. Часть из выделенных на схеме смежных зон обладают одинаковыми группами формаций и отличаются лишь хронологическими уровнями границ между формациями, либо мощностями формаций, взаимоотношением

их, тектоническим строением, или всеми этими признаками вместе взятыми. Возможно такие зоны следовало бы рассматривать в качестве подзон.

Территория Центрального Казахстана является частью палеозойского Урало-Сибирского геосинклинального пояса. Геосинклинальные системы неохрона этой области стали закладываться, как считают, в начале позднедокембрийского времени. Ложем их была, очевидно, раздробленная древняя платформа. Конфигурация нарезанных глубинными разломами блоков ее предопределила все особенности будущего структурного рисунка палеозоид. Первоначальный план Казахстанской геосинклинальной области может быть намечен лишь весьма предположительно. Возможно, он был таким, каким его рисовали Н. Г. Кассин (1960) и Р. А. Борукаев (1960). Если это так, то в позднем докембрии на всей рассматриваемой территории преобладали геоантиклинали, разделенные узкими геосинклинальными (приразломными) трогами. Эволюция этих структур была направлена в сторону увеличения контрастности тектонического режима и расширения геосинклинальных прогибов. В раннем палеозое геосинклинальные системы испытывают энергичное погружение, захватывающее все большие площади геоантиклиналей. Лишь немногие геоантиклинали остались стабильными; в каледонское время они играли роль срединных массивов. В позднем ордовике — раннем силуре раннепалеозойские (каледонские) геосинклинальные системы были захвачены интенсивными складчатыми движениями и закрылись. Начавшееся после замыкания геосинклиналей воздымание каледонских складчатых систем было относительно кратковременным; с ним было сопряжено опускание прилегающих срединных массивов, на месте которых начинают развиваться герцинские геосинклинальные системы. Отдельные зоны герцинских систем начали закрываться уже в девоне, к концу позднего девона или началу среднего карбона они замкнулись и вступили в орогенную стадию развития, которая длилась до раннего мезозоя.

Складчатые сооружения Центрального Казахстана расположены в той части палеозойского Урало-Сибирского пояса, где сочленяются меридиональная и широтная его ветви. Поэтому основные структурные элементы этой страны имеют в плане очертания выпуклых на запад дуг. На значительных площадях западной и южной частей Центрального Казахстана располагается серия каледонских антиклинориев и синклинориев, в совокупности составляющих относительно смежных герцинских структур огромнейший Кокчетав-Северо-Тяньшанский мегантиклинорий. Восточную часть Центрального Казахстана занимает другой каледонский мегантиклинорий — Чингиз-Тарбагатайский, меньший по размерам и более просто построенный. Эти два мегантиклинория разделяются Джунгаро-Балхашским мегасинклинорием. Таковы складчатые структуры первого порядка рассматриваемой части Казахстана. Геологическая история этих структур достаточно своеобразна; каждая из них представляет собой самостоятельную складчатую систему.

Ниже кратко рассматриваются лишь наиболеее характерные черты складчатых систем и их структурно-формационных зон (см. рис. 1).

Бощекульская складчатая система. Эта система представляла собой салаирскую эвгеосинклиналь, до начала ордовика составлявшую одно целое с Чингиз-Тарбагатайской эвгеосинклиналью. Она замкнулась в конце среднего кембрия и в последующее время была геоантиклинальной областью, разделявшей каледонские геосинклинали Северо-Восточного Казахстана. Бощекульская система исключительно бедна интрузивными образованиями. Характерно то, что она является почти единственной из удаленных от варисцид древних складчатых областей, которая пережила значительную активизацию в раннекаменноугольное и триасовое время, сопровождающуюся магматизмом. Магматические

проявления этого времени пространственно совпадают, по-видимому, с границей кокчетавского и целиноградского блоков. По своему строению и характеру формаций эта складчатая система имеет сходство со складчатыми системами Алтае-Саянской области.

Кокчетав-Северо-Тяньшанская складчатая система — огромная складчатая дуга со сложной тектонической зональностью. Западная граница ее скрыта под рыхлым чехлом Тургайского прогиба и фиксируется, как многие считают, Урало-Казахстанским глубинным разломом. Южное ограничение совпадает с зоной глубинных разломов восточного фланга главнейшей структурой линии Тянь-Шаня; восточная и северная границы менее отчетливы — здесь окраина ее переработана герцинскими геосинклиналями. В рассматриваемой системе выделяются три структурно-формационных пояса, расчленяющихся на целый ряд зон. Внутренний пояс был типичной эвгеосинклиналью и, в отличие от других, весьма насыщен крупными гранитоидными плутонами. Периферические же пояса сложены миогеосинклинальными формациями или последние играют в разрезе существенную роль. Замыкание системы относится к концу ордовика и раннему силуру; средне- и позднепалеозойская история ее отличается накоплением мощных постконсолидационных осадочных и вулканогенных формаций, выполняющих крупнейшую в Казахстане систему наложенных впадин.

Ишим-Каратауская зона сложена байкальским мио- и эвгеосинклинальным и каледонским миогеосинклинальным комплексами. Последний по сравнению с байкальским значительно менее мощный; по-видимому, уже с конца докембрийского времени эта зона переживала геоантиклинальный режим. Магматическая деятельность, связанная главным образом с орогенным этапом развития, была весьма слабой и несколько отличалась в разных блоках зоны. В балхашском и тяньшанском блоках зоны орогенный магматизм более интенсивен, чем в северных блоках. Собственно геосинклинальный этап жизни в каледонское время практически амагматичен. Байкальские же магматические формации не определяют лица Ишим-Каратауской зоны, которая была в раннем палеозое типичной миогеосинклиналью. Возможно они даже чужды ей; одна из них (кремнисто-спилитовая) развита в пограничной полосе между кокчетавским и акмолинским блоками, другая тяготеет к главному каратускому разлому.

Кокчетав-Улутауская зона состоит из блоков дорифейского фундамента, сравнительно слабо переработанных байкальскими и каледонскими геосинклиналями; в течение палеозоя она была устойчивой геоантиклиналью и возможно играла роль срединного массива, разделявшего раннепалеозойские миогеосинклинали Тургая и эвгеосинклинали Центрального и Южного Казахстана. В современном структурном плане здесь выделяются: древняя Кокчетавская глыба, имеющая свою самостоятельную структуру, и Улутауское геоантиклинальное поднятие, подчиненное структурам окружающих каледонид.

Степняк-Жаксыконская эвгеосинклинальная зона отличается интенсивным вулканизмом в раннем палеозое. В салаирском цикле она, очевидно, переживала геоантиклинальный режим. В каледонском цикле шло почти непрерывное накопление лав, пирокластолитов и продуктов размыва вулканических построек. Лишь только в позднем ордовике погружение сменилось быстрым поднятием, приведшим к замыканию всей геосинклинальной зоны и накоплению вулканогенных же молассовых отложений позднего ордовика — начала силура и отчасти девона. С каледонским орогенным этапом связан весьма мощный гранитоидный магматизм, длившийся от раннего силура до позднего девона.

Аксуйская зона, как и только что рассмотренная, была в байкальском цикле эвгеосинклиналью, а в позднекаледонском — геоанти-

клиналью, разделявшей степнякскую эвгеосинклиналь и селетинскую миогеосинклиналь. Каледонский магматизм ее подобен таковому Степняк-Жаксыконской зоны, но несколько менее интенсивен.

Селетинская зона характеризуется эвгеосинклинальным типом осадконакопления в байкальское и салаирское время и миогеосинклинальным режимом в каледонском тектоническом цикле. Доордовикская история Селетинской зоны, по-видимому, мало отличается от истории развития Бощекульской складчатой системы. Селетинский прогиб замкнулся, вероятно, несколько позднее (ранний силур), чем Степняк-Жаксыконский, от которого он отличается отсутствием орогенных таконских формаций и несравнимо менее интенсивным плутоническим магматизмом.

Киргизская зона представляет собой полициклическую эвгеосинклиналь, пережившую по крайней мере байкальский, салаирский и каледонский тектонические циклы и подвергшуюся активизации в среднем и позднем палеозое в связи с развитием соседней герцинской Джунгаро-Балхашской складчатой системы.

Чуйская зона является блоком дорифейского фундамента, перекрытым осадочными формациями каледонского структурного комплекса и средне-позднепалеозойскими орогенными и постконсолидационными образованиями, начиная с андезито-дацитовой нижнедевонской формации. Быть может, эту зону следует рассматривать как срединный массив, разделявший Киргизскую и Чу-Балхашскую геосинклинали. Для нее характерен сравнительно мощный позднекаледонский гранитоидный магматизм, по набору и последовательности формаций аналогичный магматизму Киргизской зоны, с которой он сочленяется на юге, в районе гор Кендыктас.

Чу-Балхашская зона по истории развития и строению близка к Селетинской, отличаясь от нее менее интенсивным эффузивным магматизмом геосинклинальной стадии. Гранитоидный магматизм здесь начался несколько позднее, чем в других зонах Кокчетав-Северо-Тяньшанской системы и приурочен почти исключительно к Джельтауской геоантиклинали.

Атасу-Бурунтауская зона в доверхнеордовикское время составляла вместе с Моинты-Южно-Джунгарской одну миогеосинклинальную область окраины Джунгаро-Балхашского срединного массива. Начиная с силура (позднего ордовика?) Моинты — Южно-Джунгарская зона была частью Джунгаро-Балхашской герцинской геосинклинальной системы, а в Атасу-Бурунтауской установился режим устойчивого поднятия. Магматизм этой зоны отличается широким развитием девонских наземных вулканитов «порфировой» формации и по преимуществу девонских же гранитоидов. В северо-западном окончании зоны (Атасуйский антиклинорий) известна кембрийская кремнисто-спилитовая формация. Особое положение занимает Тектурмасский горстантиклинорий, где развиты нижнепалеозойские вулканогенные же геосинклинальные толщи и габбро-перидотитовые интрузии. По-видимому, Тектурмасский прогиб в раннем палеозое представлял собой своеобразную приразломную шовную (Н. П. Херасков, Н. Г. Маркова) структуру, заложенную в теле Джунгаро-Балхашского срединного массива или на его северной окраине. Некоторые исследователи включают его в состав герцинской Джунгаро-Балхашской складчатой системы, хотя по набору осадочных и магматических формаций он принадлежит, конечно, к каледонидам.

Крайние восточные и юго-восточные части (в пределах Казахстана) Киргизской, Чу-Балхашской и Атасу-Бурунтауской каледонских зон в раннекарбоново-позднепалеозойское время (орогенный этап развития Джунгаро-Балхашской герцинской системы) подверглись тектонической активизации и стали ареной бурного наземного вулканизма,

сопровождавшегося внедрением гранитоидов, нередко субщелочного состава.

Чингиз-Тарбагатайская складчатая система развивалась как единая эвгеосинклиналь, в которой инверсия тектонического режима началась в среднем кембрии и продолжалась до конца ордовика. В инверсионный этап возникшая в среднем кембрии центральная геоантиклиналь с каждым новым тектоническим этапом разрасталась, а мигрирующие к срединным массивам прогибы переживали все стадии жизни геосинклинали. В позднем ордовике она замкнулась. Таким образом Чингиз-Тарбагатайская система представляет собой сложное складчатое сооружение, состоящее в вертикальном разрезе из целого ряда структурных комплексов. Рассматриваемая система расчленяется на ряд зон (см. рис. 1). Вулканизм Чингиз-Тарбагатайской системы по интенсивности, набору и последовательности формаций вполне сравним с внутренним структурно-формационным поясом Кокчетав-Северо-Тяньшанской системы. Менее мощно лишь здесь проявлен интрузивный магматизм. Позднекаледонские гранитоидные комплексы главным образом размещены в Чунайской и Абралинской зонах. Периферические части Чингиз-Тарбагатайской системы подверглись в среднем и позднем палеозое тектонической активизации и инъецированы герцинскими гранитоидами.

Джунгаро-Балхашская складчатая система. Эта герцинская складчатая система расчленяется на ряд структурно-формационных зон, составляющих три группы. Две из них характеризуют окраинный пояс, где герциниды формировались на каледонидах, а третья — внутреннюю часть системы, ложем которой служат, по-видимому, кристаллические дорифейские образования (бывший каледонский срединный массив).

Первая группа включает Акбастаускую, Карагандинскую, Западно-Нуринскую и Моинты — Южно-Джунгарскую зоны, непосредственно примыкающие к каледонидам. Акбастауская и Карагандинская представляют собой ранние варисциды, наложенные, вероятно, на каледонское эвгеосинклинальное основание. Принадлежность рассматриваемых зон к герцинидам может оспариваться, но то, что собственно геосинклинальные структурные этажи в них подобны таковым типично герцинских зон Северного Прибалхашья, а синхронные им образования в каледонидах являются орогенными, убеждает в правильности отнесения рассматриваемых зон к герцинской Джунгаро-Балхашской системе.

Вторая группа включает Восточно-Нуринскую, Айнасуйскую, Акжал-Аксоранскую, Жаман-Сарысуйскую, Успенскую и Центрально-Джунгарскую структурно-формационные зоны. Каледонское основание в них представлено миогеосинклинальными образованиями, подобными таковым в Моинты — Южно-Джунгарской зоны.

Третья группа объединяет внутренние структурно-формационные зоны Джунгаро-Балхашской системы: Токраускую, Калмак-Эмельскую и Казык-Тюлькуламскую эвгеосинклинальные и Балхаш-Алакульскую и Саркандскую миогеосинклинальные.

Первые две и северная часть Казык-Тюлькуламской зоны — область мощного орогенного магматизма; о строении скрытых под вулканитами собственно геосинклинальных этажей герцинид имеется противоречивое суждение. Абсолютный возраст пироксенов (1300 млн. лет) из эффузивов кремнисто-спилит-диабазовой формации Северо-Балхашского антиклинория и мусковитов (около 570 млн. лет) из грейнизированных гранитоидов, прорывающих эту формацию, указывает на древний (рифей — низы среднего кембрия) возраст ее. По-видимому, кремнисто-спилит-диабазовая формация связана здесь с приразломными трогами в теле Джунгаро-Балхашского срединного массива. Следующая палеонтологически датируемая андезит-порфиритовая формация имеет позднеордовикский возраст (абсолютный возраст менее

500 млн. лет). Осадки, соответствующие этому огромному промежутку времени не менее чем 70 млн. лет, неизвестны. Либо их вовсе не было, либо они размыты еще до позднего ордовика, либо же они имеют мизерные мощности, локальное распространение и пока еще не выделяются. Какая бы из этих причин не отвечала действительности, она указывает на существенные изменения тектонического режима между временем образования собственно геосинклинальных древней кремнисто-спилит-диабазовой и верхнеордовикской андезит-порфиритовой формациями. Но тогда эту последнюю формацию нельзя не считать начальной в развитии новой (герцинской) геосинклинали.

Таким образом, в пределах южной части герцинской Казык-Тюлькуламской структурно-формационной зоны отчетливо выделяется выступ древнего каледонского фундамента, образованного раннегеосинклинальными вулканогенно-осадочными образованиями и прорывающими их интрузиями основных и ультраосновных пород (Казык-Итмурундинский антиклинорий).

Зайсанская складчатая система. Заложение Зайсанской герцинской складчатой системы относится к досилурийскому времени и, вероятно, приходится на верхнюю половину ордовика. К концу раннего карбона геосинклинальные прогибы замкнулись и начали формироваться комплексы орогенного этапа. Эта система расчленяется на пять структурно-формационных зон: из них Чарская и Восточно-Калбинская зоны были заложены, вероятно, на дорифейском основании каледонского срединного массива; периферические зоны Рудно-Алтайская, Южно-Алтайская и Жарма-Саурская представляли собой геосинклинальные прогибы, наложенные на каледониды Алтае-Саянской и Чингиз-Тарбагатайской каледонских складчатых систем.

Как видно из сделанного краткого обзора тектонического районирования, в истории развития позднедокембрийских и палеозойских геосинклинальных систем Центрального Казахстана выделяется три тектоно-магматических цикла — байкальский, каледонский и герцинский.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕРМИНОЛОГИИ

Учение о магматических формациях является сейчас одним из основных и наиболее прогрессивных направлений развития региональной петрографии. Формационный анализ магматических образований, как справедливо указывает Ю. А. Кузнецов (1964), «стал для нас необходимым и уже привычным методом исследования, а систематическая разработка учения о магматических формациях — назревшей проблемой».

В последние годы формационный метод особенно широко применяется при изучении магматических образований Казахстана. Об этом свидетельствуют не только специальные исследования вулканогенных и интрузивных формаций, выполняемые коллективами геологов Академии наук Казахской ССР, ВСЕГЕИ, ИГЕМ, МГУ, ЛГУ, но и многочисленные работы целого ряда групп геологов территориальных геологических управлений Министерства геологии Казахской ССР, которые успешно внедряют формационный анализ в практику геологической съемки и тематических исследований. Все это позволяет в данной работе построить изложение большого и многообразного материала по магматизму Центрального Казахстана на формационной основе и привести здесь уточненную схему классификации магматических формаций, первый вариант которой был нами доложен в 1965 г. на Первом Казахстанском петрографическом совещании в Алма-Ате и затем опубликован в «Трудах» этого совещания (Михайлов и др., 1968).

Но вместе с тем, как и во всякой новой и окончательно не офор-

мившейся области исследований, у казахстанских геологов до сих пор еще нет единства в методах работы, нет единообразия в названиях магматических формаций и комплексов; по-разному еще трактуются отдельные вопросы тектоно-магматического развития Казахстанской складчатой области и, наконец, имеются расхождения в представлениях о таких важнейших понятиях, как «формация», «комплекс», «фация», «тектоно-магматический цикл» и его стадии или этапы. В частности, выделяя и описывая вулканогенные формации, многие геологи еще применяют этот термин в его первоначальном значении: формацию они рассматривают как некую стратиграфическую единицу, объем которой может и совпадать и не совпадать с границами ранее выделенных вулканогенных свит. При таком понимании формации недооценивается основной, главнейший принцип формационного анализа: необходимость выделения однотипных, но разновозрастных ассоциаций горных пород и отнесение их к единой магматической формации (формационному типу, по Ю. А. Кузнецову).

Примерно то же можно сказать и о выделении интрузивных комплексов. Многие геологи теперь уже вполне обоснованно и четко выделяют интрузивные комплексы, дают для них почти исчерпывающую геолого-петрографическую характеристику, позволяющую уверенно определить их формационную принадлежность. Однако именно такого формационного определения часто не делается, а группировка магматических пород в комплексы производится лишь в пространстве и хотя с указанием их возраста, но без попыток установления их роли и места в истории развития данной складчатой системы. Поэтому перед описанием формаций ультраосновных и основных пород Казахстана необходимо хотя бы кратко рассмотреть некоторые вопросы терминологии и пояснить наши основные исходные позиции.

Предлагаемые ниже определения понятий и терминов даются в соответствии со взглядами С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина, Н. П. Хераскова, В. В. Белоусова, Ю. А. Кузнецова, Х. М. Абдуллаева, К. И. Сатпаева, В. Е. Хаина, Е. Т. Шаталова, Р. А. Борукаева, В. С. Коптева-Дворникова и других ученых, занимавшихся вопросами тектоники, металлогении, петрологии и формационного анализа.

Магматический комплекс — термин, не имевший до последнего времени определенного содержания и объема и понимавшийся по-разному различными авторами (Ю. А. Билибин, 1953, 1955; Г. Д. Афанасьев, 1964; Е. Т. Шаталов, 1963; А. М. Даминова, 1967 и др.). Лишь в последние годы, в связи с развитием учения о магматических формациях и появлением ряда капитальных обобщающих работ, таких, как монография акад. Ю. А. Кузнецова (1964), Карта магматических формаций СССР масштаба 1 : 2 500 000 (Д. С. Харкевич, В. Н. Москалева, 1969) и др., термин «магматический комплекс» приобрел вполне определенное содержание как региональное проявление магматической формации. В настоящей работе мы, вслед за Ю. А. Кузнецовым (1964), понимаем магматический комплекс как конкретную, занимающую определенное место в пространстве и времени, естественную ассоциацию магматических пород, тесно связанных друг с другом парагенетическими отношениями, близких по возрасту и по геологическим условиям образования.

Каждый магматический комплекс характеризуется прежде всего определенным набором горных пород, особенностями их минерального состава, петрохимии и геохимии, характерными взаимоотношениями с другими магматическими комплексами и осадочными формациями, а также приуроченностью к определенным элементам структурно-формационной зоны, связью его с одной из фаз складчатости. В зависимости от типов пород, входящих в состав комплекса, и геологической обстановки их формирования выделяются: интрузивные, вулканогенные и

интрузивно-вулканогенные комплексы. Магматические комплексы могут быть как монофациальными, так и полифациальными. Так, например, к единому вулканогенному комплексу следует относить и собственно эффузивы, и сопровождающие их пирокластолиты, и связанные с ними малые интрузивные (обычно гипабиссальные) тела горных пород, петрографически и петрохимически родственных вмещающим их эффузивам. В состав интрузивного комплекса входят сами интрузивные и жильные породы, слагающие отдельные интрузивные тела, а также их гидротермальные и метасоматические образования. Каждый магматический комплекс должен иметь географическое название и в прилагательном отражать его формационную принадлежность (например: каратургайский диабаз-пикритовый комплекс).

Магматическая формация — естественная парагенетическая (обычно комагматическая) ассоциация изверженных горных пород и их производных, закономерно проявляющихся в определенной геологической обстановке в ходе развития разновозрастных, но однотипных геотектонических элементов земной коры. Магматическая формация является общим классификационным понятием, в котором обобщены главные петрографические, петрохимические, геологоструктурные, металлогенические и другие особенности, свойственные относящимся к данной формации магматическим комплексам, которые могут иметь различный возраст и находиться в разных, но однотипных геологических структурах, характерных для одной и той же стадии тектономагматического цикла и связанных с одинаковыми типами тектонических движений. При таком понимании формации магматический комплекс является конкретным проявлением соответствующей магматической формации в условиях определенного района и возраста. Но отдельные магматические комплексы обычно обладают, как это было подчеркнуто Е. Т. Шаталовым (1963), некоторыми индивидуальными второстепенными признаками, не выходящими за пределы той качественной характеристики, которая определяет принадлежность их к одной формации. Поэтому такие частные, второстепенные признаки отдельных комплексов не учитываются при определении формации. Главное значение в формационном анализе имеют общие устойчивые признаки, повторяющиеся в разновозрастных магматических комплексах, расположенных в различных структурно-формационных зонах и даже в разных районах. Выявление именно таких устойчивых признаков является основной задачей формационного анализа, а наличие их у ряда конкретных магматических комплексов позволяет относить последние к одной магматической формации. Нетрудно видеть, что в таком понимании термин «формация» полностью отвечает «абстрактной формации» или «формационному типу» Н. П. Хераскова (1952) — Ю. А. Кузнецова (1964) и очень близок к «петрометаллогеническому ряду» Х. М. Абдуллаева (1960). Вместе с тем необходимо отметить, что предложенные определения «магматического комплекса» и «магматической формации» совсем не согласуются с теми понятиями, которые вкладывает в эти термины Г. Д. Афанасьев, а также узбекистанские геологи (см., например, «Петрография Узбекистана», изд. 1965 г.).

Тектоно-магматический цикл — понятие, введенное Ю. А. Билибиным и принятое всеми казахстанскими геологами. На необходимости сохранения и упрочения этого понятия в магматической геологии особенно настаивал В. С. Коптев-Дворников (1963) ввиду исключительно тесной связи тектонических и магматических явлений. Под тектоническим циклом понимается геологическое время, охватывающее взаимосвязанные проявления тектонической и магматической деятельности от начала зарождения геосинклинали до конца превращения ее в консолидированную складчатую область (область завершенной складчатости).

Основными особенностями развития тектоно-магматического цикла складчатых областей, по Ю. А. Билибину, являются: 1) неразрывная связь тектонических и магматических процессов; 2) закономерная, направленная эволюция магматизма в зависимости от: а) процесса формирования геосинклинали и складчатой области и б) глубины областей магматического питания; 3) наличие естественно-исторических этапов (стадий) развития тектоно-магматического цикла, характеризующихся определенными комплексами (формациями) магматических пород и типами минерализации.

Тектоно-магматический цикл обычно совпадает с одной из эпох складчатости; соответственно этому выделяют циклы: альпийский, герцинский, каледонский, байкальский и др. Следуя взглядам Н. Г. Кассина и большинства казахстанских геологов, мы считаем, что палеозойская история Центрального Казахстана разделяется на два тектоно-магматических цикла: каледонский (от синия до среднего девона, продолжительностью 250 млн. лет) и герцинский (от конца ордовика до поздней перми — начала триаса, продолжительностью около 180 млн. лет). Магматические комплексы каледонского цикла распространены в основном в периферических частях Казахстанской складчатой области, относящихся к Бощекульской, Кокчетав-Северо-Тяньшанской и Чингиз-Тарбагатайской складчатым системам, а комплексы герцинского цикла — к внутренней Джунгаро-Балхашской складчатой системе. Между многими магматическими комплексами каледонских и герцинских складчатых систем устанавливается близкое сходство, что позволяет относить аналогичные магматические комплексы каледонид и герцинид (по принципу закономерной повторяемости их устойчивых признаков) к единой магматической формации. Все эти представления нашли свое отражение в предлагаемой ниже схеме классификации магматических формаций Казахстана, где указаны примеры проявления одной и той же формации (т. е. конкретные магматические комплексы) раздельно для каледонских и герцинской складчатых систем (см. табл. 1). Сами же магматические формации в этой классификации сгруппированы по стадиям тектоно-магматического цикла в соответствии с представлениями Ю. А. Билибина и металлогенической школы ВСЕГЕИ. Однако группировка всех формаций в точном соответствии со схемой Ю. А. Билибина, предусматривающей деление тектоно-магматического цикла на пять этапов (начальные, ранние, средние, поздние, конечные), оказалась не всегда возможной. Поэтому для целей классификации магматических формаций и корреляции магматических комплексов принято более простое и более распространенное сейчас трехчленное деление тектоно-магматического цикла на стадии:

а) раннюю (или собственно геосинклинальную) — стадию общего погружения геосинклинали, сопровождающуюся глубинными разломами и местными или нередко региональными проявлениями складчатости; в эту стадию формируются преимущественно основные и ультраосновные магматические формации, связанные с первыми фазами складчатости (частными инверсиями); но наряду с ними встречаются и более кислые породы существенно натрового ряда (кварцевые кератофиры, плагиограниты);

б) среднюю (или инверсионную) — стадию преобладающих восходящих движений и главных фаз складчатости (главная инверсия), приводящих к замыканию геосинклиналей; для этой стадии характерно формирование в начале андезитовых вулканогенных формаций, а в конце — сложных многофазных формаций умеренно кислых гранитоидов (преимущественно гранодиоритовых);

в) подзнюю (или консолидационную) — стадию орогенного развития и консолидации складчатой области с преобладанием сводово-глыбовых движений, когда возрастает роль дискордантных разрывных

нарушений; в эту стадию происходит постепенное затухание магматических процессов с проявлением в начале наземных излияний кислых лав с большим количеством экструзий и субвулканических интрузий, а затем — резко дискордантных гранитных интрузий, часто также связанных с субвулканическими образованиями. Завершающие проявления магматизма этой стадии фиксируются в виде своеобразной, контрастной по составу липарит-базальтовой формации. После ее появления совсем прекращаются тектонические движения и магматическая деятельность, и на этом, в нашем представлении, завершается тектоно-магматический цикл развития складчатых областей (или систем).

В дальнейшем консолидированная складчатая область может претерпевать тектоническую активизацию, причем чаще всего сопряженную со складчатыми движениями в соседних с ней более молодых мобильных зонах (так называемая «отраженная активизация»). Эта постконсолидационная активизация сопровождается магматической деятельностью, ведущей к образованию магматических формаций, имеющих иногда черты типичного платформенного магматизма.

Магматические формации постконсолидационной активизации в Казахстане развиты не широко, но выделение их в особую генетическую группу имеет важное и принципиальное значение, так как процессы тектоно-магматической активизации консолидированных складчатых зон представляют собой совершенно особый комплекс геологических явлений, резко отличных от тех, которые происходят в подвижных зонах земной коры.

В схеме классификации магматических формаций (см. табл. 1). все постконсолидационные формации объединены в одну группу без расчленения их по стадиям тектоно-магматической активизации, так как последние сейчас по-существу еще только намечаются, и их дальнейшее уточнение требует специальных исследований.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И РОЛЬ И МЕСТО В НЕМ ФОРМАЦИЙ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОД

Располагаясь между Уральской, Тянь-Шаньской и Алтае-Саянской складчатыми областями, Центральный Казахстан характеризуется сложностью и неоднородностью тектонического строения и представляет собой область сочленения разновозрастных и разнотипных складчатых систем: салаирский (раннекаледонский) Бощекульской, каледонских Кокчетав-Северо-Тяньшанской и Чингиз-Тарбагатайской, заложенных в позднем докембрии, консолидированных в девоне и местами активизированных в герцинское время, и двух герцинских — Джунгаро-Балхашской и Зайсанской. В каждой из этих складчатых систем выделяются структурно-формационные зоны, отличающиеся как временем своего заложения и консолидации, так и характером и интенсивностью проявлений магматизма (рис. 1).

В пределах Кокчетав-Северо-Тяньшанской складчатой системы выделяются, кроме того, зоны допалеозойской консолидации (срединные массивы), сложенные древними метаморфическими породами и по магматизму резко отличающиеся от собственно каледонских структурно-формационных зон.

Длительная геологическая история Казахстана характеризуется формированием различных магматических комплексов, возникавших на разных стадиях развития геосинклинальных систем, а также в стадии тектоно-магматической активизации после превращения их в складчатые системы. Наиболее полно и разнообразно магматические процессы проявлены в палеозойской истории Центрального Казахстана, которая, как уже указывалось, разделяется на два тектоно-магматических цик-

ла: каледонский (от синия до среднего девона) и герцинский (от силура до поздней перми — начала триаса). В каледонидах полно, местами даже с частичным повторением, развит магматизм ранних и средних стадий цикла и иногда несколько редуцирован магматизм поздних стадий. В герцинидах, напротив, слабо проявлен начальный (особенно интрузивный) магматизм и весьма полно и разнообразно развит магматизм поздних стадий цикла.

Магматические образования докембрия в Восточном Казахстане развиты ограниченно и только среди древних срединных массивов. Собственно докембрийские магматические породы в них, как правило, глубоко метаморфизованы, в связи с чем установить их первичный состав и формационную принадлежность обычно не представляется возможным. Но среди древних метаморфических комплексов развиты более молодые неметаморфизованные магматические породы, связанные с тектоно-магматической активизацией древних срединных массивов.

В мезозое Казахстанская складчатая область представляла собой уже устойчивую эпигерцинскую платформу, которая лишь местами подвергалась тектонической активизации, сопровождавшейся очень редкими и слабыми проявлениями магматической деятельности.

История развития магматизма Казахстанской складчатой области с позиций учения о магматических формациях недавно рассмотрена в большой статье коллектива авторов под редакцией Н. П. Михайлова, опубликованной в III томе издания «Геологическое строение СССР» (1968). Поэтому здесь мы ограничимся приведением только схемы классификации магматических формаций Центрального Казахстана (табл. 1), в которой все формации, отнесенные к определенным стадиям тектоно-магматического цикла, размещены в хронологическом порядке их проявления в каледонских и герцинских складчатых системах. Эта таблица показывает закономерную смену определенных магматических формаций во времени, что отражает четко выраженный направленный характер магматизма; от существенно основных формаций на ранних стадиях тектоно-магматических циклов до кислых (липаритовых, гранитовых) формаций, характерных для поздних стадий.

Однако при таком однотипном развитии магматизма между каледонскими и герцинскими складчатыми системами устанавливаются и различия, выраженные как в количественной роли тех или иных формаций, так и в особенностях их вещественного состава. В каледонидах на ранней стадии в общем полно проявлены спилит-диабазовые и ультрабазитовые формации, хотя и не с одинаковой интенсивностью в отдельных структурно-формационных зонах. Средняя стадия каледонского цикла характеризуется интенсивными проявлениями базальт-андезитового вулканизма и завершается почти повсеместно внедрением крупных гранодиоритовых интрузий. В поздних стадиях цикла своеобразное развитие получила андезит-дацит-липаритовая формация в виде огромного дугообразного окраинного вулканогенного пояса, возникшего после перестройки основного структурного плана каледонид. Интрузивная деятельность поздней стадии цикла представлена гранодиорит-гранитовыми комплексами при относительно небольшой роли или даже отсутствии аляскитов.

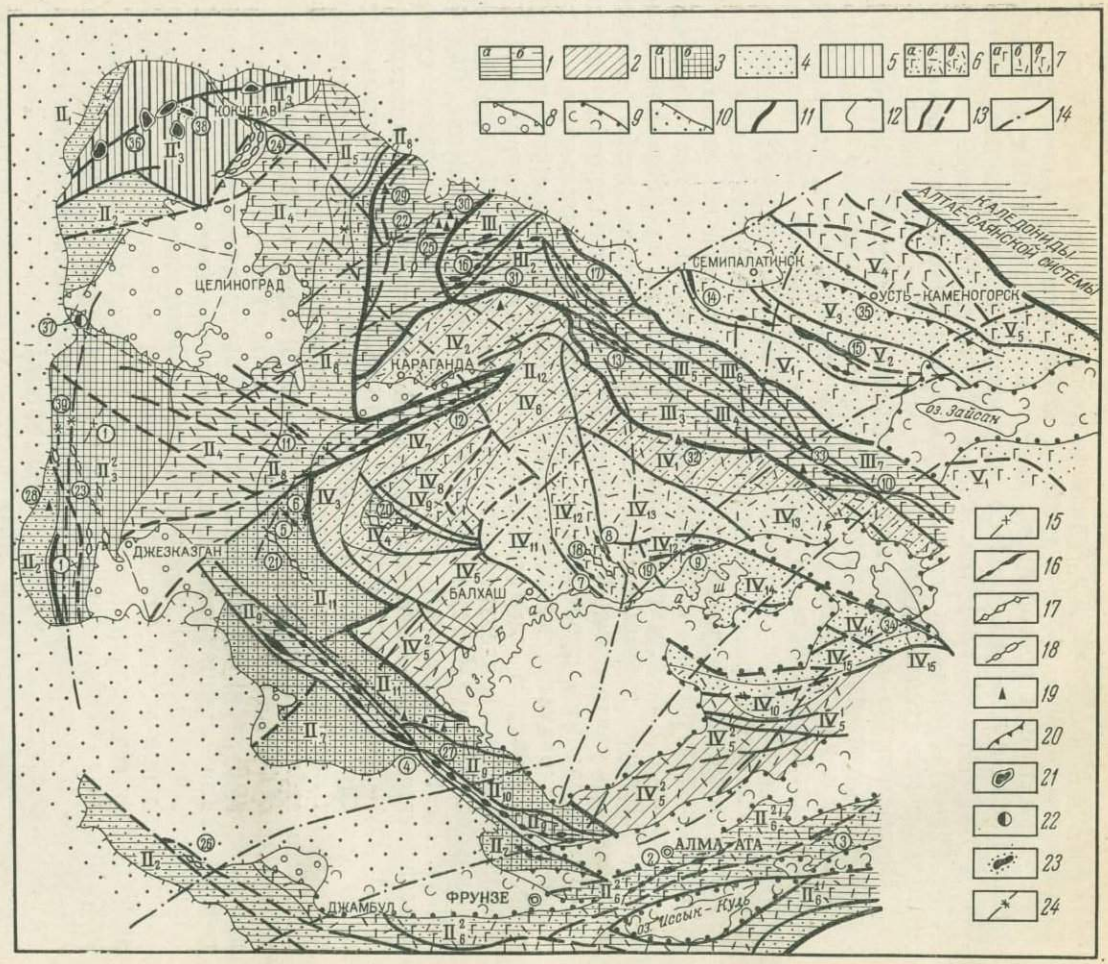
Магматизм герцинид по сравнению с каледонидами характеризуется значительно более развитыми эффузивными и особенно интрузивными формациями средней и поздней стадий цикла при меньшей роли основных формаций ранних стадий. Кроме того, в составе всех магматических формаций герцинид наблюдается большая роль кислых дифференциатов (а для формаций поздней стадии и повышенная щелочность) по сравнению с формациями соответствующих стадий каледонид. Эта особенность магматизма герцинских складчатых систем связана, видимо, с тем, что они развивались на более мощной коре,

Рис. 1. Схема распространения магматических комплексов ультраосновных и основных пород в Восточном Казахстане (тектоническая основа по Г. Ф. Ляпичеву, 1969)

Складчатые системы: *1* — каледонские (*а* — раннекаледонские, салаирские; *б* — позднекаледонские); *2* — герцинские; *3* — срединные массивы с устойчивым геоантиклинальным режимом (*а* — с начала рифея, *б* — с начала кембрия).

Структурно-формационные зоны: *4* — миогеосинклинальные; *5* — переходные; *6—7* — эвгеосинклинальные [*6* — со значительной ролью осадочных формаций и интенсивным проявлением магматизма (*а* — начального, *б* — орогенного, *в* — того и другого); *7* — с доминирующей ролью магматических формаций при интенсивном проявлении магматизма (*а* — начального, *б* — орогенного, *в* — того и другого)]; *8* — средне- и позднепалеозойские впадины, наложенные на каледониды; *9* — впадины области кайнозойской активизации; *10* — области сплошного развития мезозойско-кайнозойского платформенного чехла; *11* — граница между складчатыми системами; *12* — граница между структурно-формационными зонами; *13* — региональные разломы; *14* — глубинные разломы, фиксируемые в поверхности раздела Мохоровичича; *15* — габбро-диабазовые комплексы; *16* — габбро-перидотитовые комплексы; *17* — дунит-пироксенит-габбровые комплексы; *18* — перидотит пироксенитовые комплексы; *19* — габбро-плагиогранитовые комплексы; *20* — приразломные ультрабазитовые комплексы; *21* — перидотит-пироксенит-норитовые комплексы; *22* — щелочно-габброидные комплексы; *23* — щелочно-ультраосновные комплексы; *24* — диабазо-пикритовые комплексы.

Складчатые системы и структурно-формационные зоны: I — Бощекульская салаирская; II — Кокчетав-Северо-Тяньшанская каледонская [II_1 — Марьевская, II_2 — Ишим-Каратау-Таласская, II_3 — Кокчетав-Улутауская (II_3^1 — Кокчетавская глыба, II_3^2 — Улутауское геоантиклинальное поднятие), II_4 — Степняк-Жаксыконская, II_5 — Аксуйская, II_6 — Киргизская (с подзонами): II_6^1 — Терскейской и II_6^2 — Заилийской); II_7 — Чуйская, II_8 — Селетинская, II_9 — Чу-Балхашская, II_{10} — Джанатауская, II_{11} — Атасу-Бурунтауская, II_{12} — Тектурмасская]; III — Чингиз-Тарбагатайская каледонская [III_1 — Шидерты—Экибастузская; III_2 — Баянаульская, III_3 — Абралинская, III_4 — Центрально-Чингизская, III_5 — Чунайская, III_6 — Аркалыкская, III_7 — Окпектинская]; IV — Джунгаро-Балхашская герцинская [IV_1 — Акбастауская, IV_2 — Карагандинская, IV_3 — Сарысуйская, IV_4 — Киикская (с Ортау-Космурунским каледонским блоком), IV_5 — Моинты-Южно-Джунгарская (с подзонами IV_5^1 — Южно-Джунгарской, IV_5^2 —



с более развитым гранитным слоем. Так, по геофизическим данным, мощность гранитного слоя в области развития каледонид Казахстана составляет 10—13 *км*, а под герцинидами Джунгаро-Балхашской системы она увеличивается до 19—22 *км* (Андреев, Бродовой и др., 1964, 1966).

Отдельные структурно-формационные зоны отличаются друг от друга как по набору формаций, так и по интенсивности и времени проявления однотипных формаций, что связано с различным типом развития отдельных зон. Так, в каледонидах отчетливо выделяются восточные и северо-восточные структурно-формационные зоны с типичным эвгеосинклинальным развитием, тогда как западные зоны имеют миогеосинклинальный, а внутренние — промежуточный характер. В Джунгаро-Балхашской складчатой системе выделяются зоны ранне- и позднегерцинской стабилизации (консолидации), что опять-таки выражено в наборе характерных магматических комплексов и их геологическом возрасте.

Формационный анализ магматизма Казахстана позволил выделить, кроме магматических образований ранней, средней и поздней стадий тектоно-магматического цикла, еще новый тип магматических формаций постконсолидационной активизации зон завершенной складчатости. Такие формации на территории Казахстана, по сравнению с формациями собственно подвижных зон, распространены более ограниченно, но они характеризуются своеобразными петрологическими особенностями и металлогенической специализацией, так как являются результатом существенно иных процессов, происходивших в уже консолидированных, жестких участках земной коры. Особенно четко постконсолидационные магматические формации проявлены в пределах древней Кокчетавской глыбы, где наличие таких типичных платформенных образований, как кембрийские первично-расслоенные перидотит-пироксенит-норитовые интрузии или ордовикские интрузии ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами, свидетельствует о проявлении в раннем палеозое по меньшей мере двух стадий отраженной активизации глыбы. Появление более молодых палингенных гранитоидных интрузий в той же Кокчетавской глыбе указывает на последующие стадии ее активизации во время главных складчатых движений в соседних каледонских геосинклинальных зонах (см. табл. 1).

Окраинные зоны каледонид в связи с герцинскими тектоническими движениями в Джунгаро-Балхашской и Зайсанской геосинклиналях также подвергались тектоно-магматической активизации, которая фиксируется появлением в них постконсолидационных (вероятно, также палингенных) гранитоидных интрузий. При этом в зонах ранней консолидации (более жестких) появляются комплексы щелочных гранитов и щелочных и нефелиновых сиенитов, тогда как в зонах, сохранивших еще свою подвижность, гранитоидные комплексы почти не отличаются от одновозрастных с ними гранитоидных комплексов герцинид.

Кызылэспе-Текелийской), IV_4 — Айнасуйская, IV_7 —Успенская, IV_8 — Жаман-Сарысуйская, IV_9 — Акжал-Аксоранская, IV_{10} — Центрально-Джунгарская, IV_{11} — Токрауская, IV_{12} — Казык-Тюлькудамская, IV_{13} — Калмак-Эмельская, IV_{14} — Лепсинская, IV_{15} — Саркандская]; V — Зайсанская герцинская [V_1 — Жарма-Саурская, V_2 — Западно-Калбинская, V_3 — Восточно-Калбинская, V_4 — Рудно-Алтайская, V_5 — Южно-Алтайская]. Цифры в кружках — интрузивные комплексы ультраосновных и основных пород: *Габбро-диабазовые комплексы:* 1 — коскулькарсакпайский. *Габбро-перидотитовые комплексы:* 2 — заилийский; 3 — кетменский; 4 — чубалхашский; 5 — кызылжарский; 6 — талас-узекский; 7 — итмурундинский; 8 — шоинтасский; 9 — чулькызыл-тюлькуламский; 10 — тарбагатайский; 11 — кулан-утмесский; 12 — тектурмасский; 13 — мужик-аркалыкский; 14 — горностаевский; 15 — чарский. 16 — шидерты-экибастузский; 17 — алкамергеньский. Дунит-пироксенит-габбровые комплексы: 18 — тесиктасский; 19 — акшокинский; 20 — саранский; 21 — шалгинский; 22 — коржункольский. *Перидотит-пироксенитовые комплексы:* 23 — улутауский; 24 — шучинский; 25 — олентинский; 26 — бессаский. *Габбро-плагиогранитовые комплексы:* 27 — сарытумский; 28 — сарытауский; 29 — касымский; 30 — кульбайский; 31 — алабасский; 32 — космурунский; 33 — карасуйский. *Приразломные ультрабазитовые комплексы:* 34 — джунгарский; 35 — приртышский. *Перидотит-пироксенит-норитовые комплексы:* 36 — златогорский. *Щелочно-габброидные комплексы:* 37 — жусалинский. *Щелочно-ультраосновные комплексы:* 38 — красномайский. *Диабаз-пикритовые комплексы:* 39 — каратургайский

Таблица 1

Схема классификации магматических формаций Центрального Казахстана (по Н. П. Михайлову, В. Н. Москалевой, Т. В. Перекалиной, М. В. Тащининой)

Стадии тектоно-магматического цикла	Формации		Преобладающие разновидности горных пород	Особые признаки формации	Главнейшие вулканогенные и интрузивные комплексы данной формации	
	Эффузивные	Интрузивные			в каледонских складчатых системах	в Джунгаро-Балхашской герцинской складчатой системе
Ранняя	Кремнисто-спилит-диабазовая		Диабазы, диабазовые порфириты, спилиты, андезитовые порфириты, кварцевые кератофиры, туфы, яшмы, кремнистые сланцы, песчаники, известняки	Подводные трещинные излияния основных лав, тесно связанные с накоплением кремнистых осадков. Обычно приурочены к зонам глубинных разломов в краевых частях геосинклинальных прогибов. Характерны зеленокаменные изменения, альбитизация	Ерементауский (Cm_1) Ащисуйский (Cm_{2-3}) Уртынджальский (O_1) Итмурундинский (Cm_3—O_1)	Жаман-сарысуйский (S_1w — S_2ld) Тюлькуламский (S_1w — S_2ld)
		Габбро-диабазовая	Габбро-диабазы, диабазы, габбро, габбро-амфиболиты, габбро-диориты	Дайки, силлы, малые интрузивные тела, синхронные спилит-диабазовым толщам, но не имеющие с ними видимой связи. Характерна для зон с миогеосинклинальным типом развития	Коскуль-карсакпайский (O)	
		Габбро-перидотитовая	Серпентиниты, перидотиты (главным образом гарцбургиты), габбро, дуниты, малые интрузивные тела натровых гранитоидов	Недифференцированные или слабо дифференцированные интрузии габбро-перидотитового состава, группирующиеся в виде линейных поясов вдоль зон глубинных разломов и приуроченные обычно к кремнисто-спилит-диабазовым толщам. Характерна массовая серпентинизация ультраосновных пород	Чу-балхашский (Cm_3) Шидерты-экибастузский (Cm_1) Тектурмасский (O_1) Казык-итмурундинский (Cm_3—O_1) Тарбагатайский (O) Заилийский (Cm_1)	Чулькызыл-тюлькуламский (S_2ld)

Ранняя		Дунит-пироксенит-габбровая	Габбро, пироксениты (диаллагиты), дуниты, серпентиниты, диориты, плагиограниты	Дифференцированные интрузии существенно габбрового состава с заключенными в них обособленными телами (ядрами) ультраосновных пород (дунитов, пироксенитов). Представляют собой аналоги дунит-пироксенит-габбровых интрузий платиноносного пояса Урала	Тесиктасский (Cm_3—O_1) Саранский (Cm) Шалгиинский (Cm?) Коржункольский (Gm_1)
		Перидотит-пироксенитовая	Серпентиниты, пироксениты (бронзититы, вебстериты, диаллагиты), перидотиты (лерцолиты, верлиты), габбро	Существенно пироксенитовые интрузии, генетически связанные с разломами краевой части геосинклинали, но разместившиеся в жесткой геосинклинальной раме, в области более ранней консолидации. Характерно широкое развитие минерализации продольноволокнистого хризотил-асбеста карачаевского типа	Улутауский (O_{2-3}) Щучинский (Cm_{1-2}) Олентинский (Cm_2) Бессазский (Pz_1?)
	Кератофир-спилит-диабазовая		Афировые диабазы, диабазовые и базальтовые порфириты, спилиты, альбитизированные андезитовые порфириты, альбитофиры, кератофиры (кварцевые и базокварцевые), витрофировые туфолавы, туфы	Подводные излияния основных лав в центральных частях геосинклинальных прогибов. Характерна выдержанность состава вулканитов по простиранию толщ и четкая дифференциация в вертикальном разрезе (от диабазов и спилитов до альбитофиров и кварцевых кератофиров), а также малая роль в составе формации осадочных образований	Бощекульский (Cm_{1-2}) Сарытумский (O_1)

Продолжение табл. 1

Стадии тектоно-магматического цикла	Формации		Преобладающие разновидности горных пород	Особые признаки формации	Главнейшие вулканогенные и интрузивные комплексы данной формации	
	Эффузивные	Интрузивные			в каледонских складчатых системах	в Джунгаро-Балхашской герцинской складчатой системе
Ранняя		Габбро-плагиогранитовая (габбро-граносиенитовая)	Плагиограниты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, граносиениты, сиениты габбродиориты, габбро-сиениты, роговообманковые габбро, горнблендиты, пироксениты	Многофазные интрузии обычно небольших размеров, характеризующиеся широкой гаммой пород, связанных постепенными переходами. Появляются всегда позже офиолитовых интрузий, иногда в связи с кератофир-спилитовыми комплексами, но до андезитового вулканизма средних стадий цикла	Сарытауский (O_3) Алабасский (O_3) Кульбайский (Cm_2) Сарытумский (O_{1-2}) Касымский (Cm_2) Карасуйский (Cm_2) Космурунский (O_3)	
	Андезит-порфиритовая		Андезитовые порфириты, андезит-базальтовые порфириты, основные мандельштейны, альбитофиры, дацитовые порфиры, туфы, туфоагломераты, туффиты, песчаники, конгломераты, линзы известняков	Осадочно-вулканогенные комплексы либо приуроченные к внутренним частям прогибов, в краевых частях которых формируются одновременные с ними или более ранние спилит-диабазовые комплексы, либо же проявляющиеся самостоятельно в зонах с предшествующим миогеосинклинальным развитием (при отсутствии спилит-диабазовых комплексов в разрезе зоны). Характерно широкое развитие пирокластических образований, переслаивающихся с осадочными породами	Агырекский (Cm_2) Жаманшурукский (O_{2-3}) Каргалинский (O_3)	

Средняя	Андезитовых и базальтовых порфиритов (андезит-плагио-липаритовая в герцинидах)		Андезитовые (базальтовые — в каледонидах) и трахиандезитовые порфириты, дацитовые порфиры, альбитофиры, плагиолипариты, трахитовые порфиры, лавовые брекчии, туфы, туффиты, песчаники, алевролиты, конгломераты, известняки	Островная осадочно-вулканогенная формация, характеризующаяся наличием подводных и наземных излияний; формировалась в условиях архипелага вулканических островов после накопления флишоидных толщ. Характерна резкая фациальная изменчивость разрезов	Торткудукский (Cm_3—O_{1-2})	Прикентерлауский (D_3fm — C_1v) Котанбулакский (C_1v)
	Андезит-дацитовая		Андезит-базальтовые, андезитовые порфириты, дацитовые порфиры, альбитофиры, липаритовые порфиры, туфолавы, туфы, игнимбриты, песчаники, алевролиты, конгломераты, линзы известняков	Вулканогенно-молассовая формация с большим содержанием пирокластолитов, а в нижней и средней частях — осадочных отложений, местами красноцветных. Характерны краснокаменный облик лав, явления обжига в подошве покровов, переслаивание лав с грубо-обломочными красноцветными терригенными образованиями	Жарсорский (O_3—C_1w) Кандыктасский (O_3)	Каркаралинский (C_1v — n) Акжал-аксоранский (D_2gv — D_3fr)
		Габбро-диорит-гранодиоритовая	Гранодиориты, кварцевые диориты, габбро, диориты, граниты роговообманковые, двуслюдяные, биотитовые и лейкократовые	Позднескладчатые интрузивные комплексы. Сложные многофазные интрузии, приуроченные к пограничным разломам, разделяющим структурно-формационные зоны. Характерны пестрый состав пород, явления гибридизма	Крыккудукский (O_3) Раннекаледонский в Юго-Западном Прибалхашье (O_3) Курдайский (O) Кунгейский (S) Чаганский (O_1) Джаркаинагачский (O_3)	Балхашский (C_1) Топарский (C_2)

Продолжение табл. 1

Стадии тектоно-магматического цикла	Формации		Преобладающие разновидности горных пород	Особые признаки формации	Главнейшие вулканогенные и интрузивные комплексы данной формации	
	Эффузивные	Интрузивные			в каледонских складчатых системах	в Джунгаро-Балхашской герцинской складчатой системе
Поздняя	Андезит-дацит-липаритовая («порфировая»)		Внизу — андезитовые, реже — базальтовые порфириты, дацитовые порфиры, сильно альбитизированные, вверху — дацитовые, липаритовые, трахилипаритовые порфиры, туфы, игнимбриты, прослои осадочных пород	Наземные излияния. Характерно большое количество экструзий и субвулканических интрузий (монцонитоидов). Формация отчетливо разделяется на две части: нижнюю — андезит-дацитовую и верхнюю — дацит-липаритовую, между которыми иногда отмечается перерыв осадконакопления	Кайдаульский (D_{1-2})	Токрауский ($C_2 + C_3$) Алакульский ($C_2 — P_2$)
		Гранитовая	Биотитовые и лейкократовые граниты, гранодиориты, граносиениты, сиениты, монцониты	Послескладчатые интрузивные комплексы, формировавшиеся в условиях значительной консолидации складчатых структур. Крупные дискордантные интрузии с пологой куполовидной поверхностью (часто гарполиты), иногда приуроченные к линейным разломам	Аралаульский (S_3—D_1) Боровский (D_1) Первый девонский в ЮЗ Прибалхашье (D_1) Чатыркульский (O_3)	Калдырминский (C_3)
		Аляскит-гранитовая	Аляскитовые и лейкократовые граниты, аляскиты, биотитовые граниты, субщелочные граниты	Резко дискордантные интрузии округлой в плане формы, часто сопровождающиеся кольцевыми дайками. Типичные интрузии эпизоны, связанные с вулканическими аппаратами, кальдерами обрушения и прочими субвулканическими образованиями	Второй девонский (D_3) в ЮЗ Прибалхашье Дженишке-турайгырский (D_2)	Акчатауский (P)

Поздняя	Липарит-базальтовая		Базальтовые порфириты, липаритовые порфиры, реже — дацитовые порфиры, туфы, агломераты, красноцветные песчаники и конгломераты	Контрастность (прерывистость) в составе вулканитов, отсутствие или очень слабое развитие промежуточных разностей. Интрузивно-вулканические ассоциации, кольцевые интрузии. Формирование в континентальных условиях на фоне общего воздымания территории. Приуроченность к грабен-синклиналям. Ассоциации с наземными красноцветными отложениями	Жаксыконский (D_2gv—D_3fr)	Жантауский (P_1) Баканасский (P_2 — T)
Постконсолидационной активизации		Перидотит-пироксенит-норитовая	Нориты, габбро-нориты, перидотиты, пироксениты, оливиновые нориты, дуниты, шрисгеймиты, анортозиты	Первично-расслоенные, сложно дифференцированные интрузии воронкообразной или лополитообразной формы. Характерны псевдостратификация, наличие приконтактовых закаленных зон. Сингенетическая и эпигенетическая сульфидная медно-никелевая минерализация	Златогорский (Cm_1—Cm_2)	
		Щелочно-ультраосновная	Пироксениты, биотитовые и меланитовые пироксениты, шонкиниты, малиньиты, сиениты, нефелиновые (либнеритовые) сиениты, карбонатиты	Трещинные интрузии, обычно двухфазные (1-я фаза — пироксениты, 2-я фаза — сиениты, нефелиновые сиениты), с широко проявленными автометаморфическими и метасоматическими процессами, связанными с внедрением в пироксениты щелочных расплавов	Красномайский (O_1)	

Продолжение табл. 1

Стадии тектоно-магматического цикла	Формации		Преобладающие разновидности горных пород	Особые признаки формации	Главнейшие вулканогенные и интрузивные комплексы данной формации	
	Эффузивные	Интрузивные			в каледонских складчатых системах	в Джунгаро-Балхашской герцинской складчатой системе
Постконсолидационной активизации		Щелочно-габброидная	Шонкиниты, шонкинит-порфиры, слюдяные перидотиты, щелочные пироксениты, нефелиновые и эпилейцитовые сиениты и сиенит-порфиры, монцониты, эссекситы, эпилейцитовые и трахитовые порфиры, щелочные базальтовые порфириты	Сложные вулканогенно-интрузивные комплексы кольцевого строения. Вулканогенные образования располагаются внутри кольца, а интрузивные — по периферии. Отдельные малые интрузии щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов, размещающиеся среди древних консолидированных структур	Ишимский (D_2) Жусалинский (D_2) Западно-Таласский (P_2)	
		Диорит-гранодиоритовая постконсолидационная	Гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, плагиограниты, габбронориты, норито-диориты, биотитовые и лейкократовые граниты, граносиениты	Относительно крупные многофазные интрузии, иногда сложно дифференцированные, развитые преимущественно в зонах сочленения каледонид с герцинскими складчатыми структурами	Алма-Атинский (D_3—C_1) раннегерцинский в Баянаульском районе и «ранний верхнепалеозойский» в хр. Чингиз	
		Гранитовая постконсолидационная	Биотитовые, двуслюдяные и лейкократовые граниты, гранодиориты, субщелочные граниты, граносиениты	Крупные (до 5000 *км*²) массивы обычно небольшой вертикальной мощности, межформационные интрузивные залежи	Зерендинский (O_3) Орлиногорский (D_{2-3})	
		Щелочно-гранитоидная	Щелочные (эгириновые, рибекитовые) граниты, щелочные сиениты, нефелиновые и содалит-нефелиновые сиениты,	Небольшие трещинные дайкообразные интрузии или интрузии овальной или кольцевой формы, возникающие в местах сопряжений разломов	Среднегерцинский (C_{2-3}) в Баянаульском районе. «Средний верхнепалеозойский» (C_3) в хр. Чингиз, Талгарский (C_{1-2})	

Постконсолидационной активизации

		лейкократовые граниты, аляскиты	в связи с блоковыми перемещениями глыб		
	Лейкократовых и аляскитовых гранитов (постконсолидационная)	Лейкократовые и аляскитовые граниты, граносиениты, аляскиты, амазонитовые граниты, анортоклазовые граниты и гранит-порфиры	Дискордантные, округлые в плане интрузии центрального типа, связанные иногда с кольцевыми структурами опускания. По петрографическим особенностям и характеру минерализации сопоставляются с пермскими аляскитовыми комплексами Джунгаро-Балхашской системы	«Поздний верхнепалеозойский» в хр. Чингиз Кастекский (C_3) Майкульский (P) Койтасский (T)	
Базальтовая		Базальты, оливиновые базальты, долериты, андезито-базальты, туфы, реже липариты и санидиновые гранит-порфиры, пехштейны	Покровы и потоки лав основного состава, перемежающиеся с туфами и горизонтами осадочных пород; субвулканические дайкообразные и силлообразные тела, иногда не имеющие видимой связи с эффузивами	Убоганский и Приишимский (P_2—T_1) в Тургае	Уштоганский (T_1)
	Диабаз-пикритовая	Пикриты, пикрит-диабазы и кварцевые диабазы	Небольшие силлы и дайки, иногда группирующиеся в линейные зоны	Каратургайский (P_2—T_1)	
Щелочно-базальтоидная		Оливиновые долериты, гиалобазальты, анальцимовые базальты, анкарамиты	Сравнительно редкие интрузивно-вулканогенные комплексы поздней активизации Северного Тянь-Шаня. Дайки, силлообразные тела, эруптивные брекчии	Ушхасанский (J или Pg_3?)	

Наконец, совсем особую группу магматических образований составляют мезозойские постконсолидационные магматические комплексы, связанные с активизацией молодой эпигерцинской платформы. Они носят уже некоторые черты траппового магматизма, отличаясь от типичных платформенных траппов несравненно меньшим (локальным) распространением и присутствием местами среди вулканитов андезит-базальтового состава кислых пород (липариты, санидиновые гранит-порфиры, анортоклазовые граниты), представляющих собой, вероятно, продукты деятельности остаточных позднепалеозойских магматических очагов, оживившихся в связи с раннемезозойской активизацией отдельных блоков земной коры.

Как видно из схемы классификации магматических формаций (табл. 1), все выделенные нами магматические формации ультраосновных и основных пород занимают совершенно определенное место в развитии магматизма Казахстанской складчатой области. По времени своего проявления они связаны с двумя принципиально различными стадиями развития складчатых систем: а) с начальной (или собственно геосинклинальной) их стадией, куда относится группа формаций офиолитового типа (вулканогенные спилит-диабазовые и интрузивные — габбро-диабазовая, габбро-перидотитовая, дунит-пироксенит-габбровая), а также формации перидотит-пироксенитовая и габбро-плагиогранитовая; б) со стадиями активизации консолидированных складчатых зон, к которым относятся формации платформенного типа (перидотит-пироксенит-норитовая и щелочно-ультраосновная) и своеобразная диабаз-пикритовая формация малых интрузий.

Наиболее полно и разнообразно формации первой группы представлены каледонскими магматическими комплексами Кокчетав-Северо-Тяньшанской и Чингиз-Тарбагатайской складчатых систем, которые, несмотря на значительную неоднородность строения в различных частях, отличаются в целом салическо-фемическим характером магматизма.

В герцинской Джунгаро-Балхашской системе, магматизм которой характеризуется фемически-салическим типом, формации офиолитовой группы представлены лишь единичными магматическими комплексами.

Формации платформенного типа известны преимущественно в пределах Кокчетавской глыбы, являющейся крупнейшим древним срединным массивом системы каледонид Казахстана, подвергшимся в раннем палеозое тектоно-магматической активизации. Диабаз-пикритовая формация в этой (второй) группе занимает особое положение, будучи связана с локальными проявлениями раннемезозойской активизации эпигерцинской платформы.

ГЛАВА II

ИНТРУЗИВНЫЕ ФОРМАЦИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОД РАННЕЙ СТАДИИ РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ

В обзоре развития магматизма Казахстанской складчатой области было показано, что магматические формации ультраосновных и основных пород наиболее полно и разнообразно представлены в ранней стадии развития складчатых систем. Магматизм этой стадии характеризуется интенсивной вулканической деятельностью, проявляющейся преимущественно в подводных излияниях основных лав и закономерно следующих за ними интрузиях ультраосновных и основных пород. Совокупность этих проявлений эффузивного и интрузивного магматизма, происходящих на ранних стадиях развития геосинклиналей, составляет ту характерную группу магматических формаций, за которой укрепилось предложенное еще в начале столетия Г. Штейнманном (Steinmann, 1905) название «*офиолитовой*». Термин «офиолитовая формация» и до сего времени применяется иногда как термин свободного пользования, хотя его современное понятие существенно отличается от штейнманновской «офиолитовой серии», под которой он подразумевал ассоциацию серпентинитов, диабазов, спилитов и кремнистых сланцев в альпийских горных системах (т. е. в складчатых областях).

Едва ли нужно пояснять, что принятые в настоящей работе содержание и объем понятия «магматическая формация» совершенно исключают возможность употребления термина «офиолитовая формация» в его первоначальном смысле. Однако учитывая широкое применение в геологической литературе названия «офиолитовый» (офиолитовые интрузии, офиолитовый вулканизм, офиолитовые комплексы и т. д.), понятного всякому грамотному геологу, мы считаем возможным говорить о *формациях или комплексах офиолитового типа* или об *офиолитовой группе формаций* (или *комплексов*), подчеркивая этим тесную сопряженность во времени и в пространстве конкретных естественных ассоциаций вулканогенных и интрузивных пород, т. е. — вулканогенных спилит-диабазовых комплексов и комплексов «альпинотипных» ультрабазитов, относимых нами к габбро-перидотитовой формации. Применение прилагательного «офиолитовый» в указанном смысле целесообразно еще и потому, что не все формации ультраосновных и основных пород ранних стадий тектоно-магматического цикла, как будет показано ниже, относятся к офиолитовой группе. Так, формации перидотит-пироксенитовая, габбро-плагиогранитовая и андезит-порфиритовая не являются формациями офиолитового типа. Исключены нами из группы офиолитовых магматических образований и приразломные ультрабазитовые комплексы, о которых речь будет ниже.

Главными представителями интрузивного магматизма собственно геосинклинальной стадии тектоно-магматического цикла являются че-

тыре магматические формации: габбро-перидотитовая, дунит-пироксенит-габбровая, перидотит-пироксенитовая и габбро-плагиогранитовая. Первая из них представлена в Центральном Казахстане наиболее многочисленными интрузивными комплексами и потому она наиболее хорошо изучена. Вторая формация также уже получила достаточное освещение в литературе (Михайлов, 1958, 1962_1, 1962_2; Москалева, 1958, 1959; Семенов, 1968). Третья формация, перидотит-пироксенитовая, выделена недавно (Михайлов, 1966), и в настоящей работе она описывается по-существу впервые. Габбро-плагиогранитовая формация является одной из наиболее поздних формаций ранней стадии тектономагматического цикла. Несмотря на то что эта формация уже давно выделена Ю. А. Билибиным (1953), а позднее более подробно охарактеризована Ю. А. Кузнецовым (1964), она в Казахстане изучена еще очень слабо, и относимые к ней интрузивные комплексы еще не получили достаточно четкой и полной характеристики.

Кроме этих четырех главных интрузивных формаций ультраосновных и основных пород, в пределах Казахстанской складчатой области выделяются еще два типа проявлений геосинклинального базальтоидного и ультрабазитового магматизма, на краткой характеристике которых мы здесь считаем необходимым остановиться, так как этот вопрос имеет определенное методическое значение.

К первому типу таких интрузивных образований относятся малые близповерхностные интрузии основного состава, пространственно и генетически тесно связанные с излияниями лав кремнисто-спилит-диабазовой формации. Петрографически эти малые интрузии представлены довольно однообразными по составу и структурам габбро-диабазами и габбро-порфиритами. При полевых исследованиях они обычно с трудом отличаются от вмещающих их эффузивных диабазов, порфиритов и спилитов, вместе с которыми они несут следы глубокого зеленокаменного перерождения, особенно в каледонских структурно-формационных зонах. Поэтому в процессе геологической съемки они нередко пропускаются и на картах объединяются вместе с вмещающими их эффузивами. В других случаях, когда эти гипабиссальные интрузии по условиям залегания и по степени кристалличности могут быть отделены от основных эффузивов, они на геологических картах показываются как интрузии габбро или же просто как «интрузии основных пород». Это приводит к известной путанице и трудности для отличия таких малых гипабиссальных тел от интрузий габбро-перидотитовой и дунит-пироксенит-габбровой формаций, что создает осложнения при изучении геологии отдельных районов и особенно при составлении прогнозных и металлогенических карт.

Малые гипабиссальные интрузии габбро-диабазового состава очень широко распространены в Центральном Казахстане, особенно в его каледонских складчатых зонах, а также среди эффузивно-осадочных комплексов силура герцинской Джунгаро-Балхашской складчатой системы. Как правило, они в том или ином количестве имеются всюду, где есть эффузивы кремнисто-спилит-диабазовой формации.

Гипабиссальные интрузии габбро-диабазов наблюдаются обычно в форме небольших линзовидных тел площадью от нескольких сотен квадратных метров до 1,5—2,0 $км^2$, залегающих согласно с вмещающими их порфиритами, диабазами, спилитами, сланцами и песчаниками. Габбро-диабазы по минеральному составу близки к вмещающим их эффузивным диабазам и порфиритам, но отличаются от них лучшей раскристаллизованностью и отсутствием апоинтерсертальных структур. В центральных частях таких массивов нередко наблюдаются более крупнозернистые разности, имеющие облик настоящих интрузивных габбро, но на выветрелой поверхности которых все же хорошо различается диабазовая текстура. Вообще наличие диабазовых текстур и

структур является характернейшим признаком пород гипабиссальных интрузий рассматриваемого типа.

Наиболее типичные габбро-диабазы гипабиссальных интрузий в шлифе всегда обнаруживают офитовые структуры, характеризующиеся резко выраженным идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к цветному компоненту. Порфировидные выделения в них, как правило, отсутствуют. Порода состоит из основного плагиоклаза, моноклинного пироксена (почти всегда авгита), роговой обманки, хлорита и рудного минерала. Встречаются изредка оливинсодержащие разности габбро-диабазов, в которых оливин (в количестве не более 5—10%) присутствует в виде трещиноватых ксеноморфных зерен, разлагающихся с выделением иддингсита, хлорита и магнетита. Эти малые близповерхностные интрузии габбро-диабазов, генетически тесно связанные с диабазо-спилитовыми эффузивами, несмотря на их широкое распространение, не имеют самостоятельного значения и потому не могут быть отнесены к какой-то особой интрузивной формации. Они представляют лишь гипабиссальную фацию вулканогенной спилит-диабазовой формации, являясь результатом кристаллизации отдельных порций той же базальтовой магмы, не достигших поверхности и разместившихся на небольшой глубине среди эффузивных (реже осадочных) пород этой формации.

Но кроме таких гипабиссальных интрузий известны комплексы малых интрузий аналогичного состава, которые появляются хотя и одновременно со спилит-диабазовыми или «порфиритовыми» вулканогенными комплексами, но вне видимой пространственной связи с ними. Такие комплексы могут быть отнесены к самостоятельной габбро-диабазовой формации. Наиболее типичным проявлением последней в каледонидах Казахстана является коскуль-карсакпайский габбро-диабазовый комплекс Улутауского геоантиклинального поднятия. В этот комплекс объединены дайкообразные и силлообразные тела габбро, габбро-амфиболитов, габбро-диабазов и габбро-диоритов, залегающие среди допалеозойских метаморфических пород срединного массива Улутауской зоны каледонид. По степени метаморфизма эти малые интрузии резко отличаются от вмещающих их верхнепротерозойских толщ: в них постоянно наблюдаются участки слабо измененных пород, а в наиболее измененных (обычно в тектонических зонах) разностях сохраняются реликты первичных структур и минералов. По петрографическому составу малые интрузии коскуль-карсакпайского комплекса хорошо сопоставляются с диабазовыми порфиритами и габбро-диабазами Байконурского синклинория Ишим-Каратауской зоны, образующими согласные интрузивные залежи среди эффузивных и пирокластических пород каргалинского порфиритового комплекса ордовика. Таким образом, габбро-диабазовые дайки и силлы, залегающие среди метаморфических толщ срединного массива, представляют собой самостоятельные малые интрузии, внедрившиеся по расколам докембрийского фундамента во время ордовикской вулканической деятельности в соседней раннепалеозойской геосинклинали.

К этой же габбро-диабазовой формации следует, вероятно, относить также девонский маркакульский габбро-диабазовый комплекс Зайсанской складчатой системы. Габбро и габбро-диабазы этого комплекса образуют два крупных дайковых пояса, локализующихся вдоль разломов, обрамляющих Маймырско-Белоубинский флишевый прогиб на Южном Алтае. Они прорывают эйфельские и живет-франские отложения и устанавливаются в гальках базальных конгломератов флишоидной даланкаринской толщи (C_1t). К. Г. Богданова (1968) подчеркивает, что формирование комплекса происходило до флиша, т. е. в ранние стадии развития Южно-Алтайской зоны. Характерно, что последняя, так же как и Улутауская зона, где развит коскуль-карсакпайский габбро-

диабазовый комплекс, на ранних стадиях отличается миогеосинклинальным режимом и отсутствием проявлений базальтоидного вулканизма. Возможно, что в таких условиях комплексы малых интрузий габбро-диабазового состава как бы занимают место отсутствующих вулканогенных спилит-диабазовых комплексов и иногда являются единственными проявлениями раннегеосинклинального магматизма. Поэтому, Ю. А. Кузнецов (1964) рассматривает габбро-(диорит)-диабазовую формацию как гипабиссальный эквивалент спилит-диабазовой формации. Габбро-диабазовые комплексы малых интрузий в Казахстане пока еще слабо изучены, и материалами для их более полной характеристики мы не располагаем.

Другим типом интрузивных образований, которые мы не относим к трем рассматриваемым ниже магматическим формациям, являются массивы ультраосновных и основных пород зон крупных региональных разломов. Они установлены в зоне Джунгарского разлома и в системе разломов Иртышской зоны смятия (см. рис. 1).

В зоне Главного Джунгарского разлома на протяжении около 120 *км* от «Джунгарских ворот» до района гор Текели известен ряд небольших ультраосновных массивов, установленных в разное время при проведении маршрутных исследований и геологических съемок (В. В. Епанечников, М. М. Юдичев, А. В. Волин, Н. П. Михайлов, Н. А. Афоничев, В. Е. Гендлер). Эти массивы представляют собой линзообразные или дайкообразные тела длиной от первых десятков до сотен метров и мощностью от нескольких метров до 100—200 *м*. Они сложены сильно метаморфизованными ультраосновными породами (серпентинитами, лиственитами, хлорит-серпентиновыми и серпентин-тальковыми сланцами), совершенно лишенными реликтов первичных минералов и структур. Среди серпентинитов гор Текели, по данным В. Е. Гендлера, встречены небольшие выходы габброидных пород. Возраст метаморфизованных ультрабазитов Джунгарского Алатау В. Е. Гендлером (1958) и Н. А. Афоничевым (1960) предположительно считается посленижнекарбоновым. Локализация ультраосновных массивов исключительно в зоне Джунгарского разлома, их трещинный характер, отсутствие связи их с эффузивами кремнисто-спилит-диабазовой формации и залегание среди осадочных пород нижнего карбона не позволяют считать их типичными представителями габбро-перидотитовой формации офиолитового типа. Они представляют собой скорее всего своеобразные малые интрузии зон глубинных разломов, внедрившиеся не в раннюю стадию развития Джунгаро-Балхашской геосинклинали, а позднее, во время максимального развития Джунгарского разлома.

ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Распространение габбро-перидотитовых комплексов в Центральном Казахстане

Интрузивные комплексы габбро-перидотитовой формации развиты преимущественно в эвгеосинклинальных каледонских структурно-формационных зонах Казахстанской складчатой области и менее распространены в эвгеосинклинальных зонах герцинид (чулькызыл-тюлькуламский комплекс в Джунгаро-Балхашской складчатой системе). Размещение всех их на территории Центрального Казахстана показано на схеме (см. рис. 1). Габбро-перидотитовые комплексы обычно образуют или четко выраженные большие линейные пояса, связанные вместе со спилит-диабазовыми комплексами с зонами глубинных разломов и протягивающиеся вдоль них на сотни километров, или же небольшие линейные зоны, образованные цепочками мелких интрузивных тел протяжен-

ностью в несколько десятков километров. Представителями первых в Центральном Казахстане являются крупные габбро-перидотитовые пояса: Чу-Балхашский, Тектурмасский, Шидерты-Экибастузский, Чулькызыл-Тюлькуламский, Тарбагатайский; представителями вторых можно назвать: Кызылжарскую и Талас-Узекскую зону в Атасуйском районе, Итмурундинскую и Шоинтасскую зону в Северном Прибалхашье, Муржик-Аркалыкскую и Алкамергеньскую зоны на северо-востоке рассматриваемой территории и др.

В табл. 2 приведены некоторые сводные данные (площадь, протяженность, количество массивов, их возраст, петрографический состав и пр.) по характеристике всех габбро-перидотитовых комплексов Центрального Казахстана*. Из этой таблицы видно, что суммарная площадь, занятая ультраосновными и основными породами рассматриваемой формации, в Центральном Казахстане составляет 932 *км*². Всего на территории Центрального Казахстана к настоящему времени зарегистрировано и нанесено на геологические карты свыше 270 отдельно обнажающихся интрузивных массивов ультраосновных и основных пород, входящих в габбро-перидотитовые комплексы. Массивы эти наблюдаются обычно в форме вытянутых согласно общему простиранию пояса (зоны) линзовидных, пластообразных и жилоподобных тел или же в виде небольших интрузивных тел изометрических и неправильных очертаний, имеющих характер мелких факолитовых интрузий; реже встречаются интрузии типа гарполитов (Пстанский массив в Чу-Балхашском поясе, Тюлькуламский массив в Северо-Восточном Прибалхашье). Несогласные или нарушающие залегание вмещающих пород интрузии (типа штоков, лакколитов и пр.) совершенно неизвестны среди габбро-перидотитовых комплексов Центрального Казахстана. Площадь подавляющего большинства массивов измеряется единицами или даже десятыми долями квадратных километров; сравнительно немногие массивы имеют площадь в несколько десятков квадратных километров, и лишь площадь единичных массивов достигает 100 *км*² (например, Кипчакбайский массив в Чу-Балхашском поясе).

Суммарная протяженность габбро-перидотитовых поясов и зон составляет 1385 *км*. Однако нужно учитывать, что подавляющее большинство казахстанских габбро-перидотитовых массивов представлено интрузивными телами очень небольшого размера, нередко разобщенными друг от друга на значительные расстояния. Только в немногих районах имеются густо насыщенные интрузивными массами тектонически ослабленные зоны, где отдельные, иногда довольно крупные выходы ультраосновных и основных пород настолько сближены, что их с полным основанием можно рассматривать как обнажающиеся части единого большого интрузивного тела, что обычно подтверждается и геофизическими данными (Чулькызыл-Тюлькуламский пояс, отдельные части Чу-Балхашского и Тектурмасского поясов).

Геологическая характеристика комплексов

Геологическое положение интрузий габбро-перидотитовых комплексов, группирующихся всегда в виде резко обособленных линейных поясов или зон, в первую очередь определяется их закономерной приуроченностью к тем каледонским и герцинским структурно-формационным зонам, которые характеризуются эвгеосинклинальным развитием, и к тем частям их, которые сложены комплексами вулканогенных и оса-

* В табл. 2 не включены указанные на схеме (рис. 1), но находящиеся за пределами Центрального Казахстана Заилийский и Кетменский габбро-перидотитовые пояса Южного Казахстана, а также Чарский и Горностаевский габбро-перидотитовые пояса Зайсанской складчатой системы.

Таблица 2

Габбро-перидотитовые комплексы Центрального Казахстана

Названия комплексов	Общая площадь ультраосновных—основных пород в $км^2$	Протяженность пояса, зоны в *км*	Количество отдельных интрузивных тел	Возраст комплекса	Петрографический состав массивов	Породы жильной свиты	Полезные ископаемые
Чу-Балхашский	461,0	550	112	Позднекембрийский—раннеордовикский	Серпентиниты, перидотиты (главным образом гарцбургиты), дуниты, пироксениты, лиственититы, тальковые породы, габбро, древняя кора выветривания	Пироксениты, горнблендиты, микрогаббро, габбро-диабазы, диоритовые порфириты, хлорит-пироксен-гранатовые породы	Платиноиды, хромит, гидросиликатный никель, хризотиловый асбест, амфиболовый асбест, тальк, алмаз, поделочные камни
Қызылжарский	1,5	15	5	Кембрийский	Серпентиниты, лиственититы, габбро, древняя кора выветривания	—	Магнезит
Талас-Узекский	4,5	30 (?)	3	Кембрийский	Серпентиниты, древняя кора выветривания	—	—
Итмурундинский	41,5	55	7	Позднекембрийский	Серпентиниты, перидотиты (главным образом гарцбургиты, реже лерцолиты, верлиты), дуниты, оливиновые пироксениты, габбро, лиственититы, древняя кора выветривания	Диаллагиты, пироксен-хлоритовые, хлорит-везувиан-гранатовые породы	Жадеититы, вермикулит, голубой асбест, тальковый камень
Шоинтасский	15,0	25	16	Позднекембрийский	Серпентиниты, лиственититы, габбро, древняя кора выветривания	Габбро-диабазы, хлорит-везувиан-гранатовые породы	Магнезит, платиноиды (?), хромит
Чулькызыл-Тюлькуламский	90,0	100	17	Силурийский	Серпентиниты, гарцбургиты, дуниты, лиственититы, габбро, древняя кора выветривания	Лерцолиты, верлиты, диаллагиты, микрогаббро, габбро-диабазы, габбро-диориты, оливин-гранатовые и пироксен-гранатовые породы	Асбест, гидросиликатный никель, магнезит, тальк, поделочные камни

Тарбагатайский	21,0	120	14	Ордовикский	Серпентиниты, перидотиты, габбро, серпентин-тальковые, тальково-хлоритовые породы	—	Тальк, магнезит
Кулан-Утмесский	3,5	15	4	Кембрийский (?)	Серпентиниты, перидотиты, габбро	—	—
Тектурмасский	120	220	50	Ордовикский	Серпентиниты, гарцбургиты, габбро, габбро-амфиболиты, серпентин-хлоритовые породы, древняя кора выветривания	Пироксениты (диаллагиты), микрогаббро, габбро-диабазы, пироксен-гранатовые породы, гроссуляриты	Гидросиликатный никель, хризотил-асбест, магнезит, хромит
Муржик-Аркалыкский	8,0	70	6	Кембрийский	Серпентиниты, перидотиты (главным образом лерцолиты), габбро, древняя кора выветривания	Пироксениты, габбро-диабазы	Гидросиликатный никель, магнезит, магнетит
Шидерты-Экибастузский	162,0	165	34	Раннекембрийский	Серпентиниты, перидотиты, пироксениты, габбро, габбро-амфиболиты, древняя кора выветривания	Пироксениты, микрогаббро, габбро-диабазы, габбро-порфириты, габбро-диориты	Платиноиды, хромит, гидросиликатный никель, магнезит, асбест
Алкамергеньский	3,0	20	3	Кембрийский	Серпентиниты, перидотиты, габбро	—	—
Всего	931,0	1385	271				

дочных образований ранней стадии развития данной геосинклинальной системы.

В каждой такой структурно-формационной зоне эти интрузии приурочены к нижней части разреза ее геосинклинальных толщ, причем внедрению их повсеместно предшествуют эффузивы кремнисто-спилит-диабазовой формации, являющиеся продуктами подводной вулканической деятельности начальной стадии развития геосинклинали. Эта закономерность отчетливо выявляется при изучении разрезов толщ, вмещающих габбро-перидотитовые комплексы, она наблюдается повсеместно и независимо от возраста интрузий.

Другой характерной особенностью габбро-перидотитовых комплексов является их постоянная связь с крупными глубинными разломами, к которым приурочены также наиболее энергичные проявления подводной вулканической деятельности (спилиты, диабазы, порфириты). Характер расположения интрузий в пределах каждого пояса находится в полном соответствии с поведением системы разломов. Эта закономерность особенно наглядно показана ниже на примере Чу-Балхашского пояса, характер структуры которого целиком определяется Джалаир-Найманской системой разломов. Подобная же связь расположения интрузий и глубинных разломов наблюдается и для остальных габбро-перидотитовых комплексов. Эти факты позволяют заключить, что закономерная пространственная связь габбро-перидотитовых интрузий и глубинных разломов является также и генетической. Поэтому мы имеем все основания и для Центрального Казахстана принять высказанное В. Л. Егояном и В. Е. Хаином (1953) в качестве общей закономерности положение о том, что линейные зоны (пояса) ультраосновных интрузий всегда непосредственно фиксируют положение древних глубинных разломов в фазу их максимального развития. Отсюда не только крупные пояса, но и зоны небольших габбро-перидотитовых интрузий приобретают важное геологическое значение, так как они являются надежными «индикаторами» древних глубинных разломов, особенно в тех случаях, когда последние не подновлялись в более молодые эпохи тектогенеза и потому не проявлялись в верхних структурных этажах.

Имеющиеся данные о геологическом положении габбро-перидотитовых комплексов в различных структурно-формационных зонах Центрального Казахстана совершенно однозначно свидетельствуют о том, что внедрения перидотитовой магмы в каждой зоне происходили в одну из начальных фаз тектогенеза, когда первые наиболее значительные деформации сопровождались глубинными разломами. Последние возникали преимущественно в краевых частях геосинклиналей, примыкавших к областям жестких консолидированных ранее структур. Эти разломы играли решающую роль в появлении и локализации вулканогенных и интрузивных комплексов в начальные стадии развития геосинклиналей.

Стадии максимального прогибания геосинклинального трога сопровождались подводными излияниями лав кремнисто-спилит-диабазовой формации, представляющих собой продукты менее глубинных магматических очагов базальтового состава. Значительные мощности осадочно-вулканогенных комплексов, залегающих в основании разрезов геосинклинальных толщ и вмещающих габбро-перидотитовые интрузии, указывают на то, что эти излияния происходили в течение длительного периода прогибания геосинклинали в условиях высокой проницаемости коры перед внедрением перидотитовой магмы. Эффузивы кремнисто-спилит-диабазовой формации хотя и связываются также с зонами глубинных разломов, но в своем пространственном распространении они не являются так узко линейно локализованными, как следующие за ними интрузии габбро-перидотитовых комплексов. Внедрения перидотитовой магмы, в отличие от излияний основных лав, происходили в срав-

нительно короткий этап развития геосинклинали, когда, вследствие интенсивных тектонических движений во время первой фазы складчатости, разломы проникали на наибольшую глубину и открывали пути для быстрого подъема перидотитовых астенолитов из верхних частей мантии.

Идея о генетической связи интрузий ультрабазитов с глубинными разломами сейчас настолько общепризнана, что она уже почти не подвергается обсуждению или проверке, несмотря на то, что вопрос о критериях глубинности разрывных нарушений все еще остается дискуссионным. Известные гелогические предпосылки (разный характер складчатых деформаций, различие формаций, геохимических фонов и металлогении по обе стороны от разлома, линейное развитие зон метаморфизма, приуроченность к зоне разлома определенных комплексов изверженных пород и пр.) позволяют лишь качественно и весьма ориентировочно судить о глубине проникновения разломов.

Успехи геофизических методов исследования позволили в последние годы выявить критерии количественной оценки глубинности разломов, основанные на существовании особых «разломных» геофизических аномалий, связанных с глубинным строением земной коры.

Первые попытки составления схемы глубинных разломов Казахстана и классификации их по проявлению в различных поверхностях раздела были предприняты казахстанскими геофизиками в 1963 и 1965 гг. (Морозов, Бродовой, Бекжанов и др., 1963; Андреев, Бродовой, Морозов и др., 1965), а анализ пространственного размещения интрузий по геофизическим данным произведен недавно Г. Р. Бекжановым, Ю. А. Колмогоровым и М. В. Куминовой (1965). Используя данные указанных исследователей, мы нанесли (пунктиром) на нашу схему размещения интрузивных комплексов ультраосновных и основных пород (см. рис. 1) установленные геофизическими методами глубинные разломы отразившиеся на поверхности Мохоровичича. Результат получился, на первый взгляд, неожиданным и как будто бы противоречащим всему сказанному выше: только два разлома, фиксируемые в поверхности «М», оказались приблизительно совмещенными с положением габбро-перидотитовых поясов (Тектурмасского, Чу-Балхашского); все же остальные глубинные разломы не только не совпадают с направлением габбро-перидотитовых поясов, но часто и секут их под разными углами. Однако здесь нужно учитывать, что геофизикой фиксируются лишь те разломы, которые отражаются на поверхности Мохоровичича или Конрада в виде ступеней. Поэтому отсюда нельзя делать вывод, что глубинные разломы, контролирующие размещение габбро-перидотитовых интрузий, не затрагивали поверхности верхней мантии или даже «базальтового» слоя. Напротив, нет никаких оснований отрицать, что эти разломы проникали очень глубоко, но они не давали смещений в поверхностях «М» и «К», а потому и не устанавливаются геофизическими методами.

Сами геофизики признают, что «глубинность разлома не всегда характеризует его геологическую значимость. Иногда разломы, проникающие в верхнюю мантию, играют меньшую роль в становлении основных структур региона, чем внутрикоровые нарушения» (Андреев, Бродовой и др., 1965, стр. 14).

К этому можно добавить, что разломы, относящиеся по всем геологическим признакам к категории глубинных и сопровождающиеся поясами интрузий ультраосновных и основных пород, очень часто оказываются практически безамплитудными в глубоких зонах коры и в верхней мантии. Интрузии габбро-перидотитовой формации в Центральном Казахстане проникали в верхние структурные этажи, вероятно, именно по таким глубинным разломам, не дающим смещений в поверхностях разделов «К» и «М».

Что же касается глубинных разломов, отразившихся в виде ступеней (сбросов) на поверхности «М», то, как видно на рис. 1. большинство их даже не фиксируется на поверхности. Предполагается, что северо-восточные направления разрывов мантии в восточной и южной частях Казахстана связаны с аналогичными простираниями байкалид Алтае-Саянской области, а также с новейшими и древними движениями Тянь-Шаня (Андреев, Бродовой и др., 1965). Меридиональные направления разломов на западе Центрального Казахстана отвечают, видимо, проявлению тектонических движений в Уральской геосинклинали.

Таким образом, совокупность всех наблюдений над структурными позициями казахстанских габбро-перидотитовых комплексов позволяет заключить, что их появление на ранних стадиях тектоно-магматического цикла определяется двумя основными факторами:

1) высокой общей проницаемостью коры (и, вероятно, ее небольшой мощностью) непосредственно перед внедрением интрузий, о чем свидетельствует широкое развитие предшествующих им эффузивов диабазо-спилитового состава;

2) наличием глубоко проникающих региональных разломов, с которыми габбро-перидотитовые интрузии постоянно связаны.

Однако эти факторы не являются однозначными и главенствующим из них, видимо, является все же второй. Так, в Казахстанской складчатой области наряду со структурноформационными зонами, где интенсивно проявлен спилит-диабазовый вулканизм и широко развиты габбро-перидотитовые интрузии (Ерементау-Баянаульская, Тектурмасская, Кентерлауская и др.), выделяются эвгеосинклинальные зоны с мощными кремнисто-спилит-диабазовыми комплексами, но совсем или почти без габбро-перидотитовых интрузий (Чингизская зона в каледонидах, Жаман-Сарысуйская зона в Джунгаро-Балхашской системе). Такие зоны характеризуются большой проницаемостью коры для базальтовой магмы, но разломами сравнительно неглубокого заложения. С другой стороны, известны структурно-формационные зоны, в которых слабо проявлена спилит-диабазовая формация (основные эффузивы составляют лишь небольшую часть разреза существенно кремнистых или карбонатно-кремнистых отложений), но где интенсивно развиты габбро-перидотитовые интрузии. Такие зоны характеризуются меньшей общей проницаемостью коры, но крупными и глубокими региональными разломами. Примером их может быть Чу-Балхашская каледонская зона с ащисуйским вулканогенно-осадочным комплексом (Cm_3) (см. ниже), но с крупнейшим в Центральном Казахстане габбро-перидотитовым поясом протяженностью 550 *км* (Михайлов, 1955).

Важное значение второго фактора (т. е. наличия глубинных разломов) можно видеть и на примере некоторых «приразломных» мелких тел ультрабазитов, появляющихся как-будто вне зависимости от общего хода развития складчатой системы (серпентиниты в зоне Джунгарского разлома, ультрабазиты и габбро-диабазы Иртышской зоны смятия, о которых уж упоминалось выше).

Несмотря на то что габбро-перидотитовые комплексы занимают совершенно определенное место в ходе геологического развития каждой складчатой системы, вопрос о возрасте их в Центральном Казахстане до сих пор продолжает оставаться дискуссионным. Основная причина, вызывающая эту дискуссию, заключается в существующей до сего времени неопределенности стратиграфического положения древних толщ, по вопросу о возрасте которых казахстанские геологи пока не могут прийти к единому мнению. Поэтому в отношении и возраста отдельных габбро-перидотитовых комплексов, заключенных в этих толщах, было высказано много различных и нередко противоречивых точек зрения. Некоторые исследователи пытались проводить идею об одновозрастности всех ультрабазитовых интрузий Центрального Казахстана. Так,

Н. Г. Кассин (1941) считал все казахстанские ультрабазиты исключительно каледонскими. И. Ф. Трусова (1948) возраст всех комплексов ультраосновных и основных пород Центрального Казахстана принимала «нижнесилурийским» (докарадокским), за исключением интрузий Кокчетавского и Улутауского районов, для которых она допускает более древний возраст. Р. А. Борукаев (1955) и Г. Ф. Ляпичев (1956) все ультрабазиты в Центральном Казахстане считают позднепротерозойскими или синийскими; А. А. Богданов (1955) приписывает им рифейский возраст.

В последнее время идея об одновозрастности габбро-перидотитовых комплексов Центрального Казахстана утратила свою популярность. Определение исследованиями последних лет достаточно четкого положения этих комплексов в развитии тектоно-магматического цикла, с одной стороны, и установление в Казахстанской складчатой области разновозрастных структурно-формационных зон (даже в пределах одной складчатой системы), с другой стороны, совершенно исключают возможность признания этой идеи и заставляют вопрос о возрасте каждого габбро-перидотитового комплекса решать особо, с учетом его геотектонической обстановки и анализом всех особенностей геологического развития той структурно-формационной зоны, в пределах которой интрузии этого комплекса находятся и магматизм начальных стадий развития которой они представляют.

Анализ материалов по геологии районов распространения ультрабазитовых комплексов в Центральном Казахстане привел нас еще в 1956 г. к выводу о том, что в складчатых зонах этого края имеется несколько возрастных групп ультраосновных интрузий (Михайлов, 1956). Полученные в итоге последующих исследований новые материалы подтвердили справедливость этих выводов и дали дополнительные фактические данные, уточняющие возраст как самих габбро-перидотитовых интрузий, так и вмещающих их вулканогенных и осадочных образований (см. табл. 2).

Определений абсолютного возраста габбро-перидотитовых комплексов Казахстана по существу почти не производилось. Предпринятая Э. К. Герлингом попытка определить аргоновым методом возраст перидотитов из шидерты-экибастузского комплекса (пробы Р. А. Борукаева) не решила спорного вопроса о кембрийском или позднепротерозойском возрасте комплекса (была получена цифра 630±70 млн. лет).

Одной из интересных и важных особенностей геологии казахстанских габбро-перидотитовых комплексов является то, что в составе их, наряду с ультраосновными и основными породами, почти постоянно присутствуют гранитоиды натрового состава. Они образуют в ультраосновных массивах небольшие линзовидные или жилоподобные тела (инъекции), общий объем которых всегда ничтожен по сравнению со всей массой ультраосновных пород данного массива или комплекса. Характерная приуроченность малых интрузивных тел натровых гранитоидов к поясам развития ультраосновных пород в Казахстане впервые была подмечена И. Ф. Трусовой, которая писала следующее: «Все пояса за редким исключением (что, возможно, объясняется малой изученностью этих поясов) характеризуются присутствием мелких штокообразных тел плагиогранитов, альбитизированных кварцевых диоритов и в некоторых случаях щелочных гранитов и сиенитов (Балхашский пояс). Породы этой группы за пределами змеевиковых поясов нигде не встречаются, почему они, несомненно, должны быть отнесены к интрузивному комплексу основных и ультраосновных пород». (Трусова, 1948, стр. 101). До работ И. Ф. Трусовой на эти своеобразные гранитоиды в комплексах ультраосновных пород, как правило, совсем не обращалось внимания. Однако и после исследований И. Ф. Трусовой эти интрузивные образования оставались до самого последнего времени как-то вне вни-

мания геологов, изучавших районы развития ультраосновных пород. Правда, при изучении отдельных районов некоторые исследователи отмечали присутствие пород гранитоидного состава среди ультрабазитов, но они обычно рассматривали их (часто без всяких оснований) как дериваты более молодых крупных гранитных интрузий.

Интерес к малым интрузиям гранитоидов в габбро-перидотитовых поясах Центрального Казахстана возник только после детальных исследований их в Северном Прибалхашье, проведенных в 1951—1955 гг. В. Н. Москалевой (1958, 1959, 1960) и продолженных затем в 1957—1960 гг., когда в связи с ними были выявлены некоторые новые для Казахстана неметаллические полезные ископаемые (Михайлов, 1960, Семенов, 1960). Полученные материалы позволили дать общую характеристику распространения малых интрузий натровых гранитоидов в габбро-перидотитовых комплексах Казахстана и сделать выводы о характере и закономерностях их проявления, что подробно изложено нами в специальной главе работы (Михайлов, 1962, стр. 182—215). Поэтому здесь мы ограничимся лишь общими данными о геологическом положении малых интрузий натровых гранитоидов в габбро-перидотитовых комплексах Центрального Казахстана. Они наблюдаются в трех формах залегания:

1) в виде штокообразных и линзовидных тел*, заключенных в массивах серпентинизированных ультраосновных пород. Размеры таких тел колеблются от нескольких квадратных метров до 1,5—2,0 *км*². Иногда гранитоиды в ультраосновных породах образуют также небольшие жилообразные тела мощностью от 1—2 *м* до 50—100 *м*, вытянутые согласно с общим удлинением вмещающего их серпентинитового массива. Постоянно наблюдается приуроченность этих малых интрузивных тел гранитоидов к тектонически ослабленным зонам внутри ультрабазитовых массивов. Наблюдающиеся резкие интрузивные контакты малых тел гранитоидов с вмещающими их ультраосновными породами и наличие в гранитоидах небольших ксенолитов серпентинитов свидетельствуют о более позднем внедрении их в массивы уже серпентинизированных ультраосновных пород. В тесной ассоциации с этими натровыми гранитоидами в ультраосновных массивах встречаются метасоматические породы (альбититы, альбит-амфиболовые, жадеит-альбитовые, жадеитовые и пр.), в контактах которых с серпентинитами прослеживаются реакционно-метасоматические оторочки (тальковые, хлоритовые, вермикулитовые, амфиболовые). Эти факты указывают на то, что внедрение малых интрузий гранитоидов сопровождалось собственной гидротермальной фазой, вызвавшей как гидротермально-метасоматические преобразования самих гранитоидов, так и контактово-реакционные изменения вмещающих их серпентинитов;

2) в виде линзообразных и неправильной формы тел, приуроченных к контактам серпентинитов или габбро с вмещающими их породами. Особенно характерные примеры этого типа залегания малых интрузий гранитоидов отмечены в Чу-Балхашском поясе (Михайлов, 1962, стр. 186—187);

3) в виде вытянутых согласно простиранию габбро-перидотитового пояса небольших жилообразных или линзообразных интрузивных масс, залегающих целиком во вмещающих толщах, но строго локализованных в пределах полосы (обычно узкой) развития интрузий ультраосновных и основных пород. В этом случае малые интрузии гранитоидов имеют почти такую же форму, как интрузии ультрабазитов, и обычно не поднимаются на более высокие стратиграфические уровни, чем последние.

Характерной особенностью залегания рассматриваемых гранитои-

---

* Как выяснилось в последние годы, иногда бескорневых «каплевидных» тел.

дов является тот факт, что они никогда не встречаются в форме правильных секущих даек с крутыми параллельными стенками, что резко отличает их от ксеногенных даек кислого состава, связанных с более молодыми интрузиями гранитов.

Геолого-петрографическое описание габбро-перидотитовых комплексов

Как видно из рис. 1 и табл. 2, наиболее крупными в Центральном Казахстане габбро-перидотитовыми комплексами, образующими протяженные пояса интрузий являются: чу-балхашский (550 *км*), тектурмасский (220 *км*), шидерты-экибастузский (165 *км*), чулькызыл-тюлькуламский (100 *км*). Остальные комплексы представлены небольшими зонами — цепочками мелких интрузивных тел, приуроченных к системам региональных разломов; исключение из числа их представляют только итмурундинский и шоинтасский комплексы, образующие интенсивно насыщенные телами ультрабазитов и габбро зоны в Северо-Балхашском (Казык-Итмурундинском) антиклинории.

Ниже приводится краткое геолого-петрографическое описание указанных интрузивных комплексов, которые могут считаться наиболее типичными представителями габбро-перидотитовой формации в Центральном Казахстане.

Чу-Балхашский габбро-перидотитовый комплекс

Под названием чу-балхашский габбро-перидотитовый комплекс понимается пояс интрузий ультраосновных и основных пород, протягивающийся на расстоянии около 550 *км* из Юго-Западного Прибалхашья в северную часть пустыни Бетпак-Дала, вдоль водораздела между бассейнами р. Чу и оз. Балхаш. Этот пояс является самым крупным и вместе с тем наиболее типичным представителем габбро-перидотитовой формации в Центральном Казахстане. В составе его насчитывается свыше ста отдельных интрузивных тел ультраосновных и основных пород, а суммарная их площадь составляет 460 *км*^{2}, из которых значительная часть (около 70%) приходится на бесполевошпатовые ультраосновные породы и их разнообразные метаморфические производные. Все массивы комплекса залегают в нижнепалеозойских толщах каледонской Чу-Балхашской структурно-формационной зоны, локализуясь ее юго-западной краевой части, тяготеющей к Джалаир-Найманскому глубинному разлому. Последний образовался на границе двух разнородных в тектоническом отношении структур — Чуйской глыбы и геосинклинального прогиба, существовавшего на месте современного Чу-Балхашского водораздела.

Общий характер структуры Чу-Балхашского пояса находится в полном соответствии с Джалаир-Найманской системой региональных разломов. В центральной части пояса интрузии прослеживаются узкой полосой, где все они строго приурочены к линии главного разлома или заключены в тектонических блоках верхнего кембрия — нижнего ордовика. Северо-западнее Андассайских массивов габбро-перидотитовый пояс, следуя виргации основного разлома, делится на две ветви, из которых одна, отклоняясь немного к западу, протягивается вдоль западной линии разлома, а другая, следуя простиранию северной ветви разлома, выходит к массивам Пстан и Ергенекты в северной части пустыни Бетпак-Дала. В южной части пояс габбро-перидотитовых интрузий также повторяет общую дизъюнктивную тектоническую структуру, испытывая сильную виргацию, причем все интрузивные массивы здесь неизменно приурочены к крупным региональным разломам, отходящим от основного Джалаир-Найманского разлома в северной части Чу-Илийских

гор. Структурные позиции массивов ультраосновных и основных пород, видные на прилагаемой геологической схеме (рис. 2), достаточно хорошо иллюстрируют сказанное.

Вопрос о времени внедрения интрузий Чу-Балхашского пояса остается дискуссионным ввиду отсутствия четкой, фаунистически обоснованной схемы стратиграфии древних толщ Чу-Балхашского водораздела. В настоящее время этот вопрос решается на основании следующих

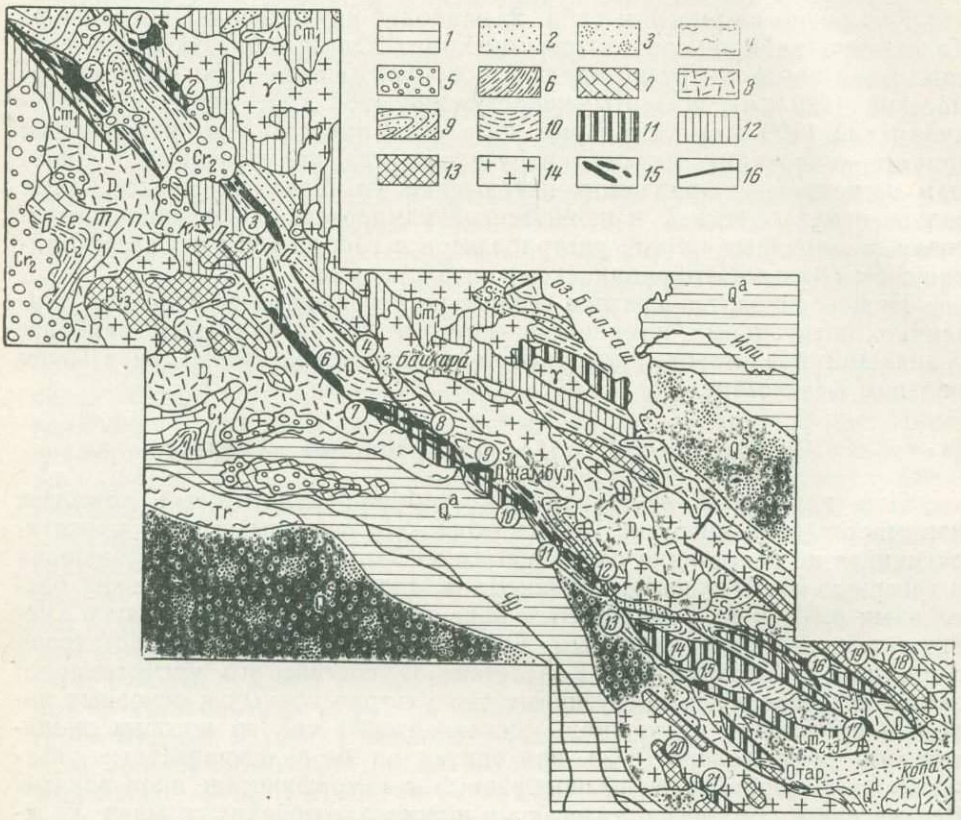


Рис. 2. Схема геологического строения района Чу-Балхашского габбро-перидотитового пояса

1 — аллювиальные отложения рек Чу и Или; *2* — делювиальные и пролювиальные отложения; *3* — пески барханные и грядовые; *4* — третичные отложения; *5* — отложения верхнего мела (конгломераты, глины); *6* — континентальные осадки среднего карбона; *7* — морские осадки нижнего карбона; *8* — отложения девона; *9* — отложения силура; *10* — отложения ордовика; *11* — метаморфические и эффузивно-осадочные породы верхнего кембрия — нижнего ордовика; *12* — кварциты и сланцы верхнего кембрия; *13* — гнейсы и кристаллические сланцы протерозоя; *14* — граниты и граноднориты разного возраста; *15* — ордовикские габбро-перидотитовые интрузии; *16* — тектонические разломы. Цифры в кружках — габбро-перидотитовые массивы: 1 — Пстанский; 2 — Ергенектинские; 3 — Шайтансимесские; 4 — Караунгур; 5 — Кипчакбайский; 6 — Каратальский; 7 — Байгаринский; 8 — Андассайские; 9 — Джамбулский; 10 — Тарланатский; 11 — Массивы гор Майжарылган; 12 — Шиентасские; 13 — Массивы гор Хантау; 14 — Ушкызыл; 15 — Дурбынсай; 16 — Анракайский; 17 — Доланкара; 18 — Сейректас; 19 — Кендыккара; 20 — Сарыбулакский; 21 — Тарылганский

фактических данных: 1) все массивы строго локализованы в ащисуйской кремнисто-спилит-диабазовой толще предположительно верхнего кембрия — нижнего ордовика; 2) контакты ультрабазитов с более молодыми, чем нижний ордовик, породами имеют всегда четко выраженный тектонический характер; 3) галька габбро, пироксенитов и измененных перидотитов была встречена в конгломератах карбона и девона. Поэтому внедрение интрузий Чу-Балхашского пояса можно связывать с одной из ранних фаз каледонского тектогенеза, проявившийся в первой половине ордовика.

Все интрузивные массивы Чу-Балхашского пояса невелики по размерам. Среди них только один Кипчакбайский массив достигает по площади 100 $км^2$. Немногие массивы имеют площадь в несколько десят-

ков квадратных километров; подавляющее же большинство остальных массивов пояса представлено мелкими интрузивными телами, площадь которых измеряется единицами или десятыми долями квадратных километров.

Главными разновидностями форм интрузивных тел ультраосновных и основных пород являются следующие:

1) жилоподобные тела, приуроченные непосредственно к древним тектоническим швам (Каратальский, Байгаринский массивы и некоторые интрузивные тела в горах Ергенекты и Майжарылган);

2) узкие линзообразные пластовые интрузии, приуроченные к антиклинальным складкам в тектонических блоках (массивы Кипчакбайский, Джамбулский, Хантау, Сарыбулакский, некоторые тела Андассайских и Шайтансимесских массивов);

3) сравнительно крупные тела неправильной формы, внедрившиеся вдоль зон разломов и имеющие характер гарполитов (Пстанский массив);

4) небольшие интрузивные тела линзовидных, изометрических или неправильных очертаний, имеющие характер мелких факолитовых интрузий (некоторые тела Ергенектинских, Шайтансимесских, Андассайских, Майжарылганских и других массивов).

Для геологической характеристики интрузий Чу-Балхашского пояса приведем в качестве примера краткое описание наиболее интересных и типичных для данного пояса Андассайских массивов, которые неоднократно привлекали внимание исследователей и геологическому строению которых в разное время давалось различное толкование. Андассайские массивы расположены в центральной части Чу-Балхашского габбро-перидотитового пояса, в тектонической депрессии у подножья гор Чагырлы между Байгаринским массивом на северо-западе и долиной Турлубайсая на юго-востоке. Ультрабазиты и габбро образуют здесь полосу интрузивных тел, протягивающуюся вдоль подножья гор Чагырлы на расстояние 26 *км* при ширине до 3 *км*. На участке известно более десятка отдельных выходов ультраосновных и основных пород, разобщенных вмещающими породами среднего и верхнего кембрия или рыхлыми четвертичными отложениями. Все эти выходы объединяются в два массива: южный — дунит-перидотитовый и северный — габбро-перидотитовый.

Южный дунит-перидотитовый массив представляет собой интрузивное тело почти правильной линзовидной формы, вытянутое в северо-западном направлении под некоторым углом к основному разлому гор Чагырлы (рис. 3). Длина массива 12 *км*, максимальная ширина в средней части до 3 *км*; площадь 21,6 *км*^{2}. Массив залегает целиком в ащисуйской свите $Cm_3 — O_1$, представленной зелеными сланцами, диабазами, порфиритами и яшмо-кварцитами с отдельными прослоями и линзами кристаллических известняков. С восточной стороны массив срезан прямолинейным разломом и приведен в тектонический контакт с породами песчаниковой свиты карадока. Массив имеет характерное полосчатое сложение, обусловленное чередованием полос перидотита, богатого ромбическим пироксеном, т. е. отвечающего составу гарцбургита, и полос дунита, лишенного пироксена. Преобладающими в составе массива являются перидотиты, в которых проходят полосы дунита мощностью от нескольких сантиметров до 1—2 *м*, вытянутые параллельно общему удлинению массива (290—300°). Дуниты и перидотиты не отделяются резкими границами; между ними наблюдаются постепенные переходы. Такое характерное полосатое строение Андассайского южного массива близко напоминает строение некоторых дунит-перидотитовых массивов Полярного Урала (Рай-Из, Пай-Ер и др.), для которых А. Н. Заварицкий (1932) возникновение полосатости объясняет односторонним давлением, действовавшим во время формирования

интрузии и связанными с ним движениями в кристаллизующейся магме. Пироксениты и горнблендиты часто образуют серии параллельных, кулисообразных жил, густо пронизывающих перидотиты. Обилие этих жил в отдельных участках массива и создало, по-видимому, у некоторых исследователей ошибочное впечатление о том, что здесь преимущественно развиты пироксениты. На самом же деле, пироксениты вместе с горнблендитами едва ли составляют 1—2% по отношению ко всей площади массива. Габбро в составе южного Андассайского мас-

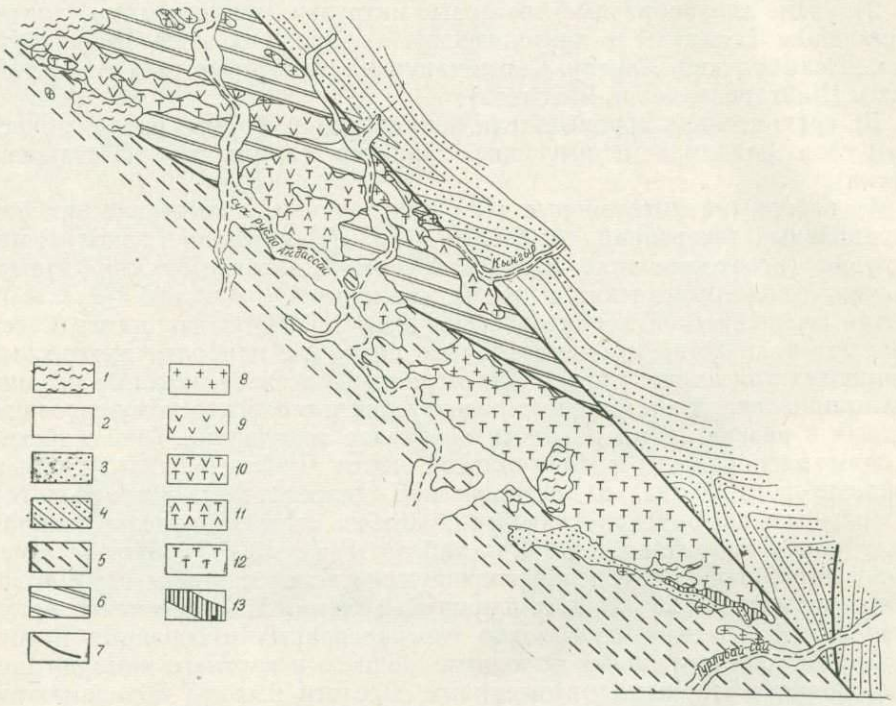


Рис. 3. Схема геологического строения Андассайских массивов

1 — такырно-солончаковые засоленные суглинки; *2* — аллювиально-пролювиальные пески, глины, суглинки; *3* — древнечетвертичные конгломерат-брекчии (верхнегобийские); *4* — песчаники и сланцы карадока; *5* — сланцы, известняки, яшмокварциты (Cm_3—O_1); *6* — порфириты, диабазы, сланцы и кварциты кембрия (Cm_3—O_1); *7* — тектонические разломы; *8* — диориты и плагиограниты; *9* — габбро; *10* — габбро с подчиненными перидотитами; *11* — перидотиты с подчиненным габбро; *12* — дуниты и перидотиты (гарцбургиты); *13* — серпентиниты

сива были встречены лишь в единичных обнажениях вдоль его северного контакта; выходы их настолько незначительны, что они не могут быть отмечены в масштабе схемы (см. рис. 3). В виде мелких изолированных тел, залегающих в порфиритах и кварцитах ащисайской свиты вдоль южного контакта массива, отмечаются диориты и кварцевые диориты. Более крупное тело этих пород, площадью около 1 *км*^{2} находится в северной части массива. По контакту с диоритами наблюдается узкая полоса рассланцованых и оталькованых серпентинитов.

Совсем иной характер имеет северный габбро-перидотитовый массив, расположенный к северо-западу от сая Кынгыр. В отличие от южного дунит-перидотитового массива, он не представляет сплошного монолитного интрузива, а состоит из ряда тел, разобщенных породами ащисайской свиты. Эти интрузивные тела имеют форму неправильных удлиненных в северо-западном направлении линз и характеризуются аналогичным составом слагающих их пород, что и позволило рассматривать их как отдельные выходы на поверхность единой габбро-перидотитовой интрузии.

Интрузивные тела северного Андассайского массива сложены габбро и перидотитами: дуниты здесь совсем отсутствуют. Перидотиты по внешнему облику резко отличаются от перидотитов южного массива. В отличие от бурых с поверхности, слабо серпентинизированных перидотитов последнего, здесь развиты исключительно темно-зеленые, почти черные, сильно серпентинизированные перидотиты, лишенные буроватой корки выветривания. По составу среди них также преобладают гарцбургитовые разности, реже встречаются верлиты и совсем редко лерцолиты. Габбро данного массива, представленные преимущественно меланократовыми роговообманковыми (амфиболизированными) разностями, характеризуются невыдержанностью структур даже на протяжении небольших участков. Мелкокристаллические габбро часто переходят в средне- и крупнокристаллические. Иногда в габбро наблюдается полосатая текстура, обусловленная чередованием меланократовых и лейкократовых полос. Жильная свита северного Андассайского массива также отлична от таковой южного дунит-перидотитового массива. Пироксениты и горнблендиты здесь нигде не отмечались, зато широко развиты жилы и неправильной формы небольшие тела родингитов. В полосе развития интрузивных тел этого массива наблюдаются мелкие выходы диоритов, кварцевых диоритов и плагиогранитов (см. рис. 3).

Вопрос о взаимоотношении бесполевошпатовых ультраосновных пород и габброидов является наиболее сложным вопросом гелогии Чу-Балхашского пояса. Трудность решения этого вопроса состоит в том, что зачастую в одном и том же массиве можно наблюдать совершенно противоположные соотношения между ультрабазитами и габбро. Примером этого может служить северный Андассайский массив, в котором в одних его частях наблюдаются массивы перидотита, как бы прорванные небольшими телами габбро, а в других — поля сплошного развития габбро, интрудированные линзовидными и жилоподобными телами перидотита. Объяснением таких, казалось бы, противоречивых явлений может быть предположение, что в данном случае имела место дифференциация габбро-перидотитовой магмы в самой камере плутона.

Принимая такое объяснение для северного Андассайского массива, а также для некоторых других массивов, где наблюдаются подобные же взаимоотношения между ультрабазитами и габбро, совсем не следует распространять его как основную закономерность формирования всех интрузий пояса. Напротив, ряд таких фактов, как наличие в системе Чу-Балхашского пояса самостоятельных серпентинитовых массивов (Сейректас, Доланкара и др.) и массивов габбро (Ушкызыл, Дурбынсай), или как явления резких интрузивных контактов между перидотитами и габбро, заставляет допустить некоторый перерыв в их внедрении и возможность дифференциации габбро-перидотитовой магмы на глубине, еще в интрузивном очаге.

Характерной особенностью геологии чу-балхашского комплекса, как и большинства других габбро-перидотитовых комплексов Казахстана, является наличие в зоне развития ультраосновных и основных массивов малых интрузивных тел диоритов и плагиогранитов, представляющих сопутствующие ультрабазитам и габброидам небольшие внедрения натровых гранитоидных расплавов.

В комплексе пород, слагающих массивы Чу-Балхашского пояса, могут быть выделены следующие группы: а) ультраосновные бесполевошпатовые породы и продукты их метаморфизма, б) основные породы, генетически связанные с ультрабазитами, в) жильные породы габбро-перидотитовых интрузий, г) гранитоиды малых интрузий.

Главной разновидностью **бесполевошпатовых ультраосновных пород** являются гарцбургиты и происшедшие из них серпентиниты. Другие разности перидотитов, а также дуниты и пироксениты имеют резко под-

чиненное значение. Широко развиты в составе массивов Чу-Балхашского комплекса перекристаллизованные антигоритовые серпентиниты, карбонатизированные серпентиниты, тальково-серпентиновые, тальковые, тальково-карбонатные и кварцево-карбонатные породы (листвениты). Нижеследующая характеристика ультраосновных пород чу-балхашского комплекса дается в порядке их убывающей основности и возрастающей степени метаморфизма.

Дуниты и возникшие из них серпентиниты имеют сравнительно ограниченное распространение, будучи постоянно тесно связанными с гарцбургитами. Макроскопически дуниты обладают массивным сложением и темно-зеленым цветом в свежем изломе. С поверхности они всегда покрыты буроватой коркой выветривания, развивающейся за счет разложения оливина и выделения гидроокислов железа.

Под микроскопом дуниты обнаруживают обычный для них состав: преобладающим первичным минералом является оливин, составляющий почти всю массу породы; хромшпинелид и ромбический пироксен образуют ничтожную примесь, причем последний иногда вообще отсутствует. В серпентинизированных разностях благодаря развитию петельчатой структуры, образованной хризотилом, оливин наблюдается в виде округлых, овальных или неправильных мелких реликтов в петлях хризотиловых шнуров. Оливин дунитов ($2V$ от $+80°$ до $86°$; $Ng - Np = 0{,}034 \pm \pm 0{,}002$) по своему составу близок к форстериту.

Из вторичных минералов постоянно присутствуют серпентин, представленный лизардитовой разновидностью и составляющий от 10 до 80% всей массы породы, и магнетит, отлагающийся в виде тонких жилок в лизардитовых шнурах или наблюдающийся в виде мелко рассеянной вкрапленности; реже встречаются тальк, карбонаты, брусит и иддингсит.

Гарцбургиты и происшедшие из них серпентиниты являются наиболее распространенной разновидностью пород чу-балхашского комплекса. Макроскопически они близки к дунитам, но отличаются от последних тем, что на выветрелой буровато-коричневой поверхности образцов этих пород хорошо видны зерна бастита с золотистым или перламутровым блеском.

Первичными минералами гарцбургитов являются оливин, ромбический пироксен и хромшпинелид. Иногда в качестве незначительной примеси присутствует моноклинный пироксен; с увеличением количества последнего наблюдается переход к лерцолитам. Оливин слагает главную массу породы, составляя от 30—40% до 90% ее объема. Однако в шлифе он наблюдается почти всегда в виде реликтов зерен, сохранившихся от замещения серпентином.

Ромбический пироксен присутствует в количестве от 10% до 60%. Он всегда обнаруживает резкий ксеноморфизм по отношению к оливину. Иногда крупные выделения ромбического пироксена содержат пойкилитовые включения округлых зерен оливина. Оптические константы ромбического пироксена колеблются: $2V$ от $+75°$ до $80°$ cNg от $0°$ до $3—5°$, $Ng - Np = 0{,}009—0{,}012$, что позволяет считать его энстатитом, слабо обогащенным железом. Ромбический пироксен замещается антигоритом с образованием гомоосевой псевдоморфозы (бастита). Большинство гарцбургитов чу-балхашского комплекса бедны ромбическим пироксеном и содержат его обычно от 8—10% до 25%.

Из вторичных минералов наиболее распространенным является серпентин, количественно почти всегда преобладающий над первичными минералами и составляющий от 50 до 100% объема породы. Формы его проявления не отличаются от таковых в аподунитовых серпентинитах, за исключением образования бастита по ромбическому пироксену. Вместе с серпентином в гарцбургитах развиваются и другие

вторичные минералы: брусит, карбонат, хлорит, тальк, актинолит и магнетит. Структура гарцбургитов зависит от количества в них ромбического пироксена и степени их серпентинизации. В слабо серпентинизированных гарцбургитах с небольшим содержанием пироксена преобладают разновидности панидиоморфнозернистой структуры, аналогичные структурам дунитов. С увеличением количества пироксена порода приобретает гипидиоморфнозернистое сложение, иногда с участками пойкилитовой структуры. Структуры сильно серпентинизированных гарцбургитов определяются формами и характером развития серпентина. Наличие баститовых псевдоморфоз определяет «порфировидный» характер структур большинства апогарцбургитовых серпентинитов.

Лерцолиты имеют очень ограниченное распространение; по составу они отличаются от гарцбургитов постоянным присутствием моноклинного пироксена и меньшим содержанием оливина, которое редко поднимается выше 40—50%. Моноклинный пироксен составляет от 30 до 60% объема породы. Оптические константы моноклинного пироксена ($2V=+60°$, $cNg=43°$, $Ng—Np=0{,}028\pm0{,}002$) определяют его как диопсид (диаллаг). Он наблюдается обычно в виде мелких таблитчатых и изометричных зерен, обладающих хорошо выраженной диаллаговой отдельностью. Из вторичных минералов присутствуют серпентин (хризотил, серпофит, антигорит), магнетит, хлорит и роговая обманка, причем два последних минерала развиваются почти исключительно по диаллагу.

Верлиты, подобно лерцолитам, в ультрабазитовых массивах образуют небольшие обособления, но пространственно ассоциируются с габбро, а не с гарцбургитами. Первичными минералами в них являются моноклинный пироксен и оливин; из акцессориев присутствует хромшпинелид. В качестве вторичных образований развиваются серпентин, магнетит и бесцветная роговая обманка, иногда хлорит и карбонат. Моноклинный пироксен — диопсид ($2V=+56°$, $cNg=38—40°$, $Ng—Ng=0{,}029\pm0{,}02$) количественно преобладает над оливином, составляя 60—80% массы породы. Породы с большим содержанием пироксена представляют уже оливиновые пироксениты. Структура верлитов обычно неравномернозернистая, гипидиоморфнозернистая, иногда порфировидная с крупными выделениями зерен пироксена. Наблюдаются также пойкилитовые структуры, обусловленные наличием включения серпентинизированного оливина в кристаллах моноклинного пироксена.

Пироксениты в массивах чу-балхашского комплекса встречаются довольно часто, но главным образом в виде жильных образований среди серпентинитов. Протомагматические пироксениты в строении ультрабазитовых массивов играют ничтожную роль, образуя небольшие обособления по периферии интрузивных тел. Макроскопически пироксениты представляют темно-зеленые почти черные среднекристаллические породы с блестящей поверхностью мозаики хорошо образованных кристаллов пироксена. В шлифе они характеризуются призматически зернистой, панидиоморфной структурой. Главным породообразующим минералом их является моноклинный пироксен — диопсид ($2V=+56°$, $cNg=38°$, $Ng—Np=0{,}025\pm0{,}002$). Иногда наряду с диопсидом в небольшом количестве присутствует гиперстен со слабым плеохроизмом в розоватых тонах и с очень большим отрицательным углом оптических осей. В качестве акцессория часто наблюдается хромшпинелид. Из вторичных минералов присутствуют серпентин, тремолит, роговая обманка, хлорит и рудный минерал. Иногда процессы изменения пироксенитов идут настолько далеко, что они целиком превращаются в хлорито-роговообманковые породы, в которых от первичных минералов сохранились лишь небольшие реликты.

Перекристаллизованные серпентиниты составляют особую группу полностью серпентинизированных ультраосновных пород.

первичная природа которых не может быть установлена из-за интенсивных явлений перекристаллизации, уничтоживших все признаки первичных магматических структур. Такие породы встречены во многих массивах комплекса. Макроскопически они представляют собой массивные, реже сланцеватые породы серовато-зеленого, голубовато-зеленого или зеленовато-черного цвета. Нередко в них наблюдается пятнистость, обусловленная неравномерным распределением вторичного магнетита, выделившегося при серпентинизации. Под микроскопом они характеризуются исключительно антигоритовым составом и перекрещенно-листоватой, мелколистоватой или пламеневидной структурами. В массе антигорита наблюдается иногда брусит в виде пластинок с хорошо выраженными параллельными гранями и прямым погасанием. С бруситом часто ассоциируется светло-зеленый хлорит с аномальными индигово-синими цветами интерференции. В незначительном количестве в этих перекристаллизованных антигоритовых серпентинитах встречаются также тальк, карбонаты, метаморфизованный хромшпинелид, магнетит (присутствует постоянно) и гидроокислы железа. Особенно часто в этих породах наблюдается повышенное содержание магнетита и его неравномерное распределение, что связано, по-видимому, с интенсивной миграцией магнетита в процессе перекристаллизации серпентинитов, как это было отмечено для Урала П. М. Татариновым (1940). С увеличением содержания карбоната эти антигоритовые серпентиниты переходят в карбонатизированные серпентиниты и серпентино-карбонатные породы.

Тальково-серпентиновые, серпентино-хлорито-тальковые и тальковые породы в массивах чу-балхашского комплекса не имеют большого распространения. Эта группа пород имеет тесную связь с апоперидотитовыми и перекристаллизованными серпентинитами, с которыми устанавливаются их постепенные переходы. Тальково-серпентиновые породы отличаются от обычных серпентинитов присутствием того или иного количества талька, образующего скопления мелких чешуек и листочков, замещающих серпентин. Иногда вместе с тальком отмечается небольшое количество карбоната и хлорита. Постоянно присутствует вторичный магнетит.

Серпентин-хлорит-тальковые породы от предыдущих пород отличаются меньшим количеством серпентина и наличием хлорита, который здесь играет нередко существенную роль (20—30%). Наиболее редкой разновидностью пород этой группы являются тальковые породы, встреченные только в массиве Сейректас. Это плотные массивные породы светлого серовато-зеленого цвета, просвечивающие в краях, жирные на ощупь. Под микроскопом можно видеть, что это почти мономинеральные породы, образованные сплошной мелколистоватой высокодвупреломляющей массой талька, среди которой кое-где наблюдаются реликты серпентина, редкие чешуйки хлорита и единичные зерна карбоната.

Тальково-карбонатные и кварцево-карбонатные породы, представляющие продукты различных стадий карбонатизации серпентинитов, широко распространены в массивах чу-балхашского комплекса. Все они, как и породы предшествующей группы, имеют постепенные переходы между собой, а также с нормальными или перекристаллизованными серпентинитами. В порядке последовательности изменения серпентинитов здесь могут быть выделены: карбонатизированные серпентиниты, серпентино-карбонатные, тальково-серпентин-карбонатные, тальково-карбонатные и кварцево-карбонатные породы. Все эти породы в серпентинитовых массивах тесно ассоциируются друг с другом, отличаясь в основном количественными соотношениями слагающих их минералов, а также формами развития последних и обусловленными этим структурами.

Наиболее распространенной разновидностью пород рассматриваемой группы являются кварцево-карбонатные породы (лиственитты), обычно встречающиеся в виде полос вдоль контактов серпентинитовых массивов или слагающих небольшие самостоятельные тела линзовидной формы внутри них. Макроскопически это существенно карбонатные породы желтовато-бурого, реже серого цвета с вкрапленностью рудного минерала, очень близко напоминающие обохренные известняки. Под микроскопом в этих породах, состоящих существенно из карбоната (брейнерита, реже доломита или кальцита) и кварца, уже почти не наблюдается реликтов минералов серпентинитов, за исключением метаморфизованных зерен хромшпинелида, иногда окруженных мелкими листочками фуксита. Количественные взаимоотношения карбоната и кварца довольно резко меняются, но содержание последнего редко поднимается выше 25—30%. Сравнительно редко в этих породах в виде второстепенной примеси встречаются тальк и хлорит. Кварцево-карбонатные породы (лиственитты) являются продуктами конечной стадии карбонатизации серпентинитов.

К группе **основных пород**, слагающих массивы чу-балхашского комплекса, относятся различные типы габброидов, среди которых выделяются следующие разновидности: 1) оливиновые габбро, 2) нормальные габбро, 3) метаморфизованные габбро и 4) габбро-диориты.

Оливиновые габбро по сравнению с другими разновидностями габброидов имеют наименьшее распространение. Макроскопически они характеризуются крупнокристаллическим сложением и темно-зеленой, пятнистой окраской. Главными минералами их являются моноклинный пироксен, основной плагиоклаз и оливин. Весьма характерным акцессорным минералом оливиновых габбро является зеленая шпинель — плеонаст, ассоциирующаяся всегда с оливином и магнетитом.

Нормальные габбро имеют облик массивных, иногда полосчатых зеленовато-серых пород крупно- и среднекристаллического сложения. Во всех случаях наблюдаются вариации в зернистости с постепенными переходами. Довольно часто встречаются атакситовые разности, в которых неправильно чередуются участки, различные как по составу, так и по кристалличности. Структура этих пород габбровая или габбро-офитовая, реже пойкилоофитовая. Главными минералами их являются основной плагиоклаз и моноклинный пироксен. Второстепенные минералы представлены апатитом, сфеном и титаномагнетитом. Вторичные минералы всегда присутствуют в большом количестве; к ним относятся: роговая обманка, актинолит, цоизит, эпидот, хлорит, гранат (гроссуляр), пренит, скаполит, альбит, серицит, лейкоксен, магнетит и гидроокислы железа. Наиболее сохранившимся минералом в этих породах является моноклинный пироксен, образующий крупные призматические кристаллы и ксеноморфные выделения. По оптическим константам ($2V=+50°$, $cNg=43°$, $Ng'-Np'=0{,}029$) установлено, что моноклинный пироксен является диопсидом. Плагиоклаз в габбро образует столбчатые кристаллы, идиоморфные по отношению к пироксену. Количество плагиоклаза и пироксена примерно одинаковое. Плагиоклаз почти всегда нацело разложен и замещен вторичными продуктами, чаще всего соссюритом, реже пренитом или скаполитом.

Метаморфизованные габбро являются наиболее распространенной разновидностью рассматриваемой группы пород. Они совершенно лишены реликтов первичных магматических минералов. Не всегда ясно в них устанавливается и первичная габбровая структура, реликты которой в шлифе различимы только при одном николе. Гидротермальные изменения габброидных пород выражаются в процессах соссюритизации, пренитизации, гранатизации, альбитизации, амфиболизации и хлоритизации их первичных составных частей. В зависимости

от относительной степени интенсивности того или иного процесса образуются различные разновидности метаморфизованного габбро: пренитизированные, гранатизированные и амфиболизированные. С последними тесно связаны габбро-амфиболиты, отличающиеся своей ясно выраженной полосатой структурой, иногда приближающейся к гнейсовидной.

Габбро-диориты встречаются совместно с габбро, но развиты они незначительно. По минеральному составу эти породы близки к роговообманковым габбро, и между ними трудно провести резкую границу. Цветной компонент в габбро-диоритах представлен сине-зеленой роговой обманкой, часто замещающейся хлоритом. В единичных зернах наблюдается моноклинный пироксен с оптическими константами, соответствующими диопсиду. Количество плагиоклаза (лабрадор-андезина) в габбро-диоритах составляет 60—75%, что также отличает их от нормального габбро, где цветной компонент, как правило, несколько преобладает над полевошпатовой частью породы. Плагиоклаз в большинстве случаев альбитизирован и замещен вторичными образованиями, чаще всего агрегатом скаполита, в массе которого выделяются таблитчатые зерна цоизита. Нередко плагиоклаз подвергается обычному процессу соссюритизации. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, ильменитом и магнетитом. Структура этих пород габбро-офитовая, характеризующаяся резким идиоморфизмом плагиоклаза. Комагматические жильные породы встречены почти во всех массивах комплекса, но в распространении их не наблюдается какой-либо закономерности. Можно лишь отметить, что наибольшее развитие эти породы имеют в массивах, сложенных ультраосновными породами; в существенно габбровых массивах отмечается меньшее количество жильных пород.

Вебстериты являются наиболее часто встречающейся разновидностью жильных пироксенитов. Главными минералами их являются моноклинный пироксен — диаллаг ($2V=+60°$, $cNg=41°$, $Ng—Np=0{,}027\pm0{,}002$), ромбический пироксен — гиперстен ($Ng—Np=0{,}015$, погасание прямое, плеохроизм Ng — бледно-зеленый, Nm — желтовато-розовый, Np — светло-розовый) и оливин. Количественные соотношения первых двух минералов сильно варьируют, но почти всегда моноклинный пироксен преобладает. Содержание оливина в породе обычно не поднимается выше 8—10%. В качестве вторичных минералов присутствуют серпентин (антигорит, хризотил, бастит), хлорит, тремолит, роговая обманка и магнетит.

Диаллагиты — почти мономинеральные породы, состоящие из моноклинного пироксена — диаллага ($cNg=45°$, $Ng—Np=0{,}027$), в призматических зернах которого наблюдаются округлые включения мелколистоватого антигорита, представляющие собой, по-видимому, серпентинизированные зерна оливина. Диаллаг в этих породах, так же как и в вебстеритах, подвергается интенсивной амфиболизации и хлоритизации.

Горнблендиты имеют меньшее распространение, чем пироксениты. Макроскопически это темно-зеленые, почти черные средне- и крупнозернистые роговообманковые породы. Структура их среднекристаллическая, панидиоморфнозернистая, образованная призматическими кристаллами роговой обманки. Роговая обманка обладает резким плеохроизмом: Ng — голубовато-зеленый, Nm — желтовато-зеленый, Np — почти бесцветный. Угол погасания $cNp=18°$; угол оптических осей большой, отрицательный. На стыке зерен роговой обманки и по многочисленным трещинкам в них развивается мелкочешуйчатый хлорит с аномальными цветами интерференции. Часто наблюдается развитие вторичного бесцветного амфибола — тремолита, замещающего зерна зеленой роговой обманки с периферии.

Пироксениты и горнблендиты встречаются главным образом в виде тонких жилок, мощность которых не превышает нескольких сантиметров, только жилы горнблендита отличаются иногда большей мощностью (0,3—0,5 *м*). По форме своего проявления жильные пироксениты и горнблендиты напоминают подобные же образования перидотитового массива Рай-Из (Северный Урал), происхождение которых А. Н. Заварицкий (1934) рассматривал как результат реакции между веществом вмещающей жилы породы и некоторым магматическим раствором.

Другим весьма распространенным типом жильных пород является группа родингитов — нацело метаморфизованных жильных образований, включающих большое число петрографических разновидностей, в составе которых преобладают пироксен и гранат в самых различных сочетаниях с такими типичными постериорными минералами, как хлорит, серпентин, везувиан, амфибол, эпидот, тальк, пренит и карбонат. По внешнему виду эти породы довольно однообразны и сходны между собой. Большинство их характеризуется массивной текстурой со слабо выраженной зернистостью и светлым голубовато-зеленым и голубовато-серым цветом. Лишь редкие их разности отличаются крупной кристаллличностью и состоят из бесцветного граната (гроссуляра) и гигантских (несколько сантиметров) кристаллов пироксена. В некоторых случаях наблюдается полосчатая текстура, характеризующаяся тонкими выклинивающимися полосками пироксена и более мощными (до 4—5 *см*) полосами голубовато-серого граната. Все разновидности этих пород имеют большой удельный вес. При микроскопическом исследовании среди них выделяется целый ряд разновидностей, различающихся по своему минеральному составу: гранат-пироксеновые, гранат-везувиан-пироксеновые, везувиан-гранатовые, хлорит-серпентин-гранатовые, везувиан-гранат-хлоритовые и пр. Эти гидротермально-измененные жильные породы аналогичны по своему характеру родингитам, широко развитым в других габбро-перидотитовых комплексах Центрального Казахстана, Средней Азии, Урала, Алтае-Саянской области и Кавказа, где их рассматривают как продукты гидротермального метасоматоза жильных пироксенитов и пород из группы габбро-диабазов.

С ультраосновными и основными интрузиями чу-балхашского комплекса, как уже отмечалось, локально (парагенетически) связаны **малые интрузии** гранитоидов, встречающиеся почти на всем протяжении пояса. Эти гранитоиды, представленные диоритами, кварцевыми диоритами и плагиогранитами, слагают обычно небольшие жилоподобные тела среди габбро и серпентинитов, а также встречаются в виде отдельных неправильной формы тел в краевых частях ультрабазитовых массивов или же во вмещающих породах в небольшом удалении от контаков с ультрабазитами и габбро.

Диориты и кварцевые диориты макроскопически характеризуются среднекристаллической текстурой; в шлифе структура их гипидиоморфнозернистая. Иногда встречаются порфировидные разности. Нередко наблюдаются явления катаклаза, сопровождающиеся образованием многочисленных жилок кварца. Главными минералами их являются плагиоклаз и роговая обманка; в кварцевых диоритах присутствует также кварц в количестве не более 10—15%. Плагиоклаз (андезин или олигоклаз-андезин) образует широкотаблитчатые кристаллы, всегда отличающиеся резким идиоморфизмом по отношению к роговой обманке. Плагиоклаз замещается серицитом и карбонатом, реже — соссюритовым агрегатом. Роговая обманка, присутствующая в количестве не более 15—25%, образует длиннопризматические выделения темно-зеленого цвета. Она обладает плеохроизмом: *Ng* — темно-зеленый, *Nm* — желтовато-зеленый, *Np* — светло-зеленый. Роговая обманка замещается хлорит-пеннином с характерными аномальными

цветами интерференции. Зерна кварца, небольшие по величине, характеризуются резким ксеноморфизмом по отношению к другим минералам. Акцессорные минералы диоритов и кварцевых диоритов представлены сфеном, апатитом и рудным минералом.

Плагиограниты микроскопически представляют собой среднекристаллические породы светло-серого или почти белого цвета; в них часто проявлен катаклаз, наблюдающийся макроскопически. Структура плагиогранитов в шлифе гипидиоморфнозернистая, иногда порфировидная. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз и кварц.

Плагиоклаз, состава олигоклаза или андезин-олигоклаза, образует крупные призматически-таблитчатые кристаллы с четкими двойниковыми полосками. Он всегда в той или иной степени замещен тонкочешуйчатым агрегатом серицита с примесью мелких зерен эпидота. Иногда кристаллы плагиоклаза прорастают игольчатыми образованиями актинолита, образующего пучковатые и радиальнолучистые скопления. Кварц, составляющий 30—40% породы, наблюдается в форме мелких неправильных зерен с зазубренными краями и располагается между кристаллами плагиоклаза. В небольшом количестве (1—10%) в плагиогранитах присутствует биотит в виде отдельных, часто изогнутых пластинок. Иногда вместо биотита наблюдается крупночешуйчатый мусковит. Из акцессорных минералов отмечены только апатит и сфен. Явления катаклаза в плагиогранитах проявляются в раздроблении составных частей породы, в результате чего крупные кристаллы плагиоклаза и кварца как бы цементируются мелкими зернами тех же минералов, иногда же в породе наблюдаются полосы и участки, где минералы сильно раздроблены. Вдоль таких раздробленных зон наблюдаются жилки вторичного кварца, эпидота, альбита и карбоната.

Ультрабазиты Чу-Балхашского пояса подвергнуты интенсивным гипергенным изменениям, которые приводят к возникновению на них новообразований древней коры выветривания, резко отличных по минеральному составу от исходных пород. Древняя кора выветривания имеет наибольшее распространение в северной части пояса, главным образом на Пстанском и Кипчаккбайском массивах, где она покрывает около 90% современной поверхности этих интрузивов. Южнее, на массивах центральной части пояса, кора выветривания в значительной степени размыта и сохранились отдельными небольшими участками. В южной части пояса никаких признаков древней коры выветривания не наблюдалось. Суммарная площадь, занятая продуктами древней коры выветривания на ультрабазитах, составляет примерно 38% всей поверхности обнажения ультраосновных и основных пород Чу-Балхашского пояса, что в абсолютных цифрах составляет около 170 $км^2$. Строение древней коры выветривания* на ультраосновных породах Чу-Балхашского пояса имеет много сходных черт с корой выветривания на уральских ультрабазитах. Здесь так же, как и на Урале, выделяются три типа древней коры выветривания: а) площадный, б) трещинный и в) смешанный.

С массивами чу-балхашского габбро-перидотитового комплекса связан целый ряд проявлений полезных ископаемых. К ним относятся: 1) находки платиноидов и алмазов в современных и олигоценовых рыхлых отложениях в центральной части пояса (промышленной концентрации алмазов и платиноидов не установлено); 2) хромитовая минерализация в виде сплошных и вкрапленных руд хромистого железняка (Пстанский и Кипчакбайский массивы); 3) концентрации гидросиликатного никеля в нонтронитовых горизонтах древней коры

* Подробная характеристика древней коры выветривания на ультрабазитах Чу-Балхашского пояса изложена в отдельной статье Н. П. Михайлова (1956[1]).

выветривания (Пстанский, Кипчакбайский, Шайтансимесский и Каратальский массивы); 4) проявления минерализации асбеста, наиболее значительными из которых являются хризотил-асбестовые проявления на северном склоне гор. Джамбул, в урочище Тарланат и в северо-западной части гор Майжарылган, и участки амфибол-асбестовой минерализации в массивах Анракай, Шиентас, Майжарылган и Тарланат; 5) проявления минерализации талька и талькового камня в виде мономинеральных стеатитов и тальково-карбонатных пород, известных только на юго-востоке пояса.

Тектурмасский габбро-перидотитовый комплекс

Тектурмасский габбро-перидотитовый комплекс включает интрузии ультраосновных и основных пород, образующие субширотный пояс, протягивающийся южнее г. Караганды на расстояние около 220 *км* от гор Аркалык (на западе) через горы Сарытау, Тектурмас, Кенеспай, Уртынджал, Норчекен и Конуржал до сопок Сарыкульболды (на востоке). Этот пояс расположен в осевой части Аркалык-Тектурмасского антиклинория, ограниченного с севера и с юга двумя крупными зонами смятия: Спасской и Успенской. На всем протяжении пояса вмещающими ультрабазиты и габбро являются фаунистически немые эффузивно-осадочные отложения, представленные порфиритами, диабазами, спилитами, яшмами и яшмокварцитами. Эти отложения были выделены здесь А. А. Богдановым (1939) под названием уртынджальского комплекса, который он подразделил на две свиты: нижнюю — карамурунскую, представленную авгит-роговообманковыми и плагиоклазовыми порфиритами, диабазами и спилитами с отдельными прослоями яшмокварцитов, реже известняков и внутриформационных конгломератов, и верхнюю — тектурмасскую, нацело состоящую из яшм и кварцитов.

В отношении возраста уртынджальского комплекса у казахстанских геологов до сих пор нет единого мнения. А. А. Богданов (1939) вначале датировал его нижним и средним ордовиком. Позднее он высказал мнение, что этот комплекс по своему стратиграфическому положению может отвечать «... только самым верхам докембрия, соответствуя рифейской группе Урала и Русской платформы...» (Богданов и др., 1955, стр. 144). Р. А. Борукаев (1955) уртынджальский комплекс, равно как и все толщи, включающие ультрабазиты, относил к верхнему протерозою. Л. И. Боровиков (1955) в результате сопоставлений разрезов Тектурмасского антиклинория с разрезами нижнего кембрия других районов Центрального Казахстана пришел к выводу, что возраст уртынджальского комплекса следует считать нижнекембрийским. В последнее время на основании находок остатков радиолярий и сопоставления разрезов отложения Аркалык-Тектурмасского антиклинория с фаунистически охарактеризованными толщами аналогичного состава и стратиграфического положения в Атасуйском районе возраст уртынджальского комплекса большинством казахстанских геологов считается ранне-среднеордовикским.

Породы уртынджальского комплекса несогласно перекрываются силурийскими отложениями, в базальных конгломератах которых к западу от гор Сарытау были встречены гальки габбро и габбро-диабазов. Эти отложения слагают южное и западное крылья Аркалык-Тектурмасского антиклинория. Последний со всех сторон окаймляется эффузивами девона, часть которых в последнее время, в связи с находкой флоры, относится к среднему карбону. Среднекарбоновые эффузивы на участке между горами Аир и Норчекен непосредственно перекрывают полосу пород уртынджальского комплекса, как бы разъединяя ее на две части: западную и восточную. На западе Аркалык-Тектурмасский антиклинорий, как это показано А. А. Богдановым (1955), сливается с Атасуйским антиклинорием, образуя в зоне своего сопряже-

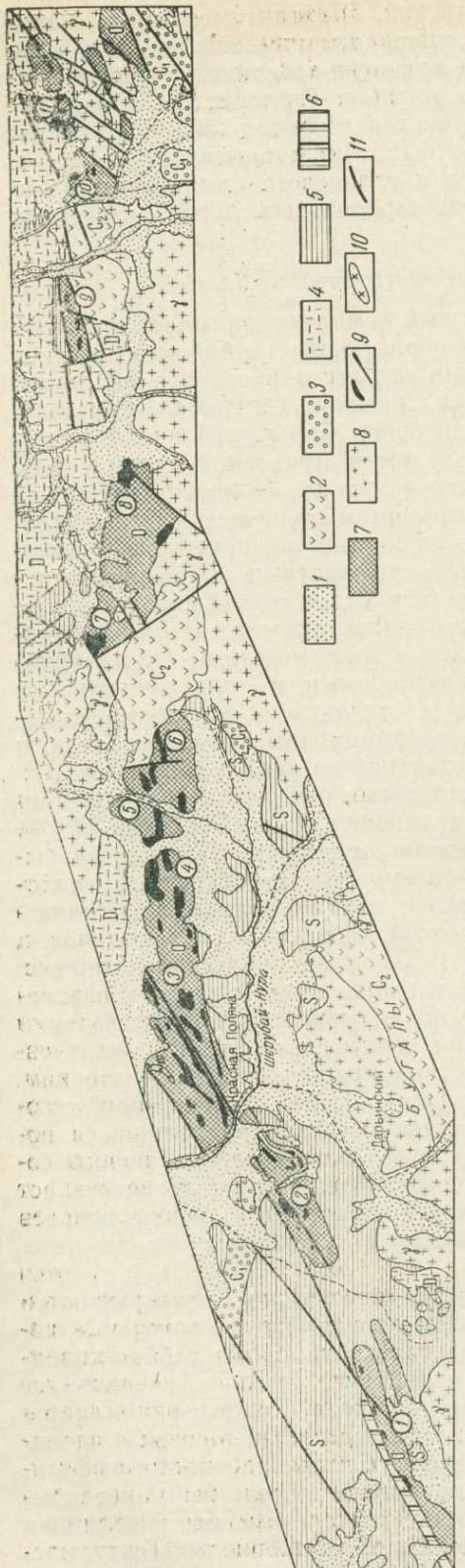


Рис. 4. Схема геологического строения Тектурмасского габро-перидотитового пояса

1 — кайнозойские отложения; *2* — эффузивы среднего карбона; *3* — осадочные породы нижнего карбона; *4* — отложения девона; *5* — отложения силура; *6* — отложения ордовика; *7* — уртынджальский комплекс (ордовик?); *8* — герцинские гранитоиды; *9* — габбро-перидотитовые интрузии; *10* — малые интрузии гранитоидов, сопровождающие ультрабазиты; *11* — разломы. Цифры в кружках — габбро-перидотитовые массивы: 1 — Аркалыкские; 2 — Сарытауские; 3 — массивы гор Тектурмас; 4 — Кенеспайские; 5 — Уртынджальские; 6 — Аирские; 7 — Энтаканские; 8 — Норчекенские; 9 — Конуржальские; 10 — Нуринские; 11 — Сарыкульболы

ния сложный складчатый узел. На востоке этот антиклинорий протягивается до верховий р. Нуры, за которой он оказывается нацело уничтоженным крупными интрузиями герцинских гранитов и перекрытым покровами девонских эффузивов.

Массивы ультраосновных пород прослеживаются в виде прерывистой полосы почти на всем протяжении Аркалык-Тектурмасского антиклинория (рис. 4). Ультраосновные породы обнажаются, как правило, в пониженных участках рельефа полосы развития эффузивно-осадочных пород уртынджальского комплекса. В составе Тектурмасского пояса известно свыше 50 выходов ультраосновных и основных пород общей площадью около 120 $км^2$. Ультраосновные и основные породы в пределах этого пояса слагают отдельные, разобщенные породами кровли интрузивные тела неправильной или линзовидной формы. Особенно густая насыщенность яшмо-порфиритовой толщи такими телами наблюдается в центральной части пояса, в районе гор Тектурмас, что позволяет предположить наличие здесь одной большой силлообразной интрузии, обнажающейся на поверхности в виде разобщенных выходов. Наиболее крупные массивы серпентинитов развиты преимущественно в восточной части пояса, в горах Кенеспай и Уртынджал. Массивы меньших размеров, также почти целиком сложенные серпентинитами, имеются в

горах Аркалык, Норчекен, Конуржал и Сарыкуль-Болды. Габбро и габбро-амфиболиты пользуются наиболее широким распространением в центральной части пояса, главным образом в горах Сарытау и Тектурмас. Габбро-диабазы слагают многочисленные жилообразные тела среди серпентинитов в южной части гор Тектурмас и в горах Кенеспай и Қызылгой.

Детальное изучение характера взаимоотношений ультраосновных пород и окружающих эффузивов показывает, что в большинстве случаев контакты массивов тектонические, прямолинейные. Ультраосновные породы в непосредственном контакте с эффузивами обычно рассланцованы и брекчированы; в некоторых зонах контакта отмечалась особенно интенсивная брекчированность, приводящая к возникновению своеобразных псевдоконгломератовидных текстур в серпентинитах (Тортаульская долина), где округлые и дисковидные обломки массивного серпентинита заключены в тонко развальцованной серпентинитовой же массе. Подобного типа явления, как будет показано ниже, широко развиты в серпентинитах улутауского перидотит-пироксенитового комплекса. Однако в ряде случаев наблюдались и интрузивные взаимоотношения ультраосновных пород с вмещающими основными эффузивами (миндалекаменными спилитами, диабазовыми порфиритами), которые в зоне контакта шириной от 1 *м* и более подвергаются интенсивной амфиболизации и последующей гранатизации. Амфиболизация как более высокотемпературный процесс предшествовала серпентинизации, а серпентизирующие гидротермы вызывали последующую гранатизацию амфиболизированных эффузивов, часто превращенных в настоящие черные амфиболиты с гнейсовидной текстурой.

Подобного же характера амфиболиты встречаются и внутри серпентинитовых массивов в виде «ксенолитов» (останцов кровли). Природа таких амфиболитов недостаточно ясна. Учитывая возможную конвергенцию этих образований, можно допустить три решения вопроса генезиса амфиболитов: 1) амфиболиты представляют собой участки кровли метаморфизованных вмещающих эффузивов (в пользу чего свидетельствует сходство их с апоэффузивными амфиболитами приконтактовых зон); 2) амфиболиты представляют собой древние метаморфические породы, вынесенные ультрабазитовой магмой из глубины (за это говорят два факта: а) отсутствие амфиболитов среди вмещающих толщ вне связи с габбро-перидотитовыми массивами; б) ориентировка директивных структур (полосчатости) в амфиболитах, почти перпендикулярная направлению простирания вмещающих толщ и вытянутости серпентинитовых массивов); 3) амфиболиты — продукты сильного метаморфизма габбро и габбро-диабазов, т. е. интрузивных и жильных членов габбро-перидотитового комплекса (в пользу чего может свидетельствовать наличие переходных разновидностей между настоящими амфиболитами с нематогранобластовыми структурами и габбро-амфиболитами, сохранившими реликты первичных структур габбро и габбро-диабазов).

С вопросом о генезисе амфиболитов тесно связан вопрос и о строении и составе интрузивных массивов тектурмасского комплекса, по которому также не было единого мнения. Детальные исследования, проведенные авторами в ряде участков Тектурмасского пояса, показали, что роль габброидных пород в составе массивов этого пояса местами явно преувеличивалась. Серпентинитовые массивы в некоторых участках буквально переполнены жильными телами габбро-диабазов, которые, будучи устойчивыми к выветриванию, создают характерный грядовый или мелкобугристый рельеф; в понижениях последнего слабо обнажаются серпентиниты, иногда только в виде элювиальных высыпок, что не всегда фиксировалось при съемке, и такие участки массивов на геологических картах показывались как поля сплошного

развития габброидов. В других случаях полями габбро показывались участки развития амфиболитов, первичная природа которых, как было показано выше, не всегда может быть достоверно установлена. Отсюда возникли представления о том, что габбровые породы в массивах тектурмасского комплекса распространены значительно шире, чем в других габбро-перидотитовых комплексах Центрального Казахстана..

В восточной части Тектурмасского пояса на ультрабазитах сохранились образования древней коры выветривания, представленные бирбиритами, охрами, выщелоченными и нонтронитизированными серпентинитами.

Тектурмасский габбро-перидотитовый комплекс по составу входящих в него ультраосновных и основных пород и их петрографическим особенностям является полным аналогом остальных габбро-перидотитовых комплексов Центрального Казахстана. В количественном отношении в составе массивов комплекса преобладают различные серпентиниты, среди которых наиболее распространены апогарцбургитовые хризотиловые (лизардитовые) разности с петельчатой структурой и с наличием баститовых псевдоморфоз. Характерно, что количество последних в текстурмасских серпентинитах практически не бывает меньше 25—30%, составляя в среднем 40—60%, что, с одной стороны, отличает апогарцбургитовые серпентиниты Тектурмаса от серпентинитов чу-балхашского комплекса и Северного Прибалхашья, а с другой — сближает их с апогарцбургитовыми серпентинитами Шидерты-Экибастузского пояса (см. ниже). Менее серпентинизированные разновидности ультрабазитов почти всегда оказываются лерцолитами, в которых моноклинный пироксен — диаллаг ($2V=+60°$, $Ng—Np=0{,}020—0{,}025$, $cNg=38°—42°$) сохраняется в относительно свежем виде. Количественно серпентинизированные лерцолиты значительно уступают апогарцбургитовым серпентинитам.

В массивах восточной части Тектурмасского пояса широко развиты перекристаллизованные антигоритовые серпентиниты, обнаруживающие под микроскопом тонкоигольчатую перекрещенно-листоватую или пламеневидную структуру, образованную почти исключительно антигоритом. С апоперидотитовыми серпентинитами они связаны постепенными переходами, причем в отдельных шлифах ясно видно, как петельчатый хризотил (лизардит) замещается игольчатым антигоритом (пикролитом). При замещении баститовых псевдоморфоз игольчатые кристаллы ориентированы параллельно спайности, а промежутки между ними заполнены мелколистоватым антигоритом, ориентированным перпендикулярно к спайности. В полностью перекристаллизованных серпентинитах, состоящих исключительно из антигорита, никаких признаков реликтовых структур не наблюдается, а поэтому не представляется возможным установить состав исходных пород.

Среди перекристаллизованных антигоритовых серпентинитов массива Энтакан были встречены очень своеобразные плотные темно-серые разности серпентинитов, содержащие большое количество турмалина — минерала, чрезвычайно редко встречающегося в ультраосновных породах. Турмалин наблюдается в виде мелких длинностолбчатых кристаллов черного цвета, сильно вытянутых вдоль вертикальной оси, что, согласно В. Н. Лодочникову (1947, § 373), является признаком большого содержания в минерале магния и железа. Часто такие кристаллы образуют радиальнолучистые сростки («турмалиновые солнца») диаметром до 10—12 *мм*. Под микроскопом устанавливается, что эти серпентиниты состоят из тонкоигольчатой массы антигорита, интенсивно импрегнированной магнетитом. Турмалин на фоне этой антигоритовой массы наблюдается в виде призматически удлиненных кристаллов сине-зеленого цвета, плеохроирующих до светлого желтовато-зеленого цвета с характерной схемой абсорбции. Он одноосный, отрицательный,

имеет отрицательное удлинение. Двупреломление $Nm'—Np'=0{,}022$. Так же как и основная серпентиновая масса, кристаллы турмалина переполнены мелкими включениями магнетита. Количество турмалина в породе составляет 15—20%.

В приконтактовых зонах массивов развиты сланцеватые серпентиниты, состоящие из листоватого антигорита, реже — волокнистого хризотила, ориентированного в одном направлении. Петельчатая структура является здесь реликтовой, местами она совсем уничтожена процессами перекристаллизации и рассланцевания. Во всех разновидностях серпентинитов постоянно присутствует серпентинизационный магнетит в обычных формах проявления. Часто встречается хромшпинелид, обычно метаморфизованный. В отдельных образцах серпентинитов развиты маломощные, часто волосовидные прожилки хризотил-асбеста. Особенно многочисленны они в сланцеватых разностях серпентинитов, где толщина их достигает 2—3 мм. В центральных частях таких жилок хризотил-асбеста часто наблюдаются тонкие цепочки (просечки) магнетита.

Пироксениты встречаются сравнительно редко в виде небольших обособлений среди перидотитовых массивов. Представлены они главным образом диаллагитами; в единичных случаях были констатированы вебстериты. В пироксенитах обычно резко проявлен катаклаз; кристаллы пироксена сдавлены, изогнуты по спайности, раздроблены вдоль трещин. Из вторичных продуктов в пироксенитах постоянно присутствуют светло-зеленый актинолит ($2V=—80°$, $cNg=16$, $Ng'—Np'=0{,}022$) и бесцветный тремолит, обрастающие кристаллы пироксена с периферии. Процесс замещения пироксена тремолитом сопровождается выделением мелких зерен магнетита.

В комплексе метаморфизованных ультраосновных пород Тектурмасского пояса встречаются также серпентин-хлоритовые, серпентин-карбонатные, тальково-карбонатные породы и лиственит. Но в отличие от других ультрабазитовых поясов Казахстана эти породы развиты здесь очень незначительно. Они встречаются главным образом в приконтактовых зонах некоторых серпентинитовых тел в горах Тектурмас.

В группе основных пород Тектурмасского пояса выделяется нормальные габбро и габбро-амфиболиты. Габбро-диабазы, встречающиеся исключительно в виде жил или мелких интрузивных тел в серпентинитовых массивах и появляющиеся в связи с более поздним этапом магматического процесса, рассматриваются в группе жильных пород.

Нормальные габбро макроскопически представляют собой зеленовато-серые породы со средне- или мелкозернистой, иногда порфировидной текстурой. Они состоят из соссюритизированного и пренитизированного основного плагиоклаза и амфиболизированного моноклинного пироксена. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном и титаномагнетитом. Зерна плагиоклаза обладают обычно зональным строением: центральные части их отвечают лабрадору, периферические — андезину. Из вторичных продуктов по плагиоклазу чаще всего развиваются пренит и соссюрит.

Габбро-амфиболиты развиты преимущественно в северной и северо-восточной частях гор Тектурмас, а также в массивах гор Аркалык и Норчекен. Под микроскопом габбро-амфиболиты отличаются от габбро главным образом по структурным признакам. Им свойственна полосчатая кристаллобластовая, иногда нематогранобластовая структура. Плагиоклаз в габбро-амфиболитах часто альбитизирован, а позднее серицитизирован и пелитизирован. Лишь в отдельных случаях он сохраняет свой первичный состав, обычно отвечающий лабрадору. Встречаются также габбро-амфиболиты с пренитизированным плагиоклазом. Вторичный альбит в некоторых разностях образует большие, округлые, несколько вытянутые по сланцеватости зерна. В других слу-

чаях на месте первичного основного плагиоклаза образуется агрегат мелких зерен альбита.

В качестве цветного компонента габбро-амфиболиты содержат роговую обманку, обычно темно-зеленую ($cNg=14°$; $Ng—Np=0{,}014$). Моноклинный пироксен наблюдается очень редко и то лишь в виде небольших реликтов среди амфибола. Из других вторичных цветных минералов в том или ином количестве почти постоянно присутствуют актинолит, хлорит и эпидот. Акцессорные минералы, как и в габбро, представлены сфеном, апатитом и титаномагнетитом.

Среди комагматических жильных пород тектурмасского габбро-перидотитового комплекса развиты пироксениты, габбро-диабазы, микрогаббро и габбро-порфириты, плагиоклаз-роговообманковые породы, и разнообразные родингиты, представляющие собой продукты гидромермального метаморфизма жильных пород типа габбро-диабазов и микрогаббро. Все эти породы образуют жилы небольшой мощности или малые интрузивные тела среди серпентинитов и реже среди габбро.

Пироксениты в виде жилообразных тел небольшой мощности были встречены среди серпентинитов многих массивов Тектурмасского пояса, но особенно широко они развиты в юго-западной части гор Сарытау, где они представлены своеобразными светло-зелеными крупнокристаллическими диаллагитами. Под микроскопом эти породы обнаруживают пандиоморфную структуру и почти мономинеральный состав. Они состоят из одного моноклинного пироксена (диаллага) ($2V=+55°$ $Ng—Np=0{,}028$ $cNg=40°$) и небольшого количества магнетита. Изредка в крупных кристаллах диаллага заключены мелкие округлые зерна оливина, обычно целиком замещенного хризотилом.

Габбро-диабазы — темно-серые тонкозернистые породы, макроскопически аналогичные габбро и отличающиеся от последних лишь резко выраженной офитовой (диабазовой) структурой. Сохраняющийся в них иногда плагиоклаз обладает зональным строением и представлен лабрадором в центральной части зерен. В большинстве случаев он альбитизирован и замещен пренитом, соссюритом и хлоритом. Пироксен представлен диаллагом: $2V=+47°$, $cNg=39°$, $Ng—Np=0{,}030$. По пироксену развивается роговая обманка ($2V=-66°$, $cNg=17°$, $Ng—Np=0{,}024$) и хлорит-пеннин, среди которых в беспорядке распределены игольчатые кристаллы актинолита. Для габбро-диабазов Тектурмасского пояса, так же как и для всех других разновидностей габброидов, чрезвычайно характерны процессы пренитизации плагиоклаза. Последний нацело замещен агрегатом розеток и пластинок пренита с характерным волнистым или паркетовидным угасанием.

Микрогаббро и габбро-порфириты — темно-зеленые плотные, иногда порфировидные породы, рассеченные сетью тонких прожилков кальцита и пренита. Эти породы были встречены в юго-западной части гор Тектурмас и в составе массива Кенеспай, где они образуют небольшие неправильные тела как среди серпентинитов, так и среди габбро. От последних они хорошо отличаются макроскопически благодаря своему афанитовому сложению и более темной окраске. Во всех разновидностях этих пород плагиоклаз обычно альбитизирован и представлен альбит-олигоклазом (№ 8—10), реже альбитом (№ 4—6). Из других вторичных материалов по плагиоклазу развиваются эпидот, цоизит, серицит, кальцит, актинолит и хлорит. Особенно характерно здесь широкое развитие процессов замещения вкрапленников плагиоклаза скоплениями игольчатых кристаллов актинолита, причем при наложении явлений катаклаза трудно бывает установить, по какому минералу развивается актинолит. Иногда плагиоклазы распадаются на агрегат мелких зерен вторичного альбита, выполняющих промежутки между игольчатыми кристаллами актинолита. Цветной компонент в

этих породах представлен исключительно роговой обманкой желто-зеленого цвета с углом угасания $cNg=17°$. Наряду с вторичными амфиболами развивается хлорит. Часто порода сечется тонкими жилками пренита, эпидота или карбоната. Акцессорные минералы представлены сфеном и магнетитом, образующими мелкие идиоморфные кристаллы, а иногда и крупные ксеноморфные выделения.

Родингиты пользуются широким распространением в массивах Тектурмасского пояса; особенно обильны жилы и мелкие штокообразные тела их в серпентинитовых массивах восточной части гор Тектурмас. Макроскопически это плотные зеленовато-серые или желтовато-серые породы, иногда пятнистые с большим удельным весом. Главными минералами в них являются гранат и пироксен. Гранат образует псевдоморфозы по идиоморфным кристаллам плагиоклаза, а также замещает частично пироксен. Кроме граната по пироксену развивается хлорит и вторичная роговая обманка. В некоторых породах, где первичные компоненты нацело замещены, вместо пироксена присутствует хлорит. Но и в этих случаях часто можно видеть без анализатора реликты структуры габбро-диабазов. Обычно наблюдаются две разновидности граната: 1) агрегатные скопления буроватых мало индивидуализированных зерен, почти не действующих на поляризованный свет; 2) более крупные идиморфные слабо анизотропные зерна, в которых местами видна аномальная интерференционная окраска по сегментам октаэдра. Часто в гранатовых породах присутствуют также везувиан, эпидот, цоизит, соссюрит. В акцессорных количествах встречаются апатит и магнетит.

Плагиоклаз-роговообманковые жильные породы наряду с габбро-диабазами и микрогаббро довольно часто встречаются в виде мелких неправильных тел среди серпентинитов Тектурмасского пояса. Макроскопически они почти не отличаются от микрогаббро и габбро-порфиритов. В шлифе они характеризуются отсутствием признаков диабазовых структур и состоят из бледно-зеленой роговой обманки и плагиоклаза среднего или основного состава. Иногда в них наблюдаются порфировидные структуры, причем в фенокристаллах отмечается только роговая обманка. Из акцессориев постоянно присутствуют сфен, апатит и магнетит.

Как и в других интрузивных комплексах рассматриваемой формации Центрального Казахстана, габбро-перидотитовые массивы в Тектурмасском поясе сопровождаются малыми интрузиями кварцевых диоритов, плагиоклазитов и плагиогранитов. Эти породы в полосе развития ультрабазитов и габбро слагают небольшие, обычно согласные интрузивные тела, приуроченные или непосредственно к самим ультраосновным и основным массивам или же к вмещающим последние эффузивно-осадочным породам уртынджальского комплекса. Наиболее крупные массивы плагиогранитов находятся в районе сопки Кузек, на северо-востоке Тектурмасских гор, и в горах Сарытау, где площадь их достигает 1—2 $км^2$. Мелкие штокообразные тела гранитоидов отмечены так же в массивах Аир и Энтакан. Во всех случаях с плагиогранитами, являющимися преобладающей разновидностью гранитоидов, тесно связаны кварцевые диориты и плагиоаплиты.

Плагиограниты представляют собой среднезернистые лейкократовые породы с ясно различимыми призматическими выделениями амфибола на общем светлом фоне кварц-полевошпатовой массы. Эти породы состоят из кислого плагиоклаза (№ 6—12) и кварца (20—40%). Характерным является полное отсутствие в них калиевого полевого шпата. Другой очень характерной особенностью тектурмасских плагиогранитов является широкое развитие гранофировых структур, обусловленных микрографическими прорастаниями плагиоклаза и кварца. Иногда наблюдается радиальнолучистое строение, где вростки кварца

веерообразно расходятся от мелкого идиоморфного зерна плагиоклаза. Из вторичных продуктов по плагиоклазу чаще всего развивается эпидот, реже — серицит и хлорит. Цветной компонент в плагиогранитах представлен роговой обманкой, которая в большинстве случаев почти нацело замещена хлоритом и эпидотом. Изредка наблюдается небольшое количество биотита, почти всегда также хлоритизированного. Из группы акцессорных минералов здесь отмечены сфен, апатит, рутил и рудный минерал.

Под микроскопом в плагиогранитах хорошо заметны явления катаклаза, проявляются трещины дробления, вдоль которых развиваются эпидот, хлорит, кальцит и кварц.

Кварцевые диориты макроскопически отличаются от плагиогранитов своей серой окраской и большим содержанием цветного компонента. В шлифе они обладают гипидиоморфнозернистой структурой и состоят из идиоморфных кристаллов плагиоклаза и роговой обманки, сцементированных кварцем, количество которого не поднимается выше 15—20%. Плагиоклаз представлен более основной разностью (№ 20—25), однако и здесь он часто замещен альбитом. По плагиоклазу развивается соссюрит или серицит. Цветной компонент кварцевых диоритов представлен той же разновидностью роговой обманки, что и в плагиогранитах, но количество ее достигает здесь нередко 25—30%. Акцессорные минералы: сфен, апатит, рудный минерал.

Плагиоаплиты отличаются от кварцевых диоритов малым количеством роговой обманки, которая иногда отсутствует, а также незначительным содержанием кварца (меньше 10%)). Плагиоклаз в них представлен олигоклазом, реже альбитом, еще реже андезином (№ 30—35). Из вторичных минералов присутствуют серицит, эпидот, хлорит и гидроокислы железа. Характерно постоянное наличие тех же акцессориев: сфена и апатита; рудный минерал наблюдается лишь в виде мелкой рассеянной сыпи.

Плагиоклазиты были встречены в виде очень небольших штокообразных тел среди серпентинитов массивов Аир и Энтакан. Макроскопически это белые мелко- и равномернозернистые породы аплитовидного облика. Под микроскопом они обладают равномернозернистой панидиоморфной структурой и состоят исключительно из кислого плагиоклаза (№ 12—15). Кварц и цветной минерал в них совершенно отсутствуют.

На многих массивах Тектурмасского габбро-перидотитового пояса отмечаются участки древней коры выветривания, которая особенно хорошо сохранилась на массивах Кенеспай, Уртынджал, Энтакан, Аир и Сарыкульболды, где с ней связаны гипергенные рудопроявления гидросиликатного никеля и аморфного магнезита. Из эндогенных полезных ископаемых с ультраосновными породами Тектурмасского пояса связаны единичные хромитовые рудопроявления, не представляющие практической ценности ввиду своих малых масштабов, и минерализация хризотил-асбеста, встречающаяся в тектурмасских серпентинитах довольно часто, но пока нигде не установленная в промышленных концентрациях и масштабах.

Шидерты-Экибастузский габбро-перидотитовый комплекс

В шидерты-экибастузский габбро-перидотитовый комплекс объединяются интрузии ультраосновных и основных пород, образующие вытянутый в северо-восточном направлении пояс, связанный с системой региональных разломов в Майкаин-Экибастузском антиклинории на северо-востоке Центрального Казахстана (см. рис. 1). Этот пояс по своей протяженности (165 *км*) и площади, занимаемой ультраоснов-

ными и основными породами (163 *км*²) принадлежит к числу наиболее крупных габбро-перидотитовых поясов Центрального Казахстана.

Основной особенностью геологического развития этого района Казахстана является то, что геосинклинальный режим здесь существовал только в рифее и в раннем палеозое, когда накапливались огромной мощности толщи эффузивных и осадочных пород и в отдельные фазы салаирского и таконского тектогенеза происходило внедрение разнообразных интрузий преимущественно основного и ультраосновного состава. Значительно слабее здесь проявился гранитоидный магматизм после главной складчатости (так называемой ангренсорской), которая произошла на границе ордовика и силура.

На основании детально разработанной стратиграфии Р. А. Борукаев (1955, 1960) выделил в геологическом развитии Северо-Востока Казахстана три самостоятельные геосинклинальные цикла: позднепротерозойский, салаирский и раннекаледонский. Каждый из этих циклов начинался заложением геосинклинальных прогибов, которые к концу развития превращались в складчатые сооружения. В этих циклах, по мнению Р. А. Борукаева, имеется много общего; разница же между ними заключается в интенсивности тектонических и магматических процессов, убывающих от позднего протерозоя к ордовику (Борукаев, Ляпичев, 1964). В последнее время стратиграфическая схема Р. А. Борукаева претерпела существенные уточнения, особенно в части повышения возраста акдымской и еременгауской серий, считавшихся ранее допалеозойскими. Соответственно этому сейчас более распространено представление о том, что геосинклинальное развитие этой части Центрального Казахстана протекало в течение одного каледонского тектономагматического цикла, охватывающего весь ранний и частично средний палеозой.

До последнего времени ультраосновные и основные интрузии на северо-востоке Центрального Казахстана расчленялись только по петрографическому признаку и по возрасту; в результате этого на изданных геологических картах оказались объединенными генетически различные магматические образования. На основании изучения ультраосновных и основных пород этой части Казахстана в 1963 г. авторами здесь, кроме шидерты-экибастузского габбро-перидотитового комплекса, были выделены коржункольский дунит-пироксенит-габбровый и олентинский перидотит-пироксенитовый комплексы, характеристика которых приводится при описании соответствующих формаций. В составе шидерты-экибастузского габбро-перидотитового комплекса сейчас известно 16 интрузивных массивов площадью от 0,6—1,0 *км*² до 62 *км*². Все массивы характеризуются сравнительно простым и однообразным составом: они сложены различными серпентинитами (преимущественно апогарцбургитовыми), в которых залегают небольшие штокообразные или жилообразные тела пироксенитов, перидотитов, габбро, родингитов и натровых гранитоидов. Широко развита древняя кора выветривания на серпентинитах.

Ввиду в общем однообразного характера массивов этого комплекса мы ниже приведем краткую геолого-петрографическую характеристику только наиболее крупных массивов.

Толпакская группа массивов находится в юго-западной части Шидерты-Экибастузского пояса и включает три массива, расположенные на южных, восточных и северных склонах гор Толпак (рис. 5). Наиболее крупный из них — Южный Толпакский массив вытянут в широтном направлении на 6 *км* при наибольшей ширине в центральной части около 2 *км*. Центральный Толпакский массив протягивается вдоль восточного склона гор Толпак на 3 *км*; видимая мощность его в северной части не превышает 0,5—0,6 *км*. На севере и востоке Центральный массив перекрыт рыхлыми отложениями долины р. Куртуозек. Возмож-

но, он протягивается под рыхлыми отложениями далее на север-северо-запад, где после перерыва (около 3,5 *км*) снова появляются выходы ультраосновных пород, относящиеся нами уже к Северному Толпакскому массиву. Последний представлен четырьмя отдельными выходами серпентинитов, прослеживающимися на протяжении 5 *км* вдоль северной окраины безымянной гряды сопок (см. рис. 5).

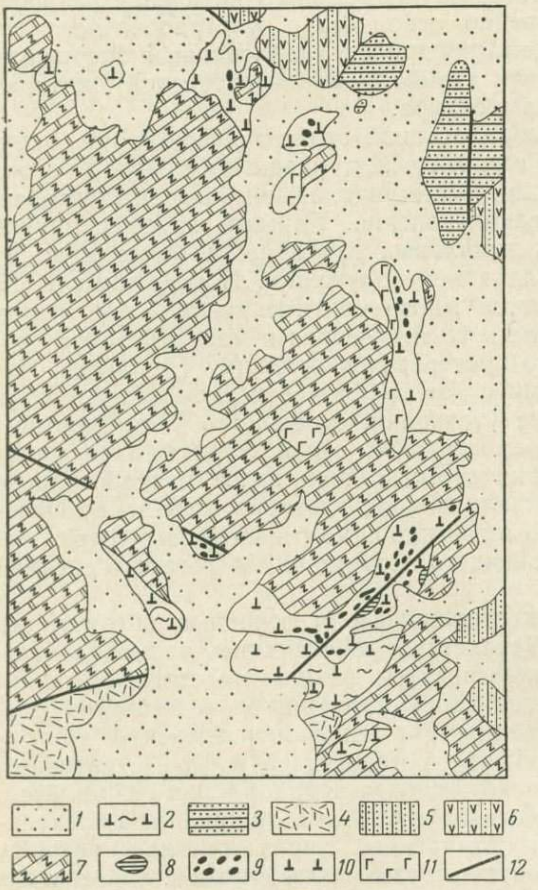


Рис. 5. Схематическая геологическая карта Толпакских массивов

1 — кайнозойские отложения; *2* — мезозойская кора выветривания на ультраосновных породах; *3* — песчаники, алевролиты, известняки среднего-верхнего девона; *4* — кислые эффузивы кайдаульской свиты нижнего-среднего девона; *5* — песчаники альпеисской свиты нижнего силура; *6* — основные эффузивы, песчаники и известняки жарсорской свиты верхнего ордовика; *7* — диабазовые порфириты, туфы, туфоконгломераты и кремнистые сланцы ерементауской свиты; *8* — лиственитты; *9* — мелкие тела габброидов и гранатовых пород; *10* — апогарцбургитовые серпентиниты; *11* — гипабиссальные интрузии габбро-диабазов; *12* — разломы

Если рассматривать все Толпакские массивы как выходы единого интрузивного тела, то по форме последнее будет приближаться к полукольцевой интрузии протяженностью около 20 *км*. Такое не совсем обычное для альпинотипных интрузий полукольцевое дугообразное расположение Толпакских массивов можно объяснить либо тем, что они представляют собой части крупного факолита, залегающего согласно с вмещающими породами, либо тем, что эти массивы являются приразломными дайкообразными телами, связанными с системой пересекающихся разрывных нарушений. Для однозначного решения вопроса необходима детальная расшифровка тектоники вмещающей толщи. Толпакские массивы приурочены к блоку древних пород, сложенному мощной толщей диабазовых порфиритов, туфов основного состава, кремнистых сланцев и кварцитов, относящихся Р. А. Борукаевым к ерементауской серии. Кроме ультраосновных пород, эта толща прорвана небольшими гипабиссальными телами габбро-диабазов. В южной части района древние породы перекрыты нижнесилурийскими красноцветными песчаниками и кислыми эффузивами кайдаульской свиты девона, а на севере они отделены разломом от осадочно-эффузивной жарсорской свиты верхнего ордовика.

Все массивы сложены исключительно серпентинитами, в которых нет реликтов минералов первичных пород. Под микроскопом в серпентинитах устанавливается петельчатая структура (рис. 6), образованная пересекающимися шнурами хризотила (лизардита), внутри петель которых часто наблюдаются тонкозернистые скопления антигорита и серпофита. Во всех просмотренных шлифах отмечаются в количестве от

20 до 40% крупные (1—5 *мм*) одновременно угасающие пластинки бастита, обусловливающие «порфировидное» строение породы. Кроме отмеченных минералов характерно присутствие тонких прожилков и сыпи серпентинизационного магнетита и крупных (до 3 *мм*) слабо просвечивающих зерен хромшпинелида. Судя по реликтовым структурам и минеральному составу, можно предполагать, что большая часть серпентинитов Толпакских массивов произошла за счет гарцбургитов с довольно высоким содержанием ромбического пироксена.

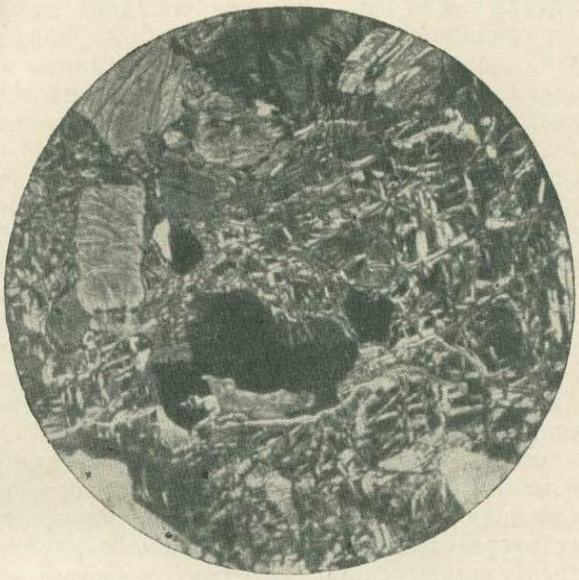


Рис. 6. Апогарцбургитовый серпентинит петельчатой структуры. Видны образования бастита и крупное зерно хромшпинелида (черное). Толпакский массив. Николи +, увел. 20

В серпентинитах сравнительно часто встречаются мелкие тела габбро длиной от 2—3 *м* до 40—50 *м*, при мощности от 0,5 *м* до 3—5 *м*. Чаще всего они имеют жилообразную форму, однако встречаются и штоки, достигающие 10—20 *м* в поперечнике. Габбро представлены средне- и крупнозернистыми разностями; реже встречаются габбро-диабазы. Под микроскопом устанавливается, что породы интенсивно изменены постмагматическими процессами и первичные минералы в них встречаются исключительно редко. Моноклинный пироксен полностью замещен уралитовой роговой обманкой, которая в свою очередь частично хлоритизирована; плагиоклаз соссюритизирован, пренитизирован или гранатизирован. В небольшом количестве в породе встречаются мелкие кристаллы апатита и рудного минерала, замещенного лейкоксеном. В отдельных случаях процесс гранатизации имеет главное значение, в результате чего образуются пироксен-гранатовые, хлорит-гранатовые и хлорит-роговообманково-гранатовые породы (родингиты). Особенно интересны среди родингитов пегматоидные диопсид-гроссуляровые породы, состоящие из крупных (до 7—8 *мм*) изометрических кристаллов диопсида, погруженных в тонкозернистую массу гроссуляра, аномально поляризующего в тускло-серых тонах при скрещенных николях. Такие породы образовались, видимо, при метаморфизме габбро-пегматитов.

В северной части Южного Толпакского массива двумя небольшими грядами обнажаются буровато-серые лиственитьі, сложенные тонкозернистым, буроватым в проходящем свете карбонатом (до 85%), вероятно брейнеритом, среди которого отмечаются небольшие участки

серпентина и редкие зерна замещенного магнетитом хромшпинелида, а также скопления мелких зерен кварца, составляющего не более 2—3% породы. Ультраосновные породы Южного Толпакского массива участками перекрыты древней корой выветривания, которая распространена на площади около 3 *км*^{2}.

Массив Караулчеку расположен в 15 *км* к востоку от массивов Толпакской группы. Он вытянут в широтном направлении на 8 *км*, при наибольшей ширине в центральной части около 2,5 *км*; общая его площадь составляет 15 *км*^{2}. Массив залегает в эффузивах еременталской серии, среди которых отмечены эпидотизированные диабазовые порфириты, спилиты и миндалекаменные микродиабазы. Южнее массива эффузивная толща, содержащая прослои туфов и линзы яшм, сменяется преимущественно кварцитовой толщей, состоящей из зеленых, серых и розовых кварцитов, среди которых прослои эффузивов встречаются сравнительно редко.

Преимущественным распространением в составе массива пользуются серпентиниты, которые, как и в Толпакских массивах, представлены апогарцбургитовыми разностями петельчатой структуры, содержащими псевдоморфозы бастита (до 35%) и крупные зерна хромшпинелида (до 5%). В нескольких шлифах отмечены реликты бесцветного ромбического пироксена — энстатита. В серпентинитах центральной части массива довольно часто встречаются небольшие выходы плотных черно-зеленых перидотитов с типичной шаровой отдельностью. Они представлены преимущественно верлитами. Однако среди них отмечаются разности, близкие к лерцолитам, с небольшим (до 10%) содержанием ромбического пироксена и оливиновые вебстериты, в составе которых моноклинный пироксен резко преобладает над оливином. Перидотиты, как правило, слабо серпентинизированы; отмечается замещение краевых частей кристаллов моноклинного пироксена уралитом. Эти породы представляют собой, вероятно, жильные образования, на что указывают и их структуры, имеющие чаще всего порфировидный или пойкилитовый характер, а также полное отсутствие в них хромшпинелидов и постепенных переходов к вмещающим апогарцбургитовым серпентинитам.

В восточной части массива в серпентинитах наблюдаются многочисленные очень мелкие (от 2 до 5—10 *м*) тела измененных микрогаббро и микродиоритов. Вмещающие серпентиниты вблизи контактов этих тел приобретают характерную черную окраску и иногда содержат очень тонкие жилки желтоватого хризотил-асбеста. Под микроскопом в микрогаббро устанавливается габбро-диабазовая или диабазовая структура; они состоят из плагиоклаза, уралитовой роговой обманки и небольшого количества ильменита. Отмечаются редкие зерна апатита и сфена. Породы сильно изменены вторичными процессами: плагиоклаз гранатизирован и альбитизирован, а роговая обманка замещена хлоритом. Дальнейшее изменение приводит к образованию существенно новых автометасоматических альбит-гранат-хлоритовых и гранат-хлоритовых пород (родингитов), полностью утративших структуры первичных микрогаббро. Кроме верлитов и габброидов, которые относятся к комагматической жильной свите, ультраосновные породы массива Караулчеку прорваны дайками и небольшими штокообразными телами гранит-порфиров, видимо, ксеногенного происхождения, содержащих наряду с олигоклазом калиевый полевой шпат.

В центральной части массива Караулчеку, вдоль его северного контакта прослеживается полоса асбестоносных серпентинитов, шириной около 1 *км* и протяженностью до 2,5 *км*, в которой часто наблюдаются простые и сложные отороченные жилы хризотил-асбеста с длиной волокна от 0,5 до 3 *мм*, а также участки мелкопрожила.

Адильбек-Ангренсорский массив (рис. 7) расположен в централь-

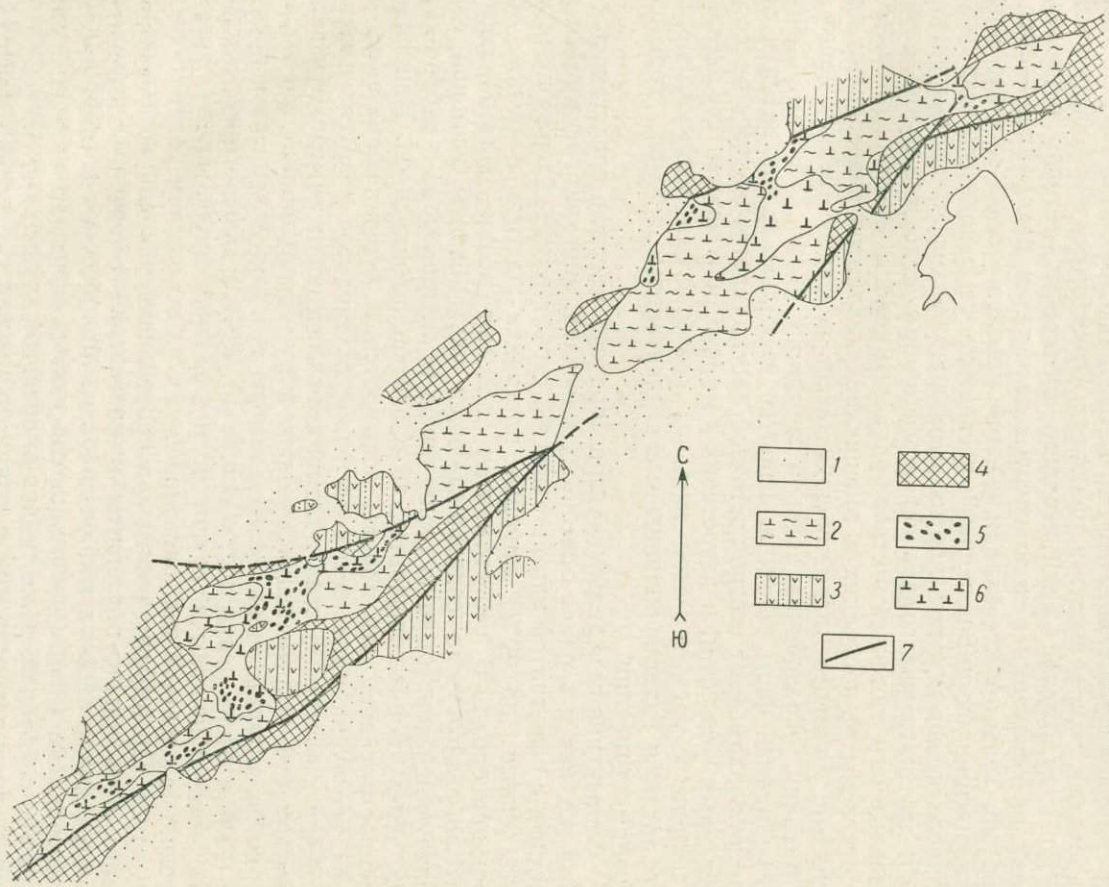


Рис. 7. Схематическая геологическая карта Адильбек Ангренсорского ультрабазитового массива

1 — кайнозойские отложения; *2* — мезозойская кора выветривания на ультраосновных породах; *3* — эффузивно-осадочная толща ордовика (бельсуйская, ангренсорская и жарсорская свиты); *4* — кварциты, яшмокварциты и сланцы акдымской серии; *5* — микрогаббро, диорит-порфириты и плагиогранит-порфиры комагматической жильной свиты ультрабазитов; *6* — апогарцбургитовые серпентиниты; *7* — разломы

ной части Шидерты-Экибастузского пояса и является самым крупным ультрабазитовым массивом всего Северо-Востока Центрального Казахстана. Он протягивается в северо-восточном направлении на 38 *км* от гор Жиланды и Адильбек на юго-западе до оз. Ангренсор на северо-востоке. Ширина полосы, занимаемой ультраосновными породами, колеблется в пределах 0,5—2 *км*, достигая в районе горы Кансала-Адыр 3,5—4 *км*. Ранее Д. С. Коржинским (1932) и И. Ф. Трусовой (1948) этот массив объединялся с расположенными северо-восточнее Кураминскими и Кудайкольскими массивами в единую Кутинебакпасскую интрузию, а Р. А. Борукаев (1955) рассматривал отдельно Адильбекский и Ангренсорский массивы, считая их самостоятельными интрузивными телами.

По форме Адильбек-Ангренсорский массив представляет собой крупную пластообразную интрузию, внедрившуюся вдоль системы разломов и залегающую согласно с простиранием вмещающих толщ. На всем протяжении массив имеет выдержанное северо-восточное простирание (азимут 50°) и только на юго-западе в районе горы Адильбек наблюдается небольшой изгиб, связанный, вероятно, с флексурообразной складкой вмещающей толщи. Последняя сложена преимущественно кварцитами и кремнистыми сланцами, относимыми Р. А. Борукаевым (1956) к акдымской серии верхнего протерозоя, которая в последнее время на основании находок фауны датируется как ранний — средний кембрий. Только в юго-западной части массива ультраосновные породы и кварцитовая толща перекрыты песчаниками и основными эффузивами верхнего ордовика, слагающими небольшую брахисинклинальную складку. В других случаях ордовикские эффузивно-осадочные толщи, широко развитые юго-восточнее и северо-западнее полосы ультрабазитов, обычно отделены от последних и вмещающих кварцитов разрывными нарушениями. Адильбек-Ангренсорский массив перекрыт древней корой выветривания, образования которой занимают около 75% его площади. Юго-западная часть массива, вероятно несколько приподнятая и отделенная разломом от северо-восточной части, характеризуется более расчлененным рельефом, в депрессиях которого обнажаются серпентиниты и породы комагматической жильной свиты, а на возвышенностях — бирбириты и силицифицированные серпентиниты верхних горизонтов коры выветривания.

Серпентиниты Адильбек-Ангренсорского массива представлены такими же, как и в ранее описанных массивах, апогарцбургитовыми разностями с решетчатой или петельчатой структурами, содержащими многочисленные (до 40%) крупные пластинки бастита и редкие зерна хромшпинелида. В серпентинитах залегают мелкие жилообразные и штокообразные тела сопровождающей ультрабазиты жильной свиты, образующей непрерывную серию пород от микрогаббро и габбро-диабазов, через диорит-порфириты, до плагиогранит-порфиров. Наибольшим распространением эти породы пользуются в юго-западной части массива, где лучше обнажены серпентиниты. Однако и в других плохо обнаженных частях массива обломки жильных пород отмечаются в отвалах шурфов, вскрывающих древнюю кору выветривания. Для жильной серии характерны очень малые размеры тел, колеблющиеся в пределах 5—10 *м* и очень редко достигающие 15—20 *м* в поперечнике. Часто такие тела обнажаются группами и образуют поля, включающие по несколько десятков тел, расположенных на небольшом расстоянии друг от друга. Преимущественным распространением среди жильных пород пользуются диорит-порфириты и плагиогранит-порфиры, реже встречаются микрогаббро и габбро-диабазы. Микрогаббро и габбро-диабазы представляют собой мелкозернистые темные серо-зеленые породы, обладающие габбровой, реже габбро-диабазовой структурой. Они состоят из амфиболизированного моноклинного пироксена ($2V = +52°$, $cNg = 41°$) —

диопсида, соссюритизированного плагиоклаза, ильменита и редких зерен апатита. В составе жильной свиты Адильбек-Ангренсорского массива отмечено несколько выходов хлорит-гранатовых и пироксен-гранатовых пород, близких по составу и структуре к описанным ранее родингитам Толпакских массивов.

Среди диорит-порфиритов можно выделить меланократовые и лейкократовые разности. Меланократовые диорит-порфириты (рис. 8) содержат многочисленные порфировые выделения удлиненных кристаллов роговой обманки ($2V = -78°$, $cNg = 16°$), часто образующей полисинтетические двойники и обладающей плеохроизмом от светлого желтовато-зеленого цвета (по Np) до темного травяно-зеленого цвета (по Ng). Кроме роговой обманки отмечаются единичные крупные кристаллы плагиоклаза-андезина (№ 42), частично замещенные соссюритом. Основная микрогранитовая масса породы состоит из соссюритизированного плагиоклаза, роговой обманки и акцессорного апатита; часто в ней наблюдаются скопления эпидота, имеющие радиальнолучистое строение, и хлорита. В лейкократовых разностях вкрапленники плагиоклаза преобладают над роговой обманкой, а в основной массе наряду с амфиболом и плагиоклазом в небольшом количестве появляется кварц.

Плагиогранит-порфиры встречаются несколько реже диорит-порфиритов. Они имеют светло-серую окраску и ясное порфировое строение (рис. 9). Вкрапленники, составляющие 25—40% породы, представлены короткотаблитчатыми кристаллами серицитизированного плагиоклаза, округлыми оплавленными кристаллами кварца и пластинками хлоритизированного биотита. Состав плагиоклаза меняется от олигоклаза до андезина. Тонкозернистая основная масса микрогранитовой структуры состоит также из кварца и плагиоклаза.

Остальные массивы шидерты-экибастузского комплекса имеют меньшие размеры и по своему строению и составу идентичны вышеописанным. Все они сложены преимущественно однообразными апогарцбургитовыми (баститовыми) серпентинитами, в которых местами обособляются мелкие тела габбро, габбро-диабазов, родингитов и натровых гранитоидов (главным образом диорит-порфиритов и плагиогранит-порфиров), аналогичных таковым Адильбек-Ангренсорского массива. Значительно реже в серпентинитах наблюдаются жилообразные тела пироксенитов (диаллагитов) и перидотитов (порфировидных верлитов). В приконтактовых зонах разломов наблюдается рассланцевание и карбонатизация серпентинитов. Особенностью серпентинитов шидерты-экибастузского комплекса является слабое развитие в них явлений антигоритизации и перекристаллизации, отмечаемое только в узких тектонических зонах. Некоторые массивы почти целиком закрыты образованиями древней коры выветривания; только в долинах среди мелкосопочника и у подножий сопок, сложенных бирбиритами, наблюдаются небольшие выходы серпентинитов.

Все массивы шидерты-экибастузского комплекса залегают среди зеленокаменно-измененных эффузивных и осадочных пород акдымской и ерементауской серий, ныне относимых к раннему — среднему кембрию. Отмечаемые для некоторых массивов (Одак, Жаманбукомбай и др.) контакты с породами ордовика имеют тектонический характер и связаны, возможно, с последующими протрузивными перемещениями серпентинитовых масс.

В целом шидерты-экибастузский комплекс является близким аналогом других габбро-перидотитовых комплексов Центрального Казахстана, отличаясь от них только несколько меньшим развитием габброидов, которые не образуют здесь крупных интрузивных масс или самостоятельных массивов, а встречаются среди серпентинитов в форме очень небольших жилообразных или штокообразных тел.



Рис. 8. Меланократовый диорит-порфирит. Порфировые выделения образованы роговой обманкой. Адильбек-Ангренсорский массив. Без анализатора, увел. 20

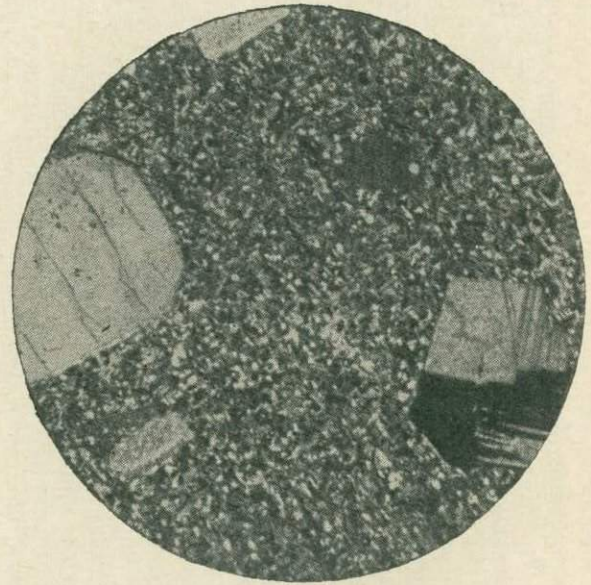


Рис. 9. Плагиогранит-порфир. Вкрапленники представлены кварцем и .олигоклазом. Адильбек-Ангренсорский массив. Никоди +, увел. 20

Чулькызыл-Тюлькуламский габбро-перидотитовый комплекс

Чулькызыл-Тюлькуламский габбро-перидотитовый комплекс включает массивы ультраосновных и основных пород Северо-Восточного Прибалхашья, образующие широтно вытянутый пояс, который прослеживается на протяжении около 100 *км* от восточного окончания Саякской мульды на западе до долины р. Баканас на востоке. Первоначально, после исследований в 30-х годах ультраосновных и основных пород Прибалхашья И. П. Новохатским и В. С. Дмитриевским этот комплекс был известен как «пояс Тогур-тас». Но ввиду отсутствия этого названия

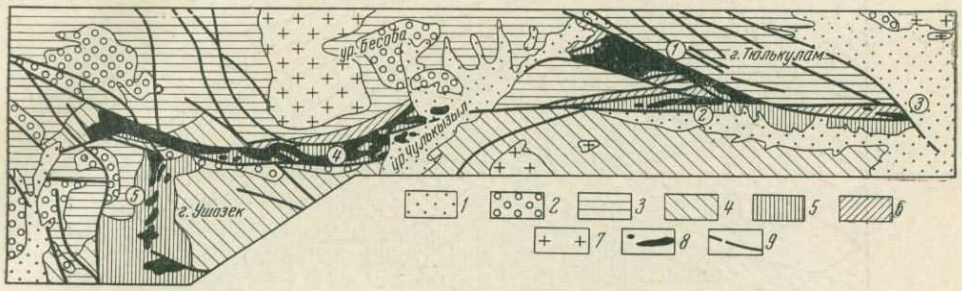


Рис. 10. Схематическая карта распространения ультраосновных интрузий Чулькызыл-Тюлькуламского пояса в Северо-Восточном Прибалхашье

1 — кайнозойские отложения; *2* — нижнекаменноугольные отложения; *3* — девонские отложения; *4* — верхнелудловские отложения; *5* — нижнелудловские отложения; *6* — нижнесилурийские отложения; *7* — герцинские гранитоиды; *8* — ультраосновные интрузии; *9* — разломы. Цифры в кружках — массивы ультраосновных пород: 1 — Тюлькуламский; 2 — Южный; 3 — Восточный; 4 — Чулькызылский; 5 — Ушозекская группа

на современных топографических картах пояс ультраосновных и основных пород Северного Прибалхашья получил название «Чулькызыл-Тюлькуламского» по наименованиям входящих в него наиболее крупных массивов (Семенов, 1960).

Утльтраосновные интрузии Чулькызыл-Тюлькуламского пояса (рис. 10) повсеместно связаны с системой региональных разломов широтного простирания и залегают среди силурийских диабазо-спилитовой и зеленоцветной толщ (Семенов, 1960_2), слагающих центральную часть Тюлькуламского антиклинория.

Ультраосновные массивы рассматриваемого пояса плохо обнажены и приурочены к депрессиям рельефа. В большинстве случаев на их поверхности наблюдаются только небольшие выходы габброидов, лиственитов, пород древней коры выветривания или останцов кровли, у подножья которых имеются небольшие обнажения или элювиальные высыпки серпентинитов. Однако данные магнитометрических работ и материалы аэрофотосъемки позволяют с достаточной полнотой определить размеры и форму большинства интрузивных тел. В составе чулькызыл-тюлькуламского комплекса выделяются следующие массивы: Чулькызылский на западе, Тюлькуламский и Южный в центральной части и Восточный на востоке. К югу от Чулькызылского массива находится несколько мелких интрузий, объединяемых в Ушозекскую группу.

Тюлькуламский массив (рис. 11) протягивается на 23 *км* вдоль юго-западного подножья гор Тюлькулам. Ширина массива колеблется от 0,5—0,6 *км* на востоке до 4 *км* на западе. Общая площадь его составляет 42,5 $км^2$. Массив приурочен к крупной антиклинальной складке в центральной части Тюлькуламского антиклинория. В ядре складки обнажаются породы нижнелудловской толщи, которые сохранились в виде многочисленных останцов кровли на массиве, а также слагают значительные участки вдоль его северо-западного и южного контактов. С северо-востока и юго-запада ультраосновные породы граничат по

разломам с девонской терригенной толщей и на небольшом участке южного контакта — с толщей нижнего силура.

Среди пород Тюлькуламского массива можно выделить перидотиты и дуниты, а также их автометаморфические разности: серпентиниты, карбонатизированные серпентиниты и лиственит. Ультраосновные породы сопровождаются многочисленными мелкими телами габбро-диоритов и микрогаббро, часто преобразованными в роговообманково-гранатовые или пироксено-гранатовые породы (родингиты). Реже встречаются лерцолиты и диаллагиты. Кроме того, в ультраосновных породах зале-

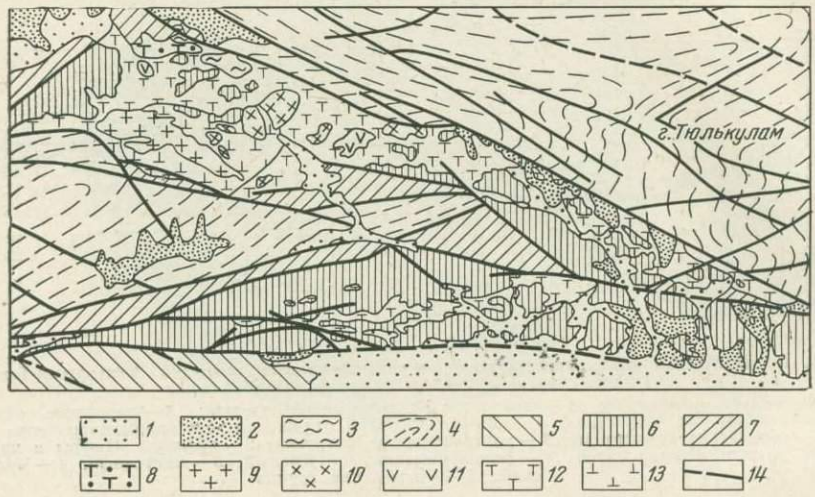


Рис. 11. Геологическая карта Тюлькуламского массива

1 — четвертичные делювиально-пролювиальные отложения; *2* — неогеновые красные гипсоносные глины; *3* — мезозойская кора выветривания на ультраосновных породах; *4* — девонские туфопесчаники, алевролиты, известковистые песчаники и сланцы; *5* — верхнелудловские кремнистые алевролиты, песчаники, сланцы; *6* — нижнелудловские диабазовые порфириты, спилиты, их туфы и яшмы; *7* — нижнесилурийские метаморфизованные песчаники и сланцы с линзами известняков; *8* — отальк ованные и карбонатизированные серпентиниты с жилообразными телами лиственитов; *9* — граноднориты и гранодиорит-порфиры; *10* — плагиограниты и кварцевые диориты; *11* — микрогаббро и габбро-диориты; *12* — серпентиниты; *13* — серпентинизированные гарцбургиты и дуниты; *14* — разломы

гает несколько довольно крупных тел (до 3 $км^2$) гранитоидов, среди которых установлены кварцевые диориты, плагиограниты, гранодиориты и их порфировидные разности. Преимущественным развитием среди вышеперечисленных пород пользуются апогарцбургитовые серпентиниты. Перидотиты и дуниты отмечены только в северо-западной части Тюлькуламского массива, где они слагают овальное ядро размерами 4×2 *км*. Все остальные породы находятся в подчиненном положении, занимая 10—12% площади развития ультрабазитов. В северной части массива известно несколько небольших останцов древней коры выветривания, представленной силицифицированными и кнтронитизированными серпентинитами.

Южный массив, расположенный южнее Тюлькуламского, вытянут в широтном направлении на 11 *км* при ширине от 0,25 до 0,75 *км*. Он занимает довольно крупное понижение рельефа и также приурочен к ядру Тюлькуламского антиклинория, сложенному на этом участке диабазовыми порфиритами, спилитами и их туфами с линзами сургучно-красных яшм. Этот очень плохо обнаженный массив сложен хризотиловыми серпентинитами, в которых иногда встречаются мелкие жилообразные тела габбро и габбро-диабазов. Судя по данным магнитометрической съемки, на востоке массив Южный соединяется с Тюлькуламским, широтным ответвлением которого он, вероятно, и является.

Восточный массив расположен на западном склоне широкой долины р. Баканас в 20 *км* к востоку от Тюлькуламского массива и составляет окончание Чулькызыл-Тюлькуламского пояса на востоке. Массив представлен линзообразным телом, залегающим в контакте между нижнелудловской толщей и песчаниками, сланцами и известняками нижнего силура. Массив вытянут в широтном направлении на 2,5 *км*. Он сложен серпентинитами, среди которых наблюдаются мелкие гривки лиственитов, бирбиритов и несколько выходов микрогаббро. В западном направлении массив выклинивается в виде узкой (20—40 *м*) гряды лиственитов, отдельные выходы которых встречаются и далее на протяжении 1,0—1,5 *км* среди нижнесилурийской толщи.

Чулькызылский массив (рис. 12) расположен к западу от Тюлькуламского и приурочен к тем же толщам. Он протягивается с небольшим перерывом (около 1 *км*) в центральной части на 42 *км*, на западе и востоке несколько отклоняясь к северу от общего широтного простирания. Ширина массива колеблется от 0,3 до 2 *км* на различных участках, а площадь его, не включая наиболее крупные останцы кровли, составляет около 40 $км^2$. На западе массив перекрывается верхнелудловскими отложениями, а на востоке — красными неогеновыми глинами. Чулькызылский массив сложен серпентинитами, в которых залегают породы жильной свиты. В составе ее известны сравнительно крупные тела верлитов, лейкократового габбро и амфиболизированного меланократового габбро, а также многочисленные тела микрогаббро и габбро-диабазов, которые часто превращены в результате про-

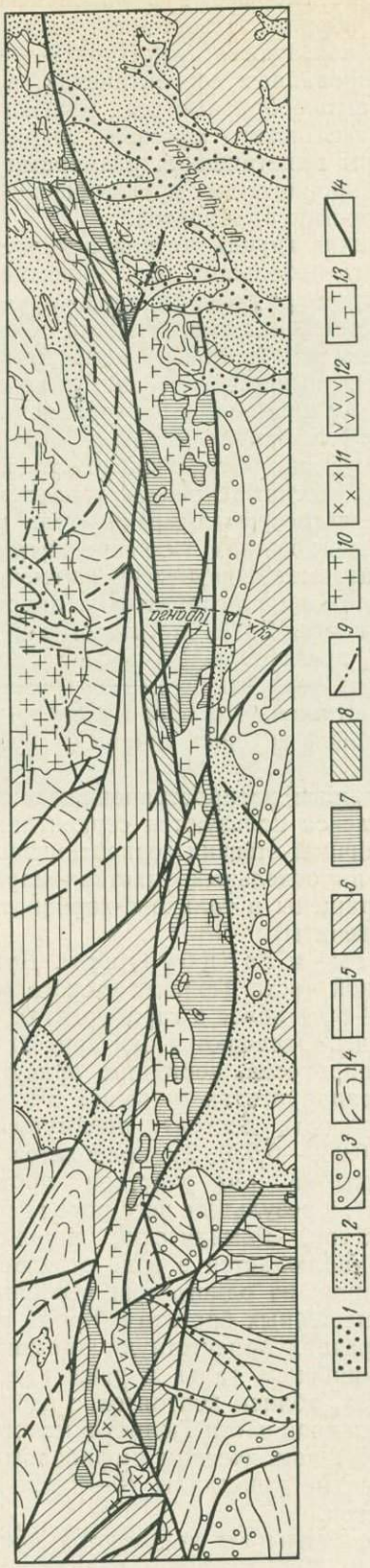


Рис. 12. Геологическая карта Чулькызылского массива

1 — четвертичные делювиально-пролювиальные суглинки; *2* — неогеновые красные гипсоносные глины; *3* — нижнекаменноугольные конгломераты, песчаники, известняки, эффузивы; *4* — девонские туфопесчаники, алевролиты, сланцы; *5* — песчаники, сланцы, алевролиты верхнего лудлова — нижнего девона; *6* — верхнелудловские зеленые и малиновые алевролиты, кварциты, песчаники и сланцы; *7* — нижнелудловские миндалекаменные порфириты, спилиты, их туфы, туфопесчаники, линзы сургучно-красных яшм; *8* — нижнесилурийские зеленые метаморфизованные песчаники, сланцы, линзы мраморизованных известняков; *9* — дайки гранит-порфиров; *10* — биотитовые граниты; *11* — плагиогранит-порфиры; *12* — лейкократовое и меланократовое габбро; *13* — серпентиниты, перидотиты; *14* — разломы

цессов автометаморфизма в различные альбит-роговообманковые или гранатовые породы. В восточной части массива значительным распространением пользуются лиственитты, залегающие в оталькованных и карбонатизированных серпентинитах, а в западной части встречаются небольшие штокообразные тела плагиогранит-порфиров. В центральной части Чулькызылского массива сохранилось довольно большое поле древней коры выветривания размерами 3,2 *км*×0,3 *км*, представленной нонтронитизированными и силицифицированными серпентинитами с редкими грядами бирбиритов.

Ушозекская группа массивов является наименее изученной. Ее образуют шесть небольших тел серпентинитов, приуроченных к меридиональной депрессии рельефа, расположенной в 3—4 *км* западнее сопок Ушозек. Все эти тела крайне плохо обнажены и прослеживаются только по отдельным элювиальным высыпкам серпентинитов. В 5 *км* южнее сопок Ушозек имеется еще одно линзовидное тело серпентинитов 4 *км* длиной и 1 *км* шириной в центральной части. Все эти тела серпентинитов приурочены к антиклинальной структуре, сложенной основными эффузивами, туфами и туфоконгломератами нижнелудловского возраста. Ушозекские массивы сложены хризотиловыми серпентинитами, в которых иногда встречаются мелкие тела микрогаббро и габбро-диабазов. Только в самом южном массиве меридиональной группы встречено много тел автометаморфически измененных габброидов в виде различных роговообманково-гранатовых, пироксен-гранатовых и даже гранат-оливновых пород. Здесь же известно небольшое поле древней коры выветривания, представленной в основном нонтронитизированными и выщелоченными серпентинитами с магнезитовыми жилами и крупными (до 10 *см*) стяжениями опала. Северный массив серпентинитов той же меридиональной группы прорван небольшим телом плагиогранит-порфиров.

Наибольшим распространением в массивах чулькызыл-тюлькуламского комплекса пользуются серпентиниты; реже встречаются подвергшиеся различной степени серпентинизации дуниты и гарцбургиты. Серпентиниты на отдельных участках карбонатизированы, оталькованы и часто превращены в тальково-карбонатные или кварц-карбонатные породы (лиственитты).

Дуниты и гарцбургиты. Дуниты наблюдались только в северо-западной части Тюлькуламского массива, где встречаются в виде узких (0,2—1 *м*) полос в гарцбургитах, образуя с последними постепенные переходы. Отличаются они друг от друга только содержанием ромбического пироксена, постоянно присутствующего в количестве от 3% до 20% в гарцбургитах и менее 3% в дунитах. Под микроскопом (рис. 13) породы состоят преимущественно из оливина-хризолита ($Ng—Np=0{,}038—0{,}039$, $2V$ колеблется от —86° до +86°), зерна которого разбиты на ряд участков прожилками — шнурами хризотила (лизардита), в результате чего порода приобрела характерную петельчатую структуру. Ромбический пироксен — энстатит ($Ng—Np=0{,}008$, $2V=+72$) наблюдается в виде отдельных крупных (1—3 *мм*) выделений, состоящих из одного или нескольких кристаллов, в большинстве случаев замещенных баститом. Кроме оливина, пироксена и серпентина во всех образцах присутствуют хромшпинелид и вторичные минералы: магнетит, карбонат, тальк и реже иддингсит. В серпентинизированных гарцбургитах, вблизи контактов с небольшой интрузией гранодиоритов в северо-западной части Тюлькуламского массива наблюдается обогащение (до 20%) ромбическим амфиболом — антофиллитом, который образует игольчатые кристаллы (5—8 *мм* длиной), часто группирующиеся в виде розеток.

Серпентиниты пользуются наибольшим распространением, занимая около 80% площади развития ультраосновных пород, и пред-

ставлены преимущественно темно-зелеными и зелеными хризотиловыми разностями решетчатой и петельчатой структуры. Антигоритовые серпентиниты встречены только на отдельных участках Тюлькуламского массива в приконтактовых частях гранитоидных интрузий и в северной части Чулькызылского массива в непосредственной близости от Бесобинской интрузии биотитовых гранитов. Постоянное присутствие в серпентинитах баститовых образований и реже реликтов ромбического пироксена указывает на первичный существенно перидотитовый (гарцбургитовый) состав большинства интрузий Чулькызыл-Тюлькуламского пояса.

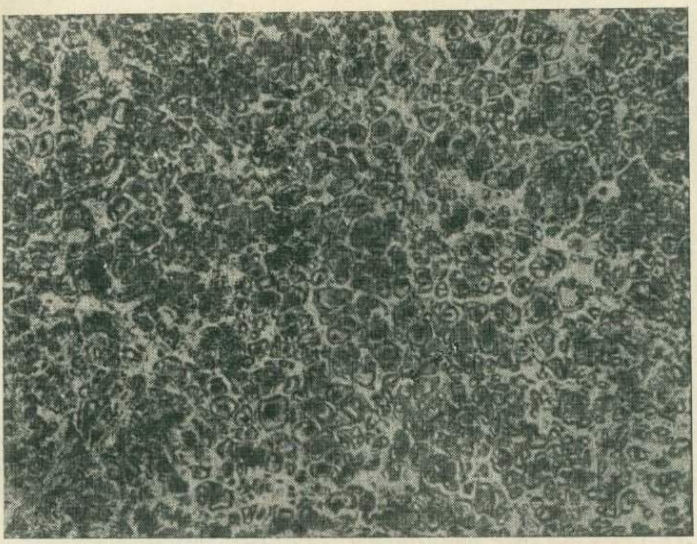


Рис. 13. Серпентинизированный дунит петельчатой структуры. Тюлькуламский массив. Без анализатора, увел. 35

Отальк о ванные и карбонатизированные серпентиниты встречены в северной части Тюлькуламского и восточной части Чулькызылского массивов. Минеральный состав их довольно однообразен: они состоят из хризотила, карбоната и талька, количества которых варьируют в различных пределах. Изредка в породе встречаются разложенные зерна хромшпинелида.

Кварцево-карбонатные породы (лиственит ы) залегают в карбонатизированных и отальк о ванных серпентинитах Тюлькуламского и Чулькызылского массивов и часто приурочены к контактам их с вмещающими породами. Они образуют неправильные жилообразные или линзообразные тела, длина которых колеблется от нескольких метров до 100—300 *м*, при мощности от 2—3 *м* до 30—40 *м*. Лиственит ы представляют собой серые или буровато-серые породы, покрытые с поверхности бурой коркой выветривания и состоящие из карбоната и кварца, которые образуют гранобластовую и гетеробластовую структуры. Карбонат, пользующийся в породах преимущественным развитием (70%—90%), чаще всего встречается в мелкозернистых агрегатах неправильной формы и реже в отдельных зернах — чуть буроватых в проходящем свете. Характерным для них является отсутствие двойников и правильных кристаллографических очертаний. Судя по показателям преломления: 1,690 $\angle Nm \angle$ 1,711, $Np \leqslant 1{,}528$ и присутствию в его составе железа, карбонат близок к брейнериту. Кварц (10%—30%) встречается в виде агрегатов мелких зерен, образующих неправильные скоп-

ления среди карбоната. В породе постоянно присутствует мелкая сыпь и тонкие прожилки магнетита, а также отмечаются редкие зерна хромшпинелида и мелкочешуйчатый тальк.

Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Чулькызыл-Тюлькуламского пояса пользуется сравнительно небольшим распространением (суммарная площадь около 1,7 *км*^{2}). Образования древней коры выветривания наиболее хорошо изучены в северной части Тюлькуламского массива, где в ее составе (сверху вниз) выделяются три зоны: а) зона силицифицированных серпентинитов и бирбиритов, мощностью от 0,5 до 2,5 *м*; б) зона нонтронитизированных серпентинитов (4—6 *м*); в) зона магнезитовых жил в выщелоченных и слабо измененных серпентинитах.

В массивах описываемого комплекса развита очень своеобразная свита жильных пород, образующих небольшие штокообразные и жилоподобные тела среди серпентинитов. Среди них встречены: лерцолиты, верлиты, диаллагиты, лейкократовое габбро, амфиболизированное габбро, микрогаббро, габбро-диабазы, габбро-диориты и их метаморфические разности, представленные различными родингитами и альбитроговообманковыми породами.

Лерцолиты и диаллагиты встречены в виде небольших жилообразных тел среди амфиболизированного габбро в центральной части Тюлькуламского массива. Это крупнозернистые породы гипидиоморфнозернистой структуры, характеризующиеся идиоморфизмом крупных (до 8 *мм*) кристаллов пироксенов — диопсида ($Ng—Np=0{,}028$, $cNg=40°$, $2V=+58°$) и энстатита ($Ng—Np=0{,}008$, $2V=+77°$) по отношению к оливину ($Ng—Np=0{,}038$, $2V=—86°$). Вторичные минералы представлены хризотилом, развивающимся по оливину, и тальком — по оливину и пироксену. В приконтактовых частях количество ромбического пироксена и оливина убывает и породы постепенно переходят в диаллагиты.

Верлиты слагают несколько мелких штокообразных тел в Чулькызылском массиве. Это темно-зеленые породы, состоящие из серпентинизированного оливина ($Ng—Np=0{,}039$, $2V=—85°$) и моноклинного пироксена — диопсида ($Ng—Np=0{,}029$, $cNg=37°$, $2V=+60°$), частично или полностью замещенного хлоритом. В отдельных образцах встречается ромбический пироксен (до 10%), почти всегда замещенный баститом. Такие разности могут быть отнесены к лерцолитам. Для верлитов характерно постоянное присутствие граната-гроссуляра (до 5%) и иногда скоплений соссюрита. Образование последних, вероятно, связано с замещением присутствующего в первоначальном составе породы основного плагиоклаза.

Лейкократовое габбро слагает несколько мелких изометричных тел среди серпентинитов в восточной части Чулькызылского массива. В большинстве этих тел габбро представлено светло-серыми крупнокристаллическими разностями, сложенными плагиоклазом, составляющим основную массу породы, и пироксеном (20%—25%). Плагиоклаз представлен лабрадором №№ 52—58, а пироксен — диопсидом ($Ng—Np=0{,}030$, $cNg=+47°$, $2V=+60°$), которые часто бывают замещены пренитом и хлоритом, вследствие чего габбровая структура породы наблюдается сравнительно редко. В отдельных случаях наряду с пренитом и хлоритом встречаются карбонат, актинолит и в незначительном количестве гранат.

Амфиболизированным габбро сложено два штокообразных тела в северо-западной части Тюлькуламского массива и несколько мелких, вытянутых вдоль контактов в западной и центральной частях Чулькызылского массива, размерами от нескольких сотен квадратных метров до 1,5 *км*^{2}. Это темно-серые кристаллические породы с габбро-офитовой структурой, характеризующейся слабым идиоморфизмом пла-

гиоклаза по отношению к пироксену. Плагиоклаз — лабрадор (№ 58—62), составляющий 40%—50% породы, представлен короткотаблитчатыми (до 0,5 *мм*) соссюритизированными кристаллами с редко наблюдающейся спайностью и двойниковым строением. Пироксен образует изометричные кристаллы, в значительной степени замещенные уралитовой роговой обманкой и хлоритом. Из акцессорных минералов всегда присутствуют ильменит и апатит.

Микрогаббро, габбро-диабазы и габбро-диориты известны во всех массивах Чулькызыл-Тюлькуламского пояса, где слагают мелкие изометрические и жилообразные тела. Наиболее насыщена этими породами северо-западная часть Тюлькуламского массива. По составу и структуре эти породы близки к описанному выше амфиболизированному габбро, но отличаются более мелкой зернистостью и значительно более сильными метасоматическими изменениями, которые выражаются в соссюритизации, пренитизации, альбитизации или гранатизации плагиоклазов и уралитизации или хлоритизации пироксенов. Наиболее интенсивные изменения микрогаббро, габбро-диабазов и габбро-диоритов приводят к превращению их в альбит-роговообманковые породы с эпидотом и пренитом или в пироксен-гранатовые (рис. 14), амфибол-гранатовые и хлорит-гранатовые и хлорит-гранатовые породы (родингиты). В серпентинитах Южного Ушозекского массива (Семенов, 1961) встречены очень редкие гранато-оливиновые породы, происшедшие, вероятно, за счет замещения гранатом плагиоклаза в оливиновом габбро или троктолите.

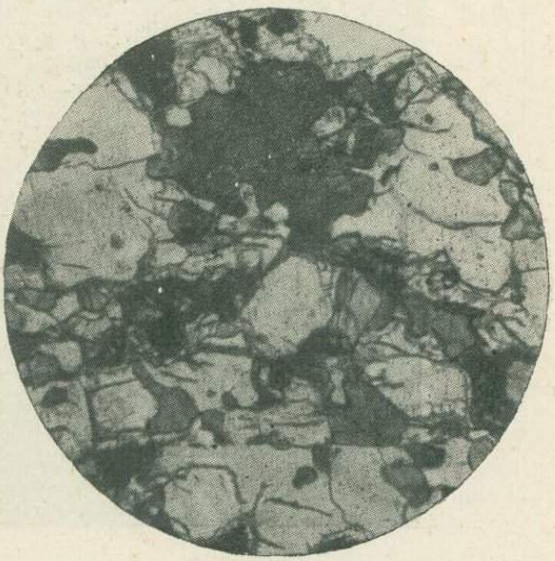


Рис. 14. Пироксено-гранатовая порода (светлое — гранат, темное — пироксен). Южный Ушозекский массив. Без анализатора, увел. 10

Ультраосновные породы Чулькызыл-Тюлькуламского пояса прорваны гранитоидами, образующими как отдельные штокообразные тела площадью до 1—3 $км^2$, так и многочисленные мелкие дайки и жилы. В приконтактовой части этих тел вмещающие серпентиниты часто отальк0ваны или превращены в антигоритовые разности, а перидотиты обогащены антофиллитом и прожилками хризотил-асбеста.

Гранодиориты образуют крупное, вытянутое в северо-западном направлении тело вблизи южного контакта наиболее расширенной части Тюлькуламского массива. Это крупнозернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой, состоящие из олигоклаза (№ 23—28), ксеноморфного кварца (до 25%), калиевого полевого шпата (10%—15%) и биотита (2%—5%). Из акцессорных минералов встречаются апатит и сфен, а вторичные — представлены серицитом, хлоритом и эпидотом.

Плагиогранитами сложены два овальных тела площадью около 2 $км^2$ в центральной части Тюлькуламского массива и несколько мелких к востоку от них. Это мелкозернистые породы гипидиоморфнозернистой структуры, состоящие из плагиоклаза (70%—75%), по составу приближающемуся к олигоклаз-андезину, и кварца (15%—20%), часто образующих мирмекитовые прорастания. В подчиненном количе-

стве присутствуют биотит (до 5%) и калиевый полевой шпат (до 2%). Акцессорные минералы представлены апатитом и магнетитом.

Кварцевые диориты залегают в виде небольших штокообразных тел среди серпентинизированных перидотитов вдоль северо-восточного контакта гранодиоритовой интрузии. Это среднезернистые серые породы, также гипидиоморфнозернистой структуры, состоящие из андезина (№№ 38—40), роговой обманки и кварца, иногда также образующего мирмекитовые прорастания с плагиоклазом. В незначительном

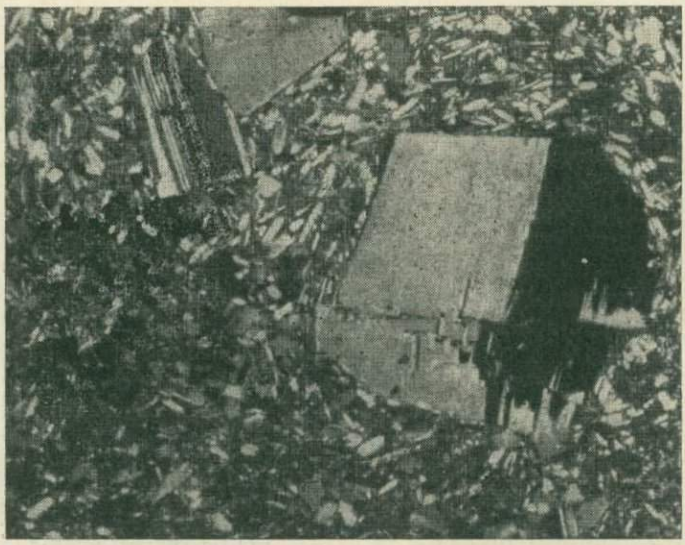


Рис. 15. Плагиогранит-порфир. Чулькызылский массив. Николи +, увел. 25

количестве присутствуют биотит и ильменит. С гранодиоритами, плагиогранитами и кварцевыми диоритами Тюлькуламского массива связаны многочисленные небольшие дайкообразные и жилообразные тела гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, плагиопорфиров, гранофиров и диорит-порфиритов.

Плагиогранит-порфиры встречены в западной части Чулькызылского и в Северном Ушозекском массивах, где ими сложено несколько изометрических тел площадью до 1 *км*^{2}. Это светло-серые и желтовато-серые тонкозернистые породы с крупными вкрапленниками плагиоклаза (до 2 *мм*) и микрогранитовой основной массой. Вкрапленники (рис. 15), составляющие 10%—20% породы, представлены олигоклазом (№№ 13—15), иногда имеющим слабо зональное строение. Основная масса породы сложена резко идиоморфными удлиненными табличками альбит-олигоклаза, размерами 0,1—0,2 *мм*, и мелкими ксеноморфными зернами кварца (до 20%). В незначительном количестве в породе присутствуют апатит и сфен.

С интрузиями чулькызыл-тюлькуламского комплекса связаны довольно многочисленные проявления полезных ископаемых, свойственных ультрабазитам и не встречающихся вне связи с последними. Здесь известны около двадцати небольших хромитовых залежей, хризотил-асбест, тальк в тальково-карбонатных породах, а также невысокие концентрации гидросиликатного никеля, магнезит и опалы в древней коре выветривания. Наибольшего внимания из них заслуживает асбестоносность по периферии гранодиоритовой интрузии, прорывающей ультраосновных породы Тюлькуламского массива, где встречены многочисленные прожилки поперечно-волокнистого хризотил—асбеста толщиной

0,5—4 *мм*, а также более мощные простые и сложные отороченные жилы.

До последнего времени вопрос о возрасте ультраосновных интрузий Северо-Восточного Прибалхашья оставался дискуссионным. Имеющиеся материалы (Семенов, 1960$_2$) позволяют отнести время внедрения их к верхнему силуру. Нижняя граница возраста интрузий определяется достаточно достоверно, так как ультраосновные породы повсюду залегают в нижнелудловской диабаз-спилитовой толще. Следует отметить, что активный контакт между ультрабазитами и вмещающими породами наблюдался только в восточной части Чулькызылского массива, где в силурийских сланцах в полосе шириной 20—25 *см* отмечалось потемнение и оталькование, а также наблюдались тонкие прожилки поперечно-волокнистого карбоната, образовавшегося в результате замещения серпентина. В других случаях активного воздействия ультрабазитов на вмещающие породы наблюдать не удалось. Однако извилистость контактов массивов в плане, многочисленные останцы кровли, сложенные крутопадающими породами, и отдельные небольшие тела серпентинитов среди пород вмещающей толщи — все это позволяет предполагать интрузивный характер контактов ультрабазитов. Верхняя граница возраста наиболее достоверно определена также для Чулькызылского массива, в центральной части которого наблюдалось непосредственное залегание на серпентинитах верхнелудловских конгломератов.

В составе последних отмечены гальки яшм, диабазовых порфиритов и спилитов из нижнелудловской толщи, песчаников и мраморизованных известняков из нижнесилурийской толщи, а также редкие гальки серпентинитов и габброидов. Кроме того, в протолочках, сделанных из кобленцских и эйфельских песчаников, взятых вблизи Тюлькуламского массива, постоянно присутствуют хромшпинелиды, что также указывает на более древний возраст ультраосновных пород, которые в кобленцском и эйфельском веках уже подвергались размыву.

На основании приведенных фактов можно предполагать, что внедрение ультраосновных интрузий чулькызыл-тюлькуламского комплекса, вероятно, совпадает с окончанием отложения диабаз-спилитовой толщи и приурочено к перерыву между нижним и верхним лудловом. Таким образом, в Северо-Восточном Прибалхашье устанавливается силурийская группа интрузий ультраосновных пород, что еще раз подтверждает разновозрастность габбро-перидотитовых комплексов Центрального Казахстана.

Итмурундинский и Шаинтасский габбро-перидотитовые комплексы

Интрузии ультраосновных и основных пород в Северном Прибалхашье не образуют единого линейного пояса, как это наблюдается в ряде других районов Центрального Казахстана (Тектумасском, Чу-Балхашском и др.), а группируются в несколько самостоятельных зон. Структурное положение этих интрузий определяется исключительной приуроченностью их к складчатым сооружениям, которые объединяются под названием Северо-Балхашского или Казык-Итмурундинского антиклинория, представляющего собой сложно построенную структуру, состоящую из отдельных антиклинальных поднятий или «подзон» (Александрова, Пупышев, Сизова, 1969). В пределах этих антиклинальных поднятий интрузии располагаются в виде линейно вытянутых зон, приуроченных к региональным разломам, которые протягиваются вдоль всего Северо-Балхашского поднятия, изменяя свое простирание от почти широтного на востоке до север-северо-западного на западе. Интрузии ультраосновных и основных пород концентрируются в двух частях Прибалхашья.

В центральной части Северного Прибалхашья эти интрузии, в соответствии с поведением антиклинальных поднятий и с расположением ограничивающих их разломов, образуют три самостоятельные зоны (рис. 16):

1) южную — Итмурундинскую, протягивающуюся непосредственно вдоль южного края Казык-Итмурундинского антиклинория;

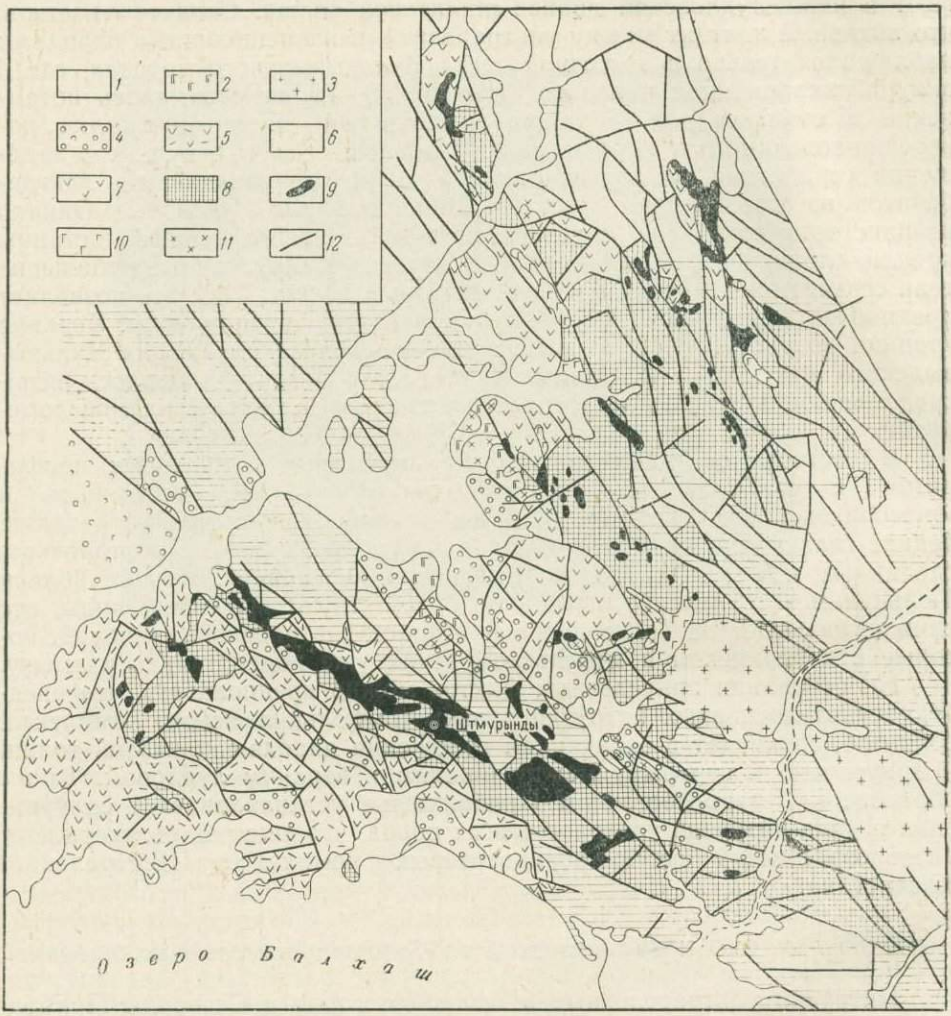


Рис. 16. Схема распространения интрузий ультраосновных и основных пород в Казык-Итмурундинском антиклинории

1 — четвертичные отложения; *2* — липарит-базальтовая формация P; *3* — гранодиорит-гранитовая формация Pz_3; *4* — молассовая формация C_2—C_3; *5* — формация андезит-базальтовых порфиритов D_3—C_1; *6* — флишоидная формация S_2—D_1; *7* — формация базальтовых и андезитовых порфиритов O_3; *8* — спилит-диабазовая формация (казык-итмурундинский комплекс) O_1; *9* — габбро-перидотитовая формация (итмурундинский и шоинтасский комплексы); *10* — дунит-пироксенит-габбровая формация (тесиктасский комплекс); *11* — плагиограниты, кварцевые диориты тесиктасского комплекса; *12* — разрывные нарушения

2) среднюю — Тюретайскую, располагающуюся в срединной части антиклинория;

3) северную — Шоинтасскую, развитую вдоль Казыкского поднятия, приуроченного к северо-восточному крылу Казык-Итмурундинского антиклинория.

Интрузии ультраосновных и основных пород каждой зоны рассматриваются как самостоятельный интрузивный комплекс.

В восточной части Северного Прибалхашья ультраосновные и основные интрузии объединяются под названием Чулькызыл-Тюлькуламского габбро-перидотитового пояса, геолого-петрографическое описание которого приведено выше.

Итмурундинский комплекс включает интрузии ультраосновных и основных пород, образующие приуроченную к юго-западному краю Казык-Итмурундинского антиклинория зону, которая прослеживается на 55 *км* от урочища Тыкшокы на юго-востоке до долины Кентерлау на северо-западе в направлении 310—320°. В пределах Итмурундинской зоны выделяются пять массивов, разобщенных на поверхности вмещающими породами: Северный, Кентерлауский, Итмурундинский, Архарсу и Южный. Кроме упомянутых, следует отметить небольшой массив ультраосновных пород, расположенный северо-западнее массива Архарсу. Общая площадь обнажающихся на поверхности ультраосновных и основных пород в пределах этой зоны равна 45 *км*^{2}. Интрузии на всем протяжении приурочены к площади развития толщи кремнисто-вулканогенных пород, имеющей большое сходство с уртынджальским комплексом.

Эта толща представлена диабазовыми порфиритами, спилитами, миндалекаменными порфиритами, туфами, туффитами, туфобрекчиями, кварцитами и яшмо-кварцитами. Значительно меньшее развитие имеют песчаники и алевролиты. По составу и геологическому положению этот комплекс осадочно-эффузивных пород может быть отнесен к спилит-диабазовой формации. В. Я. Кошкин определяет возраст этой толщи как Sn—Cm. Н. А. Пупышев на основании находок в кремнистых породах и яшмах остатков радиолярий, относит эти отложения к ордовику и считает их почти полными аналогами осадочно-эффузивных пород уртынджальского комплекса, вмещающего массивы Тектурмасского габбро-перидотитового пояса (см. выше).

Интрузии ультраосновных и основных пород представляют собой согласные, крутопадающие тела линзовидной формы с неправильными контурами (извилистыми границами), что определяется сложно расчлененным рельефом местности и позднее проявленными тектоническими движениями. Наиболее крупными в пределах этой зоны являются массивы Кентерлауский, Итмурундинский и Архарсу. Интрузии сложены преимущественно серпентинитами и серпентинизированными перидотитами. Среди них выделяются дуниты, гарцбургиты, лерцолиты и верлиты. Последние в некоторых массивах имеют значительное распространение (массив Архарсу) и тесно связаны с габбро. Наиболее распространенной разностью являются апогарцбургитовые серпентиниты. Дуниты встречены в составе Итмурундинского массива, где они слагают небольшой участок южнее г. Итмурунды (рис. 17). Небольшие участки (10×5 и 5×2 *м*) аподунитовых серпентинитов с характерной петельчатой структурой и реликтами зерен оливина отмечались при детальном картировании отдельных частей Кентерлауского массива.

Характерной особенностью массивов Итмурундинской зоны, и именно Кентерлауского массива, является обилие в нем малых интрузий диоритов, плагиогранитов, плагиоаплитов и разнообразных гидротермально-метасоматически измененных пород.

Диориты, плагиоаплиты и плагиограниты, среди которых нормальные граниты с микроклином встречаются редко, образуют среди серпентинитов небольшие линзовидной формы тела. Размеры их колеблются от нескольких квадратных метров до 0,3—0,5 *км*^{2}. Тела этих пород среди серпентинитов образуют группы, располагаясь четковидно вдоль тектонически нарушенных зон внутри массива или вблизи контакта. Более поздний характер внедрения диоритов, плагиоаплитов и плагиогранитов подтверждается наличием в них ксенолитов полностью серпентинизированных ультраосновных пород. Наряду с этими поро-

дами широко развит комплекс метасоматических гидротермально измененных жильных образований, представленных альбититами, альбит-амфиболовыми, амфиболовыми, альбит-кварцевыми, альбит-жадеитовыми и почти мономинеральными жадеитовыми породами. Существенную роль в составе массивов Итмурундинской зоны играют кварцево-карбонатные и кварцево-тальк-карбонатные породы, образующиеся за счет серпентинитов в процессе их лиственитизации. Они слагают всегда резко очерченные жилоподобные тела различного размера от единиц метров до нескольких десятков и сотен метров в длину и всегда связаны с направлением линий трещиноватости внутри массива или с приконтактовыми зонами.

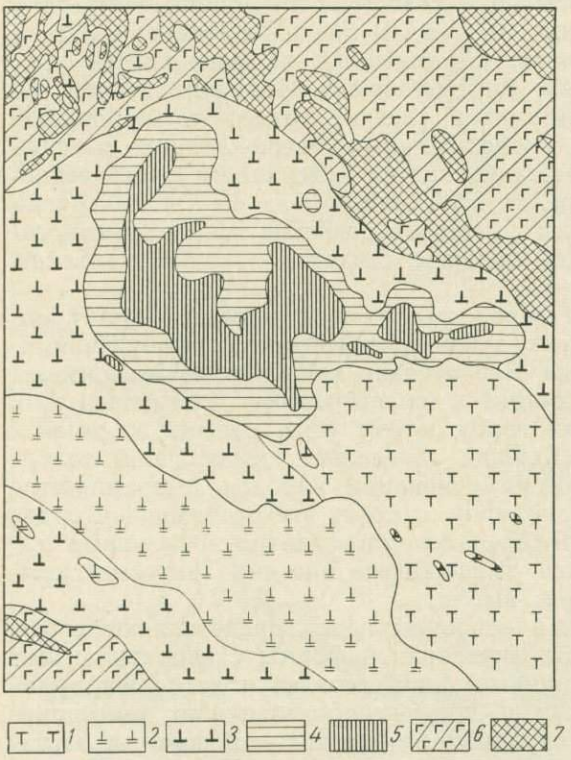


Рис. 17. Геологическая карта центральной части Итмурундинского массива

1 — дуниты и гарцбургиты серпентинизированные; *2* — аполерцолитовые серпентиниты; *3* — серпентиниты; *4* — выщелоченные серпентиниты с жилами и гнездами магнезита; *5* — лимонит-кремнистые образования коры выветривания (бирбириты); *6* — диабазовые, миндалекаменные порфириты, спилиты; *7* — яшмокварциты, кремнистые сланцы

Шоинтасский комплекс включает зону интрузий основных и ультраосновных пород, которая прослеживается на протяжении 25 *км*, изменяя свое направление от северо-западного в южной части до почти меридионального в северной. По геологическому положению интрузии Шоинтасской зоны приурочены к северной окраине Казык-Итмурундинского антиклинория. Южную часть зоны составляет массив Калиля (Копа); крайним северным является массив Шоинтас—наиболее крупный в этой зоне. Кроме них здесь развиты небольшие жилоподобные тела кварцево-карбонатных пород (лиственитов), образующих линейно-вытянутую полосу вместе с массивами Калиля и Шоинтас. Общая площадь всех известных выходов ультраосновных и основных пород и продуктов метаморфизма в пределах этой зоны составляет 15 $км^2$. В составе массивов этой зоны преобладающую роль играют серпентиниты, серпентинизированные перидотиты и их метаморфизованные разности, представленные разнообразными лиственитами. Габбро составляют незначительную часть в пределах этих массивов и образуют небольшие тела штокообразной формы. Среди габбро встречены оливинсодержащие разности и габбро-диабазы. Жильные породы представлены родингитами и альбититами.

Тюретайский комплекс ультраосновных и основных пород, распространенный в центральной части Казык-Итмурундинского антиклинория, рассматривается нами в составе дунит-пироксенит-габбровой формации, характеристика которой приводится в следующем разделе настоящей работы.

Приуроченность всех ультраосновных и основных интрузий в Се-

верном Пирбалхашье к зонам региональных разломов обусловила в ряде случаев их тектонические контакты с вмещающими кремнисто-вулканогенными раннепалеозойскими толщами. Однако наиболее четко тектоническое взаимоотношение пород массивов (особенно Кентерлауского) наблюдается в контакте с более молодыми, верхнедевонскими и карбоновыми образованиями, где неоднократно фиксировались случаи надвига последних на серпентиниты. В этих зонах серпентиниты рассланцованы и карбонатизированы, вплоть до образования кварцево-карбонатных пород — лиственитов. При этом не всегда удается установить, произошел ли надвиг на уже сформировавшиеся лиственитыили же последние образовались позднее надвига, при циркуляции гидротермальных растворов в связи с оживлением ранее заложенных разломов. Наличие небольших выходов серпентинитов на западном плохо обнаженном склоне долины р. Кентерлау (на продолжении Кентерлауского массива) среди поля карбоновых отложений заставляет предположить, что серпентиниты в этом случае были «передвинуты» вместе с небольшим блоком вмещающих пород в поле развития карбоновых отложений, что, как отмечено выше, могло быть связано с тектоническими движениями в позднем палеозое, о чем свидетельствуют случаи надвига карбоновых отложений на серпентиниты.

Придерживаясь стратиграфической схемы, принятой для раннего палеозоя, геологами ВСЕГЕИ, возраст вмещающей кремнисто-вулканогенной толщи нами условно принимается как раннеордовикский. Этим временем и определяется нижний возрастной предел рассматриваемых интрузий. Верхняя возрастная граница их определяется тем, что рядом исследователей, и в том числе В. Я. Кошкиным, было установлено присутствие обломков основных пород в базальных конгломератах лландейльского яруса к северу и северо-востоку от массива Итмурунды. Учитывая указанные возрастные пределы и закономерности внедрения ультраосновной магмы в период формирования геосинклинальных прогибов, представляется наиболее вероятным считать связь ультраосновных пород с вулканогенной толщей парагенетической, которая подтверждается не только пространственной связью, но всей историей становления, в частности, взаимосвязанностью явлений позднемагматических преобразований пород массивов и вмещающих толщ.

Преобладающую роль в строении рассматриваемых интрузий Северного Прибалхашья играют ультраосновные породы, подвергшиеся сильной степени серпентинизации. По минеральному составу и степени метаморфизма среди них выделяются: дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, оливиновые пироксениты и серпентиниты. Последние местами подверглись дальнейшему изменению и превращены в серпентин-карбонатные, тальково-карбонатные и кварцево-карбонатные породы (лиственниты).

Дуниты — встречены только в массивах Итмурундинском и Кентерлауском, где они слагают участки среди гарцбургитов. В Итмурундинском массиве дуниты тесно связаны с гарцбургитами, слагая участок в несколько сотен квадратных метров. Для дунитов этого участка характерна эллипсоидальная отдельность. Среди серпентинитов Кентерлауского массива дуниты слагают небольшие участки в районе развития тел жадеититов. Макроскопически дуниты буроватые с поверхности и зеленовато-черные в свежем изломе породы, обычно значительно серпентинизированные. Минеральный состав их обычен: породы на 90—98% сложены серпентинизированным оливином с оптическими константами $2V = +81 + 90°$, $Ng—Np = 0{,}03—0{,}032$. Наряду с оливином присутствуют ромбический пироксен и хромшпинелид, причем первый иногда совсем отсутствует. Среди вторичных минералов, кроме минералов группы серпентина — хризотила, лизардита, антигорита, жилковатого серпофита, присутствуют хлорит, тальк, тремолит и магнетит.

Дуниты Итмурундинского массива отличаются крупнозернистостью и обладают псевдопорфировидной структурой, благодаря присутствию единичных крупных таблитчатых зерен ромбического пироксена. Вдоль спайности пироксен замещается мелкозернистым агрегатом антигорита и талька. При серпентинизации дунитов создается характерная петельчатая структура, в ячейках которой сохраняются зерна оливина размером до 0,01 *мм*. Хромшпинелид в единичных зернах часто округлой формы просвечивает красновато-бурым цветом, замещаясь с краев магнетитом.

Гарцбургиты серпентинизированные с реликтами первичных минералов встречены в составе Итмурундинского массива. В остальных случаях о первичном гарцбиргитовом составе нацело серпентинизированных пород можно только предполагать по наличию псевдоморфных структур. В серпентинизированных гарцбургитах наблюдается реликтовая гипидиоморфнозернистая структура, обусловленная ксеноморфными образованиями ромбического пироксена в интерстициях между полностью серпентизированными изометрическими зернами оливина. Этим гарцбургиты, слагающие главную часть массивов, отличаются от гарцбургитов, тесно связанных с полями развития дунитов, в которых ромбический пироксен образует крупные таблитчатые кристаллы, возникновение последних скорее всего можно объяснить позднемагматическим преобразованием оливина. Ромбический пироксен гарцбургитов редко сохраняется в реликтах, замещаясь обычно мелколистоватым антигоритом и хлоритом. Оптические константы его характеризуют как магнезиальный энстатит: $Ng—Np=0{,}009$, $2V=+70°$ и угасание прямое. В единичных случаях внутри петель хризотила обнаружен брусит, образующий мелколистоватые агрегаты. Хромшпинелид в гарцбургитах образует зерна изометрической формы.

Лерцолиты достоверно установлены только в Итмурундинском массиве, где они слагают небольшие участки серпентинитов и распознаются макроскопически по характерному зеленовато-серому, пепельному цвету. Лерцолиты так же, как и вышеописанные разности пород, сильно серпентинизированы, и состав их устанавливается по наличию реликтов зерен моноклинного пироксена, в массе серпентина заместившего оливин и ромбический пироксен. Моноклинный пироксен развит в резко ксеноморфных зернах и по количеству уступает ромбическому пироксену, не превышая 10%. Оптические константы моноклинного пироксена ($cNg=39°$, $Ng—Np=0{,}026$, $2V=+62°$) позволяют относить его к диопсиду. Зерна хромшпинелида образуют единичную вкрапленность.

Верлиты развиты в составе массивов Кентерлауском, Калиля и Архарсу. В последнем они слагают значительные площади в несколько сотен квадратных метров (рис. 18). Верлиты образуют тела среди габбро, обнаруживая почти во всех случаях постоянную приуроченность к полям их развития. Верлиты значительно слабее серпентинизированны и всегда содержат сохранившиеся от замещения зерна моноклинного пироксена и реже оливина. Структура верлитов гипидиоморфнозернистая, реже пойкилитовая и порфировидная. Моноклинный пироксен образует нередко зерна с правильными кристаллографическими очертаниями. Более мелкие зерна отличаются резко выраженным по отношению к оливину ксеноморфизмом. Моноклинный пироксен бесцветен и по своим оптическим свойствам определяется как диопсид: $cNg=40—41°$, $Ng—Np=0{,}024—0{,}026$. Количество его колеблется от 65% до 80%. По диопсиду развивается антигорит, вместе с которым нередко встречается тремолит. Для серпентинизированных верлитов характерно повышенное по сравнению с другими разностями перидотитов содержание магнетита. Последний вместе с хризотилом выполняет тонкие жил-

ки, рассекающие зерна оливина. Оптические константы оливина ($Ng—Np=0{,}034$, $2V=+88^{\circ}$) характеризуют его как хризолит.

Оливиновые пироксениты встречены в массиве Архарсу в тесной ассоциации с верлитами. По минеральному составу они не отличаются от верлитов, в отличие от которых содержание оливина не превышает 5—10%. Структура породы обусловлена крупнопризматическими зернами моноклинного пироксена и мелкими зернами оливина, заключенными в промежутках. Зерна оливина замещаются хризотилом, выполняющим тонкие жилки вместе с магнетитом. По оливину отмече-

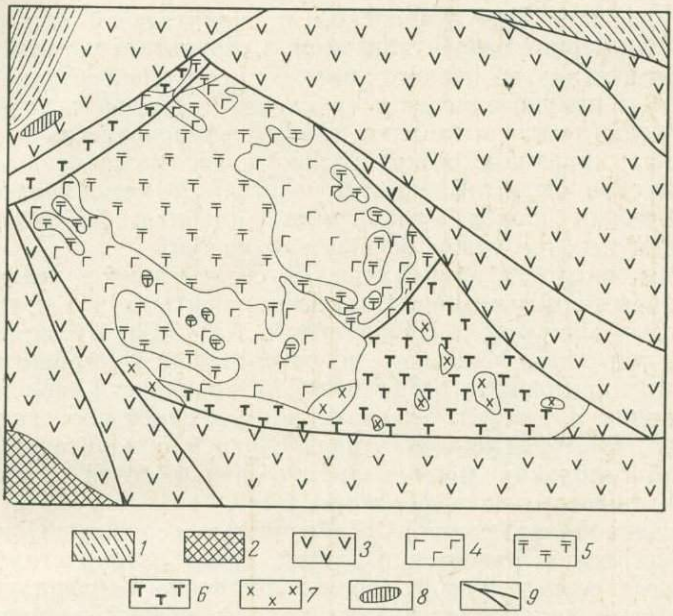


Рис. 18. Геологическая карта массива Архарсу в южной части Итмурундинской зоны

1 — песчаники и конгломераты S; *2* — кварциты и яшмы O_1; *3* — спилиты и диабазовые порфириты O_1; *4* — габбро; *5* — верлиты и пироксениты; *6* — серпентиниты; *7* — плагиограниты и кварцевые альбититы; *8* — лиственититы; *9* — разломы

но развитие иддингсита в оранжево-бурых пластинчатых агрегатах. Плеохроизм отчетливый: от бурого до желтого цвета, $Ng—Np=0{,}42$, $2V$ — большой. Появление иддингсита может указывать на большую железистость оливина в этих породах. Моноклинный пироксен является главной составной частью породы и не отличается по своим оптическим свойствам от пироксена верлитов. По моноклинному пироксену развивается очень мелколистоватый антигорит и тремолит. С исчезновением зерен оливина породы отвечают пироксенитам, которые встречаются как среди верлитов, так и среди оливиновых пироксенитов.

Кроме этих случаев пироксениты-диопсидиты встречены среди серпентинитов Кентерлауского массива, где они слагают жилки мощностью 10—20 *см* и протяженностью 1—1,5 *м*. Чаще всего пироксениты — крупнокристаллические породы с размерами правильных призматических кристаллов до 3—4 *см* в длину. Оптические константы пироксена отвечают составу диопсида: $Ng=1{,}700$, $Nm=1{,}679$, $Np=1{,}672$. $cNg=42^{\circ}$, $+2V=54^{\circ}$, $Ng—Np=0{,}028$.

Серпентиниты представляют собой наиболее распространенные разности ультраосновных пород в составе массивов Северного Прибалхашья. Процессы метаморфизма в этих породах проявились настолько интенсивно, что в качестве первичного минерала в них сохраняется

только хромшпинелид и лишь изредка наблюдаются реликты оливина и пироксена, чаще моноклинного. В тех случаях, когда отсутствует также характерная псевдоморфная структура серпентинитов, первичная природа их остается не определенной. В связи с этим среди серпентинитов выделяются: 1) разности, структурные особенности которых отображают первичный состав породы — это хризотиловые, хризотил-лизардитовые и хризотил-антигоритовые серпентиниты и 2) серпентиниты антигоритовые, характеризующиеся разнообразием морфологических форм антигорита и часто представляющих собой перекристаллизованные разности ранее образованных серпентинитов.

Для массивов Итмурундинской и Шоинтасской зон характерна в общем равномерная серпентинизация, в результате которой возникают разности серпентинитов первого типа. В своем распространении они не обнаруживают приуроченности к каким-либо локальные зонам. Серпентиниты антигоритовые проявляют явную приуроченность к зонам смятия, контакта; крупнолистоватые разности, распространенные в Кентерлауском массиве, были отмечены на участках развития гидротермально-метасоматических пород — альбититов, альбит-амфиболовых пород, жадеититов и т. д., т. е. также в зонах нарушений.

Все разновидности прибалхашских серпентинитов представлены в общем обычными типами пород, широко развитыми и в других габбро-перидотитовых комплексах Центрального Казахстана и кратко описанных выше, при характеристике этих комплексов. В серпентинитах рассматриваемых комплексов развиты все разновидности серпентина (хризотил, лизардит, антигорит, серпофит) в их обычной последовательности образования. В серпентинитах в ряде случаев был установлен брусит, образующий скопления мелких листочков и розеток с аномальными желтоватыми цветами интерференции.

Единственной характерной особенностью серпентинитов итмурундинского комплекса является развитие среди перекристаллизованных антигоритовых серпентинитов (преимущественно Кентерлауского массива) массивных крупнопластинчатых антигоритовых разновидностей с размерами пластинок пироксена (практически почти всегда бастита) до 1—3 *мм* в поперечнике. Такие серпентиниты обычно развиты вблизи тел альбититов, альбит-амфиболовых пород и жадеититов. Интересно отметить, что подобные крупночешуйчатые разновидности антигоритовых серпентинитов, представляющие собой в общем довольно редкий тип серпентиновых пород отмечались в районе развития жадеититов и альбититов Борусского серпентинитового массива в Западном Саяне (Пинус, Колесник, 1966).

Карбонатизированные серпентиниты встречены как во внешних, приконтактовых частях Кентерлауского массива, так и в его внутренних зонах. На примере Кентерлауского массива можно видеть, что карбонатизированные разности серпентинитов являются главным образом антигоритовыми (если исключить из этой группы магнезитизированные разности хризотиловых серпентинитов горы Итмурунды в зоне древней коры выветривания). Карбонатизированные серпентиниты связаны рядом постепенных переходов с серпентин-карбонатными, тальково-карбонатными и, наконец, кварцево-карбонатными породами — лиственитами, представляющими собой в данном случае продукты дальнейшего гидротермального преобразования серпентинитов (Михайлов, Москалева, 1956).

Габбро, встречающиеся в существенно перидотитовых интрузиях Итмурундинской и Шоинтасской зон, характеризуются среднезернистой, реже мелкозернистой текстурой и мезократовым составом. Главными породообразующими минералами в них являются основной плагиоклаз и моноклинный пироксен, в той или иной степени замещенные вторичными продуктами. Процесс замещения плагиоклаза агрегатом цоизита,

альбита, хлорита, актинолита и карбоната является наиболее распространенным; реже по нему развиваются скаполит, пренит и гранат. Моноклинный пироксен представлен диаллагом ($cNg = 38—40°$, $Ng—Np = 0{,}028$, $2V = +55°$). Он в той или иной степени замещен бесцветной или бледной желтовато-зеленой роговой обманкой ($cNg = 16°$, $Ng—Np = 0{,}018$, $2V = —79°$). Среди сильно метаморфизованных габбро встречаются перекристаллизованные разности со сланцеватой текстурой, относящиеся уже к габбро-амфиболитам.

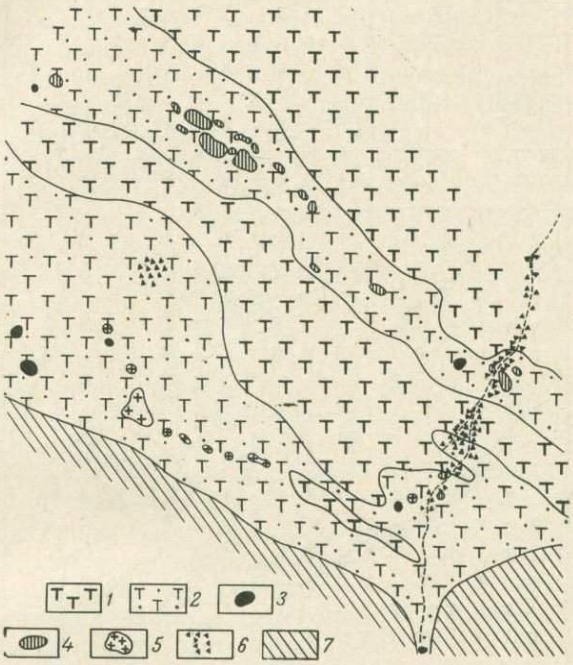


Рис. 19. Схема строения участка развития метасоматически измененных жильных пород в серпентинитах Кентерлауского массива

1 — антигоритовые серпентиниты; *2* — крупнолистоватые антигоритовые серпентиниты; *3* — жадеититы; *4* — амфиболовые породы; *5* — альбититы и альбит-амфиболовые породы; *6* — валунные россыпи жадеититов; *7* — яшмо-кварциты и порфириты O_1

В группе жильных образований итмурундинского и шоинтасского комплексов установлены только пироксениты и родингиты.

Пироксениты представлены обычно почти мономинеральными породами, сложенными крупными кристаллами диопсида-диаллага ($cNg = 39—41°$, $Ng—Np = 0{,}026$, $2V = +60°$). Зерна пироксена с периферии обрастают волокнистой зеленой роговой обманкой. По пироксену развивается также светло-зеленый хлорит, количество которого в некоторых случаях составляет до 60—70%. Такие породы следует называть уже пироксен-хлоритовыми. Они тесно связаны постепенными переходами с пироксенитами.

Другую группу составляют метаморфизованные жильные породы — родингиты, слагающие небольшие линзы и жилы среди серпентинитов. В контакте с ними в серпентинитах часто развивается голубовато-зеленый эмалевидный серпофит. Наиболее распространенными минералами в составе этих пород являются гранат, везувиан, эпидот и хлорит. В качестве примесей присутствуют карбонат, магнетит, сфен, ильменит и лейкоксен. В реликтах сохраняется моноклинный пироксен.

Исключительно широкое развитие в серпентинитовых массивах рассматриваемых комплексов имеют натровые гранитоиды и связанные

с ними разнообразные метасоматические породы. Эта группа пород включает довольно большой ряд петрографических разновидностей (обнажающихся нередко в пределах одного тела): от гранитов и плагиогранитов до плагиаплитов, диоритов и габбро-диоритов и их гидротермально-метасоматических производных (от альбититов и альбит-жадеитовых пород до мономинеральных жадеититов). Наибольшее распространение эти породы имеют в пределах Итмурундинской зоны габбро-пе-

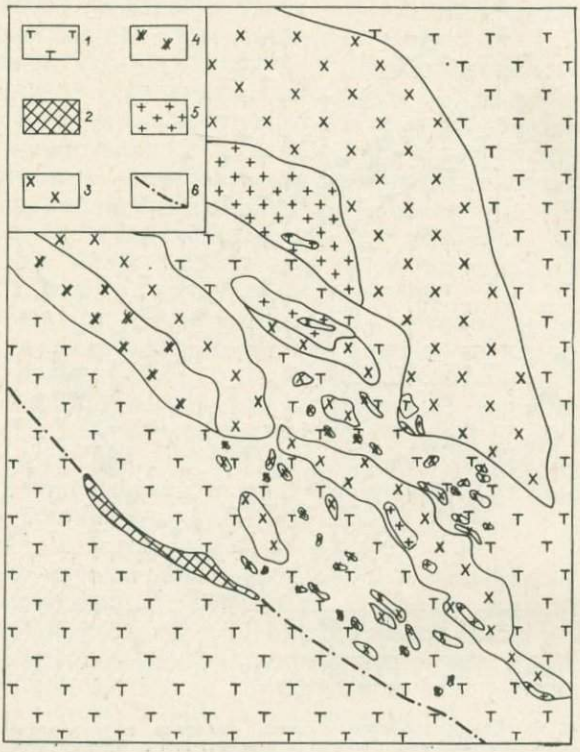


Рис. 20. Схема распространения малых тел гранитоидов среди серпентинитов в центральной части Кентерлауского массива

1 — антигоритовые серпентиниты; *2* — карбонатизированные серпентиниты; *3* — диориты и кварцевые диориты; *4* — диориты и габбро-диориты; *5* — плагиограниты; *6* — разломы

ридотитовых интрузий и, главным образом, на площади Кентерлауского массива и массива Архарсу. Тела натровых гранитоидов и их метасоматически измененных разностей всегда приурочены к тектонически ослабленным зонам внутри ультраосновных массивов или же к контактовым зонам последних (рис. 19). Там, где роль тектонических движений проявляется наиболее сильно, отмечается развитие наиболее сильно измененных метасоматических жильных образований.

В рассматриваемом комплексе пород первую подгруппу составляют собственно гранитоиды, характеризующиеся структурами магматических пород. Они слагают тела неправильной линзовидной формы, вытянутые согласно с общим простиранием вмещающего их ультраосновного массива (рис. 20). Размеры таких тел колеблются от нескольких квадратных метров до 0,3—0,5 *км*^{2}. Границы их с вмещающими серпентинитами резкие. В контакте этих тел с серпентинитами наблюдается оталькование серпентинитов и развитие хлорита и актинолит-тремолитового амфибола. В эндоконтактах гранитоидных тел наблюдается обогащение цветным компонентом. В этой подгруппе пород преобладают плагиограниты и плагиаплиты, связанные тесными взаимопереходами

с одной стороны с лейкократовыми гранитами (встречающимися сравнительно редко), а с другой стороны с более распространенными диоритами и габбро-диоритами, представляющими собой, вероятно, гибридные образования, возникшие в результате ассимиляции натровой гранитной магмой материала вмещающих ультраосновных пород.

Плагиограниты — средне-и мелкокристаллические порфировидные породы, характеризующиеся иногда некоторой гнейсовидностью. Под микроскопом отмечается разнообразный характер их структур, обусловленный главным образом степенью катаклаза и процессами метаморфизма. Наиболее обычной является порфировидная структура, подчеркнутая последующим катаклазом и имеющая благодаря последнему порфирокластовый характер. В северной части Кентерлауского массива встречены плагиограниты пегматоидного облика с характерной текстурой письменного гранита, где кварц образует неправильные вростки в кристаллах плагиоклаза. Иногда наряду с плагиоклазом (№ 15—25) и кварцем в плагиогранитах в очень небольшом количестве присутствует решетчатый микроклин. Цветной компонент представлен биотитом (до 10%) или роговой обманкой, замещающейся хлоритом. Альбитизация плагиоклаза сопровождается обычно появлением игольчатого амфибола голубовато-зеленого цвета (натрийсодержащего актинолита), располагающегося в виде пучков вдоль трещин.

Плагиаплиты — тесно связаны постепенными переходами, с одной стороны, с плагиогранитами, а с другой — с диоритами. Под микроскопом они обнаруживают порфировидную структуру, подчеркнутую, как в плагиогранитах, явлениями катаклаза. Плагиаплиты состоят из плагиоклаза (обычно олигоклаза или альбит-олигоклаза) и кварца, причем количество последнего, в отличие от плагиогранитов, не превышает 10—15%. В незначительном количестве присутствует амфибол, замещающийся хлоритом. В качестве вторичных минералов присутствуют мусковит, эпидот и карбонат. Как и в плагиогранитах, постоянными акцессоорными минералами являются апатит и сфен, причем количество последнего увеличивается в переходных к диоритам разностях пород.

Граниты в группе рассматриваемых пород имеют подчиненное значение. Они находятся в тесной ассоциации с плагиогранитами, от которых почти не отличаются по внешнему виду. Главными минералами являются плагиоклаз, калиевый полевой шпат и кварц. Этим породам свойственно присутствие кварца в виде мелкозернистых агрегатов в промежутках между крупными идиоморфными кристаллами плагиоклаза и крупными ксеноморфными кристаллами микроклина. Плагиоклаз подвергается замещению серицитом и отдельными крупными пластинками мусковита с небольшим количеством мелкозернистого агрегата альбита. Цветной компонент почти полностью замещен хлоритом. Иногда в массе хлорита устанавливаются реликты биотита, плеохроирующего в зеленовато-коричневых тонах и образующего розетковидные агрегаты. Акцессорными минералами являются апатит и сфен; изредка встречается циркон.

Диориты — тесно связаны с плагиогранитами и плагиаплитами, с одной стороны, а другой — с более меланократовыми породами, приближающимися по составу к габбро-диоритам. От плагиогранитов диориты отличаются более значительным содержанием цветного компонента и большей основностью плагиоклаза. Макроскопически — это средне- и мелкозернистые породы серого цвета, обладающие пестротой текстурных разновидностей. Иногда, также как и в других гранитоидах, в них наблюдается гнейсовидная текстура. Под микроскопом в диоритах устанавливается гипидиоморфнозернистая структура, нарушенная явлениями катаклаза. Главными минералами являются плагиоклаз (олигоклаз-андезин) 70—75%, роговая обманка — до 25% и кварц, количество которого не превышает 5%. Вторичные минералы

представлены хлоритом, эпидотом, агрегатом соссюрита, актинолитом и карбонатом. Акцессорный сфен присутствует часто в значительном количестве; постоянно наблюдается апатит, отмечается пирит.

Габбро-диориты представляют, вероятно, гибридные образования, характеризующиеся непостоянным минералогическим составом, переходным от диоритов к габбро. Они тесно связаны с диоритами и приурочены к краевым частям гранитоидных тел. С описанными выше гранитоидами, как уже указывалось, встречаются различные гидротермально-метасоматические образования, возникшие в результате взаимодействия магмы жильных гранитоидов и связанных с ней гидротерм с вмещающими серпентинитами. К ним относятся альбититы, альбит-амфиболовые, альбит-эпидот-амфиболовые, амфиболовые, кварц-альбитовые, альбит-жадеитовые и, наконец, весьма редкие породы — жадеититы. Тесная ассоциация всех этих пород с натровыми гранитоидами позволяет объединить их с последними в одну генетическую группу. При этом как бы связующим звеном между первой и второй подгруппами являются плагиоклазиты и альбититы, имеющие постепенные переходы к плагиогранитам и диоритам, с одной стороны, так и к альбит-амфиболовым породам, с другой стороны. Плагиоклазиты и альбититы встречаются в виде небольших линзовидных и жилообразных тел (рис. 21) среди серпентинитов или образуют маломощные жилы в диоритах и плагиогранитах. Макроскопически они представляют собой светлые мелкозернистые, часто неравномернокристаллические породы, иногда с крупными пегматоидными выделениями альбита.

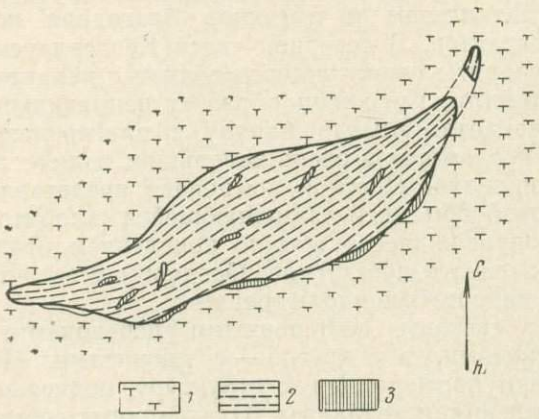


Рис. 21. Тело альбит-роговообманковой породы, залегающей в серпентините. Кентерлауский массив

1 — антигоритовые серпентиниты; *2* — альбито-роговообманковые породы; *3* — актинолититы с хлоритом

Плагиоклазиты состоят почти исключительно из плагиоклаза (№ от 20 до 32), обычно подвергнутого замещению вторичными продуктами — мелкочешуйчатым серицитом с редкими зернами эпидота. С периферии зерна плагиоклаза замещаются мелкозернистым агрегатом альбита, который слагает также участки между зернами плагиоклаза. Цветной компонент, присутствующий в очень незначительном количестве, нацело замещается хлоритом или амфиболом, близким по составу к глаукофану. Постоянно встречается сфен.

Альбититы характеризуются порфировидной, катакластической и реже панидиоморфнозернистой структурой. Состоят они исключительно из альбита, в массе которого наблюдаются незначительные примеси второстепенных минералов: хлорита, актинолита, щелочного амфибола, мусковита, анальцима, апатита, сфена, эпидота и рудного минерала. Альбититы связаны постепенными переходами с разнообразными метасоматическими образованиями, которые особенно широко развиты на площади Кентерлауского массива. Эти породы слагают небольшие тела (несколько квадратных метров), приуроченные к тектонически ослабленным зонам или приконтактовым зонам массива и располагающиеся в виде четковидных линейно вытянутых цепочек. Эти породы всегда характеризуются признаками, свойственными метасоматическим образованиям: гнейсовидностью, катакластическими и бластическими структура-

ми, характерным кучным расположением минералов, обычно в виде лучистых агрегатов (хлорит и амфибол). В этой группе пород наблюдается изменчивый минеральный состав с различными количественными комбинациями минералов, определяющихся составом подвергшихся метасоматозу пород и характером метасоматических процессов. В контактовых зонах альбититовых тел постоянно наблюдается актинолит в виде лучистых агрегатов.

Наиболее распространенными в этой подгруппе являются альбит-амфиболовые и амфибол-эпидот-альбитовые породы, которые состоят

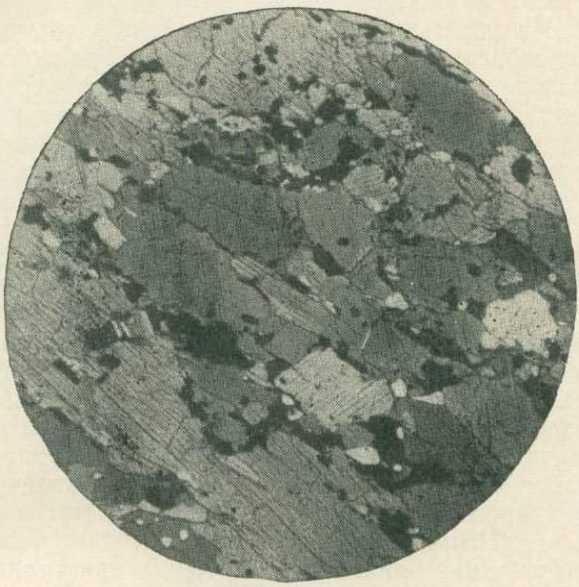


Рис. 22. Амфиболовая порода, сложенная темно-зеленой роговой обманкой и единичными зернами альбита. Порода насыщена вкрапленностью рудного минерала. Без анализатора, увел. 15

существенно из альбита и амфиболов переменного состава, часто содержащих глаукофановую молекулу. В качестве второстепенных минералов, но иногда составляющих значительную часть в породе, присутствуют кварц, минералы эпидотовой группы, мусковит, карбонат и хлорит. Следует отметить постоянное присутствие апатита и сфена, являющихся характерными акцессориями вышеописанных жильных гранитоидов. Под микроскопом эти породы характеризуются гетеробластовой структурой, образованной крупными выделениями альбита или амфибола. Весьма обычна также нематобластовая структура, обусловленная наличием в породе удлиненных, волокнистых кристаллов амфибола, эпидота и хлорита. С этой серией альбито-амфиболовых пород тесно связаны почти мономинеральные актинолититы, состоящие обычно из лучистых агрегатов актинолита, окрашенного в ярко-зеленый (рис. 22) цвет. В качестве второстепенных минералов в них присутствуют альбит, биотит, магнетит, сфен и апатит. Эти амфиболовые породы слагают или контактовые зоны между гранитоидами и серпентинитами или самостоятельные линзовидные и жилоподобные тела. Они образовались также гидротермально- метасоматически путем воздействия на серпентиниты богатых Na_2O, Al_2O_3 и SiO_2 гидротерм, связанных с внедрением натровых гранитоидов. В контакте амфиболовых пород с серпентинитами наблюдаются зоны вермикулита мощностью в несколько десятков сантиметров, но иногда достигающие двух метров.

Наиболее интересную группу метасоматических образований, генетически связанных с описанными выше породами, составляют мономинеральные жадеититы, альбит-жадеитовые, жадеит-амфибол-альбитовые, альбит-кварцевые и мономинеральные кварцевые породы.

Жадеититы, как уже указывалось, были встречены на площади Кентерлауского массива, где они залегают в виде линзовидных тел среди антигоритовых серпентинитов. Размеры тел жадеититов колеблются от 1×5 *м* до 15×60 *м*. В контакте жадеититов с серпентинитами прослеживаются узкие (от нескольких сантиметров до 1,5—2 *м*) тремолитовые, гидробиотит-вермикулитовые и хлорит-серпентиновые метасоматические зоны. На участках развития жадеититов обычно встречаются небольшие линзообразные тела альбититов, альбит-амфиболовых, альбит-кварцевых пород, амфиболовых пород и мономинеральных кварцевых пород. Макроскопически жадеититы чрезвычайно вязкие, плотные среднекристаллические породы серо-белого цвета (иногда с фиолетовым оттенком) с участками, окрашенными в различные тона зеленого цвета. Чаще всего наблюдается пятнистое окрашивание и окрашивание вдоль трещин, что связано с проникновением в последние окислов хрома и железа. Жадеититы характеризуются большим удельным весом (3,18—3,32). В шлифе жадеититы представляют почти мономинеральные породы, образованные плотными зернистопризматическими или столбчато-лучистыми агрегатами жадеита. Наиболее обычной для жадеититов является гранобластовая мозаичная, призматически зернистая структура (рис. 23 а), которая, в отличие от структур, свойственных другим мономинеральным пироксенитам, характеризуется особенно плотным, мозаичным сцеплением зерен. Часто наблюдается брекчиевидная, цементная структура, обусловленная тем, что участки средне- и крупнокристаллического жадеита заключены в массе мелкокристаллического жадеита. Нередкой для жадеититов является также сноповая структура, образованная длинностолбчатыми кристаллами жадеита, группирующимися в лучистые агрегаты. В шлифе жадеит бесцветен и обладает отчетливо выраженной спайностью. В разрезах, параллельных (001), наблюдается хорошо выраженная пересекающаяся спайность, свойственная пироксенам. Иногда в кристаллах жадеита хорошо выражена зональность (рис. 23 б), при этом внешняя часть кристалла имеет угол погасания меньший, чем центральная часть, что может указывать на большую щелочность внешней зоны.

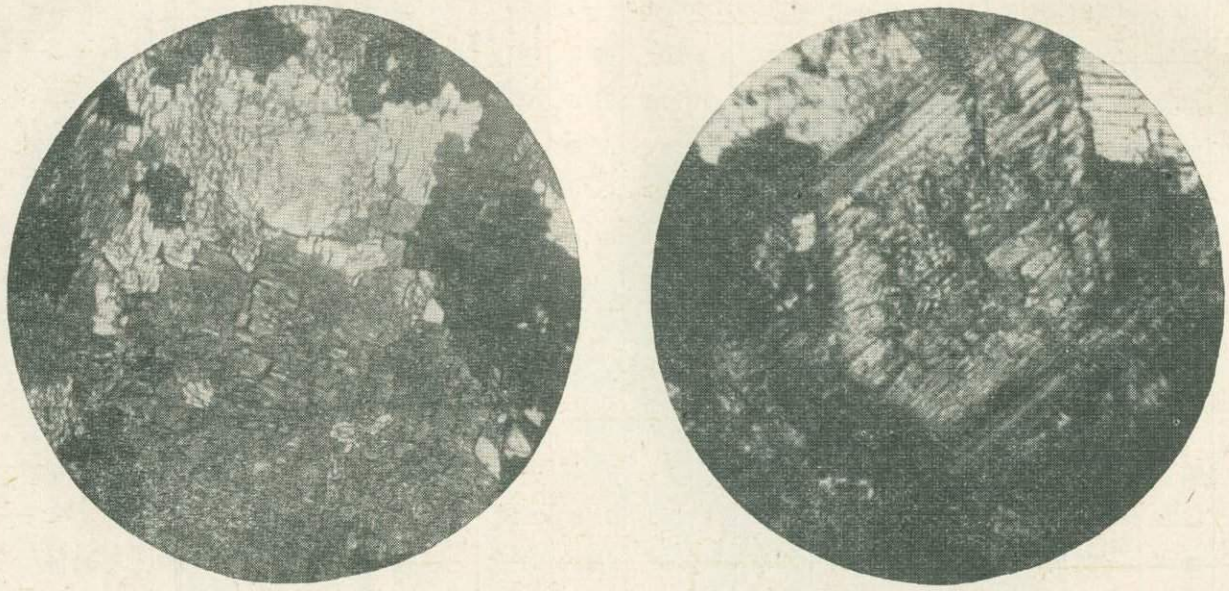
В табл. 3 приведены оптические константы северобалхашских жадеитов и для сравнения оптическая характеристика жадеитов из некоторых наиболее известных зарубежных месторождений.

Таблица 3

Оптические константы жадеитов

Оптические константы	Северное Прибалхашье (образцы)							Тибет (по Е. И. Нефедову)	Бирма (1930)	Япония (1939)	Калифорния (1959)
	146	5112а	5112	5132/1	5132/2	1	2				
2V	+72°	+76°	+70°	+72°	+75°	+75°	+77°	+77°	+72°	—	+70°
Ng	1,676	1,668	1,682	1,672	1,677	1,672	1,683	1,670	1,683	1,673	1,666
Nm	1,662	1,659	1,670	1,664	1,666	1,665	1,670	1,660	—	1,663	1,657
Np	1,660	1,656	1,662	1,659	1,657	1,659	1,667	1,656	1,660	1,658	1,654
Ng—Np	0,016	0,012	0,020	0,013	0,020	0,013	0,016	0,014	0,023	0,015	0,012
cNg	33°	36°	35°	36°	36—37°	34°	36°	45°	33—42°	33°	34°

Химический состав жадеитов Северного Прибалхашья может быть иллюстрирован анализами (табл. 4), выполненными в лабораториях Керамического института (ГИКИ) и Геохимсектора ВСЕГЕИ (аналитики А. С. Запорожец, В. К. Коноплева, В. М. Ковязина):



а *б*

Рис. 23. Жадеититы: *а* — призматическизернистые зерна жадеита с извилистыми зазубренными контурами. Ув. ×20. Николи +; *б* — зональный кристалл жадеита. Николи +, увел. 40

Таблица 4

Химический состав жадеитов

Окислы	Вычисленный теоретический состав жадеита	Северное Прибалхашье							Бирма (Lacroix, 1930)			Япония (Kawano, 1939)		Калифорния	
		обр. 146 белый	обр. 5112а белый	обр. 5112 светло-зеленый	обр. 1 белый	обр. 2 зеленый	обр. 5132/1 белый	обр. 5132/2 зеленый	белый	белый с зелеными пятнами	яблочно-зеленый	зеленый	белый	Сан-Бенито (Coleman, 1956)	Кловердейк (Wolfe, 1955)
SiO_2	59,44	58,62	59,00	56,95	57,95	57,70	58,08	57,21	58,86	58,46	58,18	58,02	58,35	59,58	61,66
TiO_2	—	—	0,26	0,10	0,26	0,19	Следы	Следы	—	—	—	0,04	0,04	0,04	0,05
Al_2O_3	25,22	25,28	23,59	20,28	23,25	17,86	25,10	17,56	25,12	24,21	21,40	22,96	23,90	25,82	21,81
Cr_2O_3	—	—	—	—	Следы	0,34	0,01	0,05	—	—	—	—	—	0,01	—
Fe_2O_3	—	0,20	1,25	3,24	1,16	0,99	1,63	1,76	0,16	0,48	0,29	0,77	0,66	0,45	0,32
FeO	—	—	0,27	0,48	0,29	0,59	0,70	0,84	0,12	0,76	2,53	0,18	0,08	Следы	0,24
MnO	—	—	0,02	0,02	0,01	—	—	Следы	Следы	0,03	0,08	0,01	—	—	0,05
MgO	—	0,48	1,04	2,06	1,41	4,70	1,20	6,16	0,27	0,39	2,65	1,70	0,78	0,12	0,98
CaO	—	0,78	1,32	5,06	2,04	6,85	3,71	10,17	0,44	1,74	3,82	1,58	0,98	0,13	1,98
Na_2O	15,34	14,54	11,77	9,35	12,40	9,70	9,35	6,14	14,62	12,71	9,95	12,38	12,55	13,40	12,27
K_2O	—	Следы	0,41	1,45	0,20	0,18	Следы	Следы	0,08	0,35	0,16	0,16	0,12	0,02	0,57
H_2O+	—	0,82	0,59	1,05	1,04	1,06	0,47	0,42	0,04	0,69	0,50	0,87	1,24	0,16	0,44
H_2O-	—	—	0,20	0,15	—	—	0,04	0,08	0,15	0,11	0,19	0,61	0,67	0,22	0,10
Сумма	100,00	100,72	99,72	100,19	100,01	100,16	100,29	100,39	99,86	99,93	99,75	99,28	99,37	99,95	100,47

На основании данных химического анализа и полученных оптических констант можно заключить, что среди жадеитов Северного Прибалхашья наряду с почти чистым жадеитом (обр. 146—96,8%, обр. 5112 а — 89,5%, обр. 1—91,5% жадеитовой молекулы) имеются разности, в той или иной степени обогащенные диопсидовой и акмитовой молекулами. Так, в образцах зеленого жадеита № 5112 и 5132/2 содержание окиси натрия уменьшается по сравнению с серовато-белым жадеитом, а количество окиси кальция соответственно увеличивается, что указывает на большее содержание в этих образцах диопсидовой

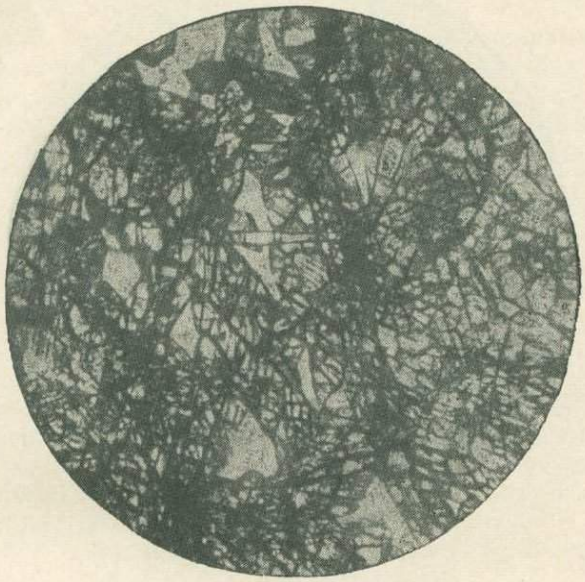


Рис. 24. Жадеитит. В промежутке между зернами жадеита заключены клиновидные участки первичного альбита (белое). Без анализатора, увел. 20

молекулы (обр. 5112—18,9%, обр. 5132/2—50%). Кроме того, данные химических и спектральных анализов показывают, что зеленые разности жадеита содержат 0,3—0,5% Cr_2O_3. Из химических анализов жадеита из зарубежных месторождений можно видеть, что наиболее чистыми также являются их белые разности.

В жадеититах в незначительном количестве развиты альбит, анальцим, натролит, слюда, пумпеллиит, эпидот, цоизит, тремолит, пектолит, кальцит, сфен, апатит, рудный минерал. При этом первые два минерала являются почти постоянной примесью в северобалхашских жадеититах. Следует отметить, что только альбит, образующий реликты в промежутках между зернами жадеита (рис. 24), можно считать устойчивым в ассоциации с жадеитом. Все другие минералы являются более поздними и возникают в жадеититах в более позднюю низкотемпературную стадию гидротермально-метасоматического процесса (Москалева, 1962).

В комплексе пород, связанных с жадеититами, кроме упоминавшихся жадеит-альбитовых, альбит-амфиболовых и амфиболовых пород, были встречены кварцсодержащие породы, слагающие жилообразные тела на участках развития жадеититов. В строении этих жильных тел выделяется их центральная часть, сложенная мономинеральными кварцевыми породами, и периферические части, образованные кварцево-альбитовыми и альбит-тремолитовыми породами. Под микроскопом мономинеральные кварцевые породы обнаруживают гранобластную зубчатую структуру, образованную почти изометрическими зернами кварца, имею-

щими резко выраженные извилистые и зубчатые очертания. Часто более крупные зерна или агрегаты таких зерен окружаются мелкозернистой массой кварца такой же структуры (рис. 25). Плотные мозаичные сцепления кварцевых зерен и отсутствие включений минералов придают этим породам тот характерный вид, благодаря которому они в образце напоминают голубовато-серый прозрачный лед. Кварц, слагающий эти породы, оптических аномалий не обнаруживает; волнистого погасания в нем не наблюдается.



Рис. 25. Кварцевая порода. Крупные зерна с зубчатыми очертаниями окружаются мелкозернистой гранулированной массой кварца. Николи +, увел. 20

Ультраосновные породы в Северном Прибалхашье подвергнуты процессам гипергенного изменения, приводящим к возникновению на серпентинитах новообразований древней коры выветривания. Однако последняя сохранилась в полном профиле только на массивах Итмурундинском и Шоинтасском. Наиболее хорошо древняя кора выветривания изучена на Итмурундинском массиве, где в разрезе горы Итмурунды, представляющей собой эрозионный останец на поверхности ультраосновного массива, наблюдается отчетливая вертикальная зональность (см. рис. 17). В профиле коры выветривания установлены три зоны, имеющие между собой неровные границы с постепенными переходами. Верхний горизонт профиля составляют лимонито-кремнистые породы (бирбириты). По внешнему виду среди них наблюдаются плотные буровато-коричневые кварцитовидные или опаловидные разности, а также сетчато-пористые и пещеристые разности, в которых поры и трещинки выполнены мелкокристаллическими или аморфными выделениями кварца и халцедона. Структура этих пород иногда сохраняет первичный петельчатый характер серпентинита, хотя порода целиком сложена минералами кремнезема и окислов железа. Мощность этого горизонта составляет 20—30 *м*.

Ниже прослеживается горизонт силицифицированных серпентинитов, более светлой, часто пятнистой окраски, обусловленной неравномерным распределением гидроокислов железа, неравномерным окремнением и частичной нонтронитизацией. Решетчатый каркас породы образован кварцем, халцедоном и карбонатом.

Далее следует мощный горизонт карбонатизированных серпентинитов, хорошо выделяющийся на склонах горы Итмурунды благодаря обилию жил белого аморфного магнезита. Кроме магнезита и серпентина (обычно антигорита), в этих породах присутствуют хлорит, брейнерит, магнетит, гематит и гидроокислы железа.

Ниже карбонатизированных серпентинитов, у подножья горы Итмурунды, обнажаются незатронутые выветриванием хризотил-антигоритовые серпентиниты.

Общая мощность продуктов разложения ультраосновных пород составляет здесь 50—60 *м*.

Шоинтасский массив на 80% покрыт образованиями коры выветривания. Характер коры выветривания близок к Итмурундинскому: большая часть поверхности массива сложена лимонито-кремнистыми породами; многочисленные лога и понижения в рельефе вскрывают серпентиниты, в той или иной степени карбонатизированные и включающие горизонт магнезитов. Выветриванию здесь подверглись не только нормальные серпентиниты, но и серпентиниты, испытавшие интенсивную гидротермальную карбонатизацию и лиственитизацию.

В заключение необходимо подчеркнуть, что одной из наиболее характерных особенностей габбро-перидотитовых комплексов Северного Прибалхашья является исключительно широкое развитие в ультраосновных массивах малых интрузивных тел натровых гранитоидов и связанных с ними гидротермально-метасоматических пород. Подобного же типа и облика малые интрузии гранитоидов встречаются почти во всех габбро-перидотитовых комплексах Центрального Казахстана, но нигде они не проявляются в таком обилии и не сопровождаются такими интенсивными процессами гидротермального метасоматоза, как в интрузиях Итмурундинской зоны в Северном Прибалхашье.

В характере проявления этих пород здесь устанавливаются следующие факты:

1) более молодой по отношению к ультраосновным породам возраст гранитоидов (о чем свидетельствует залегание их в виде даек и линзовидных тел, согласных с вмещающими серпентинитами);

2) унаследованность ими тектонических путей, по которым ранее внедрялась ультраосновная магма (о чем свидетельствует ориентировка тел гранитоидов, согласная с направлением ультраосновных массивов или с направлениями трещинной тектоники в последних);

3) достаточно активный характер существенно натровых гранитоидных расплавов, способных к явлениям ассимиляции и гибридизма, в результате которых среди плагиогранитов и плагиаплитов появляются более основные разности до габбро-диоритов включительно;

4) наличие активной гидротермальной фазы малых интрузий гранитоидов, вызвавшей гидротермально-метасоматические преобразования как самих гранитоидов, так и непосредственно контактирующих с ними серпентинитов. В результате этого возникли новые породы, отличающиеся и от гранитоидов (альбититы, альбит-амфиболовые, альбит-кварцевые, жадеит-альбитовые и жадеитовые породы), и от серпентинитов (амфиболовые породы, вермикулитовые породы и пр.).

Граниты, плагиограниты, плагиаплиты и диориты в начальную стадию изменения подвергались альбитизации под влиянием гидротерм, обогащенных Na_2O и SiO_2. Процесс альбитизации гранитоидов можно сравнить с хорошо известными явлениями альбитизации гранитных пегматитов, в результате которых отдельные участки пегматитовых тел превращаются в зернистые альбититы. Предполагают, что источником натрия в этом случае является пневматолитовый раствор самого пегматита (Заварицкий, 1955). Естественно предположить, что в нашем случае источником обогащенных натрием растворов был натровый гранитоидный расплав малых интрузий. Альбитизация была здесь наиболее

распространенным процессом и представляла, по-видимому, начальную стадию образования гранитоидных пород, протекая при более высокой температуре.

В ходе дальнейшей циркуляции растворов их состав и температурные условия изменялись. Пройдя через массы магнезиальных пород растворы, с одной стороны, обогащались компонентами этих пород (Mg, Fe, Ca), а с другой стороны, — теряли значительную часть кремнезема за счет образования в контактовых зонах амфиболовых, хлоритовых, тальковых и вермикулитовых оторочек. Под влиянием этих растворов происходили дальнейшие изменения уже альбитизированных гранитоидов и возникали альбит-амфиболовые, эпидот-хлорит-амфиболовые, а также жадеит-альбитовые и жадеитовые породы (Москалева, 1960, 1962). Наиболее существенным отличием Северного Прибалхашья является наличие здесь своеобразных и редких мономинеральных жадеитовых пород, которые нигде в Казахстане, кроме Северного Прибалхашья, неизвестны.

Геологические условия нахождения жадеититов в Северном Прибалхашье свидетельствуют о том, что они в своем генезисе тесно связаны с процессом гидротермально-метасоматического преобразования натровых гранитоидов, залегающих в серпентинитовых массивах. Процесс этот сводился к потере гранитоидными породами кремнезема и извести, которые выносились из них и шли на образование амфиболов, хлоритов, вермикулита и талька в экзоконтактовых зонах, и к деанортитизации плагиоклаза и десиликации альбита, в результате чего образовался жадеит. Метасоматический процесс образования жадеита происходил при инертности кремнезема, глинозема и магния, и при вполне подвижном поведении натрия.

Во взглядах на генезис жадеита среди исследователей в последнее время наметились две группы. Одни (В. С. Соболев, 1957, 1964; Н. Л. Добрецов, 1964; Birch, Robertson, 1957), основываясь главным образом на данных эксперимента, развивают свои представления о том, что поле устойчивости жадеита располагается в области давлений свыше 12,5 *кбар* и рассматривают жадеит как индикатор высоких давлений. Правда, В. С. Соболев допускает возможность расширения поля устойчивости жадеита в область более низких температур и соответственно — более низких давлений (Соболев, 1964, стр. 92).

Другие исследователи (Д. С. Коржинский, 1953, 1962; В. Н. Москалева, 1960, 1962; Roever, 1950; Seki, 1960; Coleman, 1952) считают, что такие минералы, как жадеит и глаукофан, образуются в результате повышения щелочности метаморфизующих растворов в среде, обогащенной сильными основаниями. Не отрицая целесообразности применения данных физико-химии к природным процессам, эти исследователи подчеркивают, что условия нахождения жадеитовых пород далеко не всегда свидетельствуют в пользу образования их в условиях высоких давлений. В частности, трудно признать образование в таких условиях прибалхашских жадеититов, залегающих в обычных антигоритовых серпентинитах, массивы которых заключены в ордовикских осадочно-вулканогенных породах, метаморфизованных лишь в фации зеленых сланцев.

Даже если принять точку зрения В. С. Соболева о том, что высокие давления в земной коре могут возникать на относительно большой глубине и что, таким образом, понятия «глубинность» и «давление» не всегда совпадают, невозможно себе представить такие геологические условия, в которых высокие давления создавались только для небольших участков, площадью всего в несколько квадратных метров. С позиций гипотезы о гидротермально-метасоматическом происхождении жадеититов все наблюдаемые особенности условий их залегания в серпентинитовых массивах находят себе вполне удовлетворительное объяснение.

Если же принять за непреложную истину данные эксперимента, что поле устойчивости жадеита лежит только в области высоких давлений и температур, то представляется более вероятным другое предположение: жадеиты и сопровождающие их альбит-жадеитовые и альбит-амфиболовые породы являются не продуктами гидротермально-метасоматической десиликации гранитоидов, а представляют собой глубинные ксенолиты, вынесенные ультраосновной магмой из области высоких давлений и температур, где и происходило формирование жадеитовых пород, впоследствии испытавших явления диафтореза на уровне становления ультрабазитовых интрузий. Кстати, Н. Л. Добрецов (1964) отмечает, что при диафторезе жадеитовых пород возникают более низкотемпературные минеральные ассоциации, относящиеся к фации глаукофановых сланцев, в которых жадеит равновесен с альбитом, кварцем и глаукофаном (или натровым тремолитом). Однако он почему-то исключает из этого списка минералов натролит и другие цеолиты, совместное нахождение которых связано не с явлениями диафтореза, а с гидротермально-метасоматические преобразованием жадеитовых пород, когда цеолиты развиваются непосредственно по жадеиту (Москалева, 1962).

Петрографические особенности габбро-перидотитовых комплексов

Интрузии рассматриваемой формации являются обычно простыми, недифференцированными или слабо дифференцированными и характеризуются довольно определенным петрографическим составом слагающих их пород, закономерно повторяющимся во всех габбро-перидотитовых комплексах Центрального Казахстана. В составе этих интрузий всегда резко преобладают бесполевошпатовые ультраосновные породы и их метаморфические производные, а генетически с ними связанные основные породы имеют подчиненное значение или в отдельных редких случаях совсем отсутствуют. Характерной особенностью ультрабазитов этого типа является широкое развитие в них процессов автометаморфической серпентинизации, в результате чего в составе габбро-перидотитовых поясов мы обычно встречаем нацело серпентинизированные ультраосновные породы, установить первичный состав которых представляется не всегда возможным. Однако несмотря на то что слабо серпентинизированные разности ультраосновных пород встречаются очень редко, наличие в серпентинитах реликтов первичных магматических минералов и реликто-псевдоморфных структур позволяет наметить некоторые закономерные особенности петрографического состава ультраосновных пород данной формации.

Как было показано выше при характеристике габбро-перидотитовых комплексов, главной разновидностью ультраосновных пород здесь являются перидотиты, а среди них преобладающее значение имеют гарцбургитовые разности обычно с небольшим содержанием ромбического пироксена (от 5 до 30%). Гарцбургиты, богатые ромбическим пироксеном (саксониты, в понимании А. Н. Заварицкого), встречаются редко и обычно наряду с ромбическим пироксеном содержат всегда некоторое количество моноклинного, т. е. представляют уже переходные к лерцолитам разности. Собственно лерцолиты распространены значительно менее гарцбургитов и всегда связаны с последними постепенными переходами. Верлиты имеют еще меньшее распространение и пространственно почти всегда ассоциируются с габброидными дифференциатами перидотитовой магмы.

Также ограниченное распространение в составе интрузий данной формации имеют дуниты. Они встречаются преимущественно в наиболее крупных интрузивных массивах гарцбургитов, представляя собой беспироксеновую фацию последних. Редко они образуют среди гарцбургитов

ясные и крупные по площади обособления; чаще дуниты наблюдаются в виде отдельных чередующихся полос различной (но обычно небольшой) мощности в массе гарцбургитов. Примером этого может служить описанный выше южный Андассайский массив чу-балхашского комплекса. Вся эта группа существенно оливиновых пород характеризуется и определенным составом породообразующих минералов, представленных высокомагнезиальными силикатами. Так, оливин представлен форстеритом, реже хризолитом, с содержанием 5—10% фаялитовой молекулы. Ромбический пироксен отвечает почти чистому энстатиту или реже бронзиту с очень небольшим содержанием ферросилитового компонента. Моноклинный пироксен в лерцолитах и верлитах почти всегда представлен также маложелезистыми известково-магнезиальными разностями диопсида или диаллага. Постоянным акцессорным минералом в существенно оливиновых породах является хромшпинелид.

Пироксениты в строении большинства габбро-перидотитовых интрузий Центрального Казахстана играют ничтожную роль. Они в основном встречаются в виде маломощных и неправильных жил в перидотитах, т. е. относятся преимущественно уже к жильной фации. Интрузивные же пироксениты, если и встречаются изредка, то образуют очень небольшие обособления среди гарцбургитов и лерцолитов. Пироксениты интрузивной фации представлены, как правило, энстатитами или бронзититами, реже вебстеритами, а жильные — почти исключительно — диаллагитами (диопсидитами).

Ультраосновные породы в габбро-перидотитовых комплексах Казахстана всегда подвергаются интенсивным и разнообразно проявленным постмагматическим процессам, в результате которых резко меняются их первоначальный минеральный состав и первичные структуры. Большинство этих процессов связано с собственной гидротермальной фазой интрузий (автометаморфические процессы); некоторые же из них представляют результат наложения гидротермальных фаз более поздних интрузий (обычно гранитной магмы), т. е. являются процессами аллометаморфическими.

Наиболее типичным и наиболее широко проявленным процессом постмагматического изменения казахстанских ультраосновных пород является их серпентинизация. Этим процессом в той или иной степени захвачены все ультраосновные породы габбро-перидотитовых комплексов Центрального Казахстана, в которых, как уже указывалось, серпентиниты и серпентинизированные перидотиты являются наиболее распространенными разновидностями ультраосновных пород. Кроме обычной гидротермальной серпентинизации, ультраосновные породы подвергаются также процессам лиственитизации, отальковання, хлоритизации, иногда амфиболизации, которые, однако, не имеют такого массового распространения, как серпентинизация, и в различных габбро-перидотитовых комплексах они проявляются в различных масштабах и с разной интенсивностью. Мы не будем здесь останавливаться на рассмотрении всех этих процессов, которые многократно и достаточно хорошо описаны для бесполевошпатовых ультраосновных пород других регионов и которые в Казахстане имеют в общем довольно обычный характер. Теоретические представления, касающиеся генезиса этих процессов, источников метаморфизующих растворов, объемных эффектов при серпентинизации и пр., также общеизвестны и подробно освещены в трудах как советских, так и зарубежных геологов.

Основные породы в габбро-перидотитовых комплексах Центрального Казахстана количественно всегда уступают ультрабазитам и распространены они весьма неравномерно. В пределах габбро-перидотитовых комплексов основные породы очень редко образуют самостоятельные интрузивные массивы; обычно же они встречаются в тесной связи с бесполевошпатовыми ультраосновными породами. Преобла-

дающей и почти единственной разновидностью основных пород являются нормальные габбро и их разнообразные метаморфические производные. Породы типа норитов и габбро-норитов здесь совершенно отсутствуют. Ни в одном из сотен изученных шлифов габброидов из различных ультрабазитовых комплексов Казахстана нами не было встречено ни одного зерна ромбического пироксена. Нормальные габбро этих интрузий состоят из основного плагиоклаза, моноклинного пироксена, акцессорных сфена и рудного минерала (обычно ильменита или титаномагнетита), а также почти всегда большого количества вторичных образований (соссюрит, эпидот, цоизит, гроссуляр, пренит, скаполит, лейкоксен, кальцит, серицит, роговая обманка, актинолит, хлорит, магнетит и пр.). Сравнительно редко среди габбро встречаются оливинсодержащие разности. Для габброидов этих интрузивных комплексов характерны габбровая, габброофитовая и пойкилоофитовая структуры, причем среди нормальных среднезернистых мезократовых габбро (особенно вблизи их контактов с вмещающими породами) встречаются иногда мелкозернистые габбро и габбро-диабазы, обладающие уже типичной диабазовой структурой. Эти последние иногда бывает трудно отличить от габброидов жильной свиты перидотитовых интрузий, с которыми они сходны не только по составу и структурам, но и по форме залегания (небольшие неправильной формы тела в серпентинитовых массивах).

Для габбро-перидотитовых комплексов Центрального Казахстана весьма характерна свита комагматических жильных пород, включающая следующий ряд наиболее распространенных петрографических разновидностей (в порядке убывающей основности):

1) дуниты;
2) перидотиты (обычно верлиты, реже — лерцолиты);
3) пироксениты (диаллагиты, диопсидиты, реже — вебстериты);
4) горнблендиты;
5) габбро-диабазы и микрогаббро;
6) диоритовые и диабазовые порфириты.

Весьма распространенным типом комагматических жильных пород здесь является группа нацело метаморфизованных жильных образований — родингитов, представленных разнообразными гранат-пироксеновыми, хлорит-гранатовыми, везувиан-хлорит-гранатовыми и другими подобными им породами, среди которых изредка встречаются и почти мономинеральные гроссуляриты. Наблюдаемые иногда в этих породах реликтовые габбровые и диабазовые структуры, а также формы залегания родингитов указывают на то, что они образовались в результате гидротермального метаморфизма пироксенитов, микрогаббро и габбро-диабазов, т. е. за счет наиболее часто встречающихся разновидностей комагматических жильных пород габбро-перидотитовых интрузий. Процесс гранатизации этих жильных образований, вероятно, предшествовал серпентинизации вмещающих их перидотитов, так как нижний предел устойчивости гроссуляра, согласно экспериментальным данным Иодера (Yoder, 1950), определяется температурой около 600° С. Таким образом, родингиты должны были образоваться в тот этап становления интрузии, когда ее температура была выше 600° и, следовательно, она не была еще серпентинизирована. Развивая это положение дальше, мы можем заключить, что исходные для родингитов комагматические жильные породы внедрились в массивы ультрабазитов значительно раньше начала их автометаморфической серпентинизации. Иначе говоря, перечисленные выше жильные породы в габбро-перидотитовых интрузиях можно рассматривать как «группу жильных образований первого этапа», подобно тому как для интрузивных комплексов гранитов выделяются «дайки первого и второго этапов» (Коптев-Дворников, 1952).

Соответственно «группой жильных образований второго этапа» в габбро-перидотитовых комплексах можно считать малые интрузивные тела натровых гранитоидов, характеризующиеся однообразным и постоянным составом пород. Преобладающее распространение среди них имеют плагиограниты, плагиаплиты и кварцевые диориты; очень редко встречаются гранодиориты с калиевым полевым шпатом (обычно — решетчатым микроклином). Различия в вещественном составе между всеми этими породами заключаются преимущественно в количественных соотношениях кварца и кислого плагиоклаза, основность которого только в диоритовых разностях поднимается до андезина. Характерными минералогическими особенностями этих пород являются: необычно высокое содержание плагиоклаза, повышенное содержание кварца и исчезающе малое количество цветного компонента, представленного почти всегда роговой обманкой. Только в некоторых разновидностях гранодиоритов (например, в Тюлькуламском массиве в Северо-Восточном Прибалхашье) цветной минерал представлен хлоритизированным биотитом. Количество кварца в плагиогранитах и гранодиоритах составляет обычно 25—30%, а в плагиаплитах оно не превышает 10—12%.

В приконтактовых частях плагиогранитовых тел, как уже упоминалось, иногда наблюдаются более основные контаминированные разности гранитоидов типа диоритов. От плагиогранитов они отличаются большей основностью плагиоклаза, более высоким содержанием цветного минерала (роговой обманки) и отсутствием кварца. От нормального типа диоритов эти породы отличаются своим резко выраженным лейкократовым характером, а при уменьшении содержания роговой обманки они обнаруживают переходы к еще более лейкократовым плагиаплитам и плагиоклазитам.

Исключительно однообразны и постоянны во всех разновидностях рассматриваемой серии гранитоидов акцессорные минералы: они представлены апатитом (хлорапатитом с $N>1{,}650$) и сфеном, причем количество последнего увеличивается в более основных разностях пород. Количество акцессорного рудного минерала варьирует и не подчиняется какой-либо закономерности, но в общем оно ниже, чем в нормальных гранодиоритах и диоритах.

Большая часть гранитоидов характеризуется порфировидной структурой, свойственной гипабиссальным образованиям и малым интрузиям, кристаллизовавшимся на небольшой глубине. В плагиогранитах наблюдается также равномернозернистая гранитовая структура. На быструю кристаллизацию в условиях небольших глубин указывают также часто наблюдаемые микрографические и сферолитовые прорастания кварца и полевого шпата, особенно характерные для плагиогранитов и плагиогранит-порфиров тектурмасского комплекса (см. выше).

Очень характерны для всех разностей гранитоидов следы различной степени катаклаза, указывающие на относительную древность малых интрузий гранитоидов, которые вместе с включающими их габбро-перидотитовыми массивами и эффузивно-осадочными толщами участвовали в последующих тектонических движениях.

Петрохимические и геохимические особенности габбро-перидотитовых комплексов

Вопросы петрохимии ультраосновных и основных пород казахстанских габбро-перидотитовых комплексов достаточно подробно рассмотрены в двух опубликованных работах автора (Михайлов, 1958, 1962), где приведены данные 75 химических анализов этих пород и результаты их пересчета по методам А. Н. Заварицкого и Н. Д. Соболева. Поэтому ограничимся здесь приведением только сводной векторной диаграммы химических составов пород габбро-перидотитовых комплек-

сов Центрального Казахстана. Составы бесполевошпатовых ультраосновных пород на этой диаграмме нанесены по методу А. Н. Заварицкого с дополнениями Н. Д. Соболева (1952) в виде направленных вверх векторов.

Рассматривая на этой диаграмме (рис. 26) положение фигуративных точек и характер векторов, можно отметить следующие петрохимические особенности ультраосновных и основных пород габбро-перидотитовых комплексов Центрального Казахстана. В нижней части диаграммы располагается большая группа фигуративных точек и векторов, соответствующих составам существенно оливиновых пород — дунитов и перидотитов. В химизме пород здесь наглядно видны те особенности их петрографического состава, которые были отмечены в предыдущем разделе. Наиболее многочисленный и густой рой образуют векторы, длина и направление которых определяют типичный состав гарцбургитов. Длинные и круто направленные вверх векторы указывают на значительное преобладание в гарцбургитах оливина над ромбическим пироксеном при ничтожном содержании или отсутствии моноклинного пироксена. Несколько выше располагается пучок менее многочисленных векторов, имеющих несколько меньшую длину и больший наклон вправо, что указывает на уменьшение в составе пород роли оливина и появление моноклинного пироксена, т. е. на их лерцолитовый состав.

Довольно резко на диаграмме (в верхней части ультрабазитов) выделяются единичные анализы верлитов, укороченные и круто направленные вверх, векторы которых отчетливо отображают преобладание в составе породы моноклинного пироксена над оливином при ничтожном содержании ромбического пироксена. Наконец, наиболее верхнее положение в этой группе занимают почти горизонтальные векторы пироксенитов (короткий — вебстерит, длинный — энстатитит). Пунктирные векторы левой части диаграммы отображают степень серпентинизации ультраосновных пород. Здесь видно, что все анализированные породы по-существу представляют собой серпентиниты; только немногие из них оказываются слабо серпентинизированными. При этом также видно, что степень серпентинизации убывает по мере уменьшения основности породы (от гарцбургитов и лерцолитов к верлитам и пироксенитам).

Анализы пород группы габбро, пространственно и генетически тесно связанных с ультрабазитами, пересчитаны целиком по методу А. Н. Заварицкого, так как в силу особенностей химизма габброидов дополнительные параметры Н. Д. Соболева (x, y, z и h) здесь теряют свое значение и наглядность.

Как видно на диаграмме, составы габброидов характеризуются обособленной группой фигуративных точек, значительно более удаленных от осевой линии SB, чем точки ультрабазитов, что отмечает большее значение коэффициентов a и c, связанное с наличием в породах полевых шпатов. Химический состав габброидов, кроме того, больше подвержен колебаниям, чем состав ультраосновных пород, что видно в большем разбросе фигуративных точек. Здесь намечается довольно ясный непрерывный дифференциационный ряд от составов, близких к меланократовому оливиновому габбро, до нормальных габбро, причем по мере уменьшения основности пород увеличивается содержание в них щелочей (коэффициент «a») при одновременном уменьшении отношения $a : c$, что связано с более кислым составом плагиоклаза в менее меланократовых разностях габброидов. Характерно при этом, что даже наиболее кислые разности габброидов не достигают состава кварцевого габбро.

Спектральные (полуколичественные) анализы ультраосновных и основных пород габбро-перидотитовых комплексов устанавливают в них значительно более ограниченный набор элементов-примесей (Михайлов, 1962, стр. 149—151) по сравнению с породами интрузивных ком-

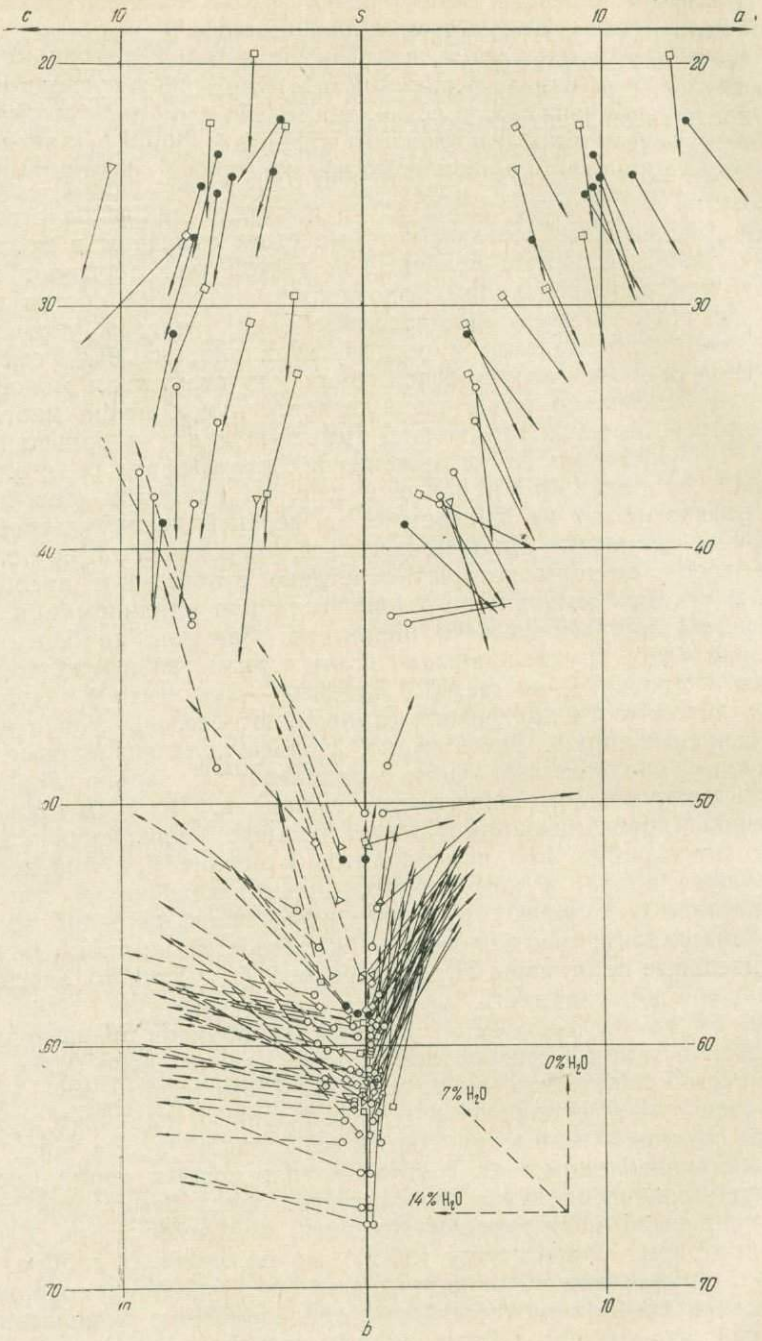


Рис. 26. Диаграмма химических составов ультраосновных и основных пород габбро-перидотитовых комплексов Восточного Казахстана

Белые кружки — породы чу-балхашского комплекса; черные кружки — породы тектурмасского комплекса; треугольники — породы итмурундинского и шоинтасского комплексов; квадраты — породы чулькызылтюлькуламского комплекса

плексов платформенного типа (см. ниже, III главу монографии). Постоянными («сквозными») элементами-примесями во всех габбро-перидотитовых комплексах являются: Na, K, Mn, Ti, V, Cr, Ni, Co и Cu. В единичных пробах ультрабазитов были отмечены Ba, Sr, Sc и Y; в габбро постоянно наблюдается галлий и отмечаются повышенные содержания титана и ванадия, тогда как в группе ультраосновных пород обращает на себя внимание резко пониженное против кларка содержание этих элементов или даже отсутствие их. Общими для всех разновидностей пород габбро-перидотитовых комплексов являются постоян-

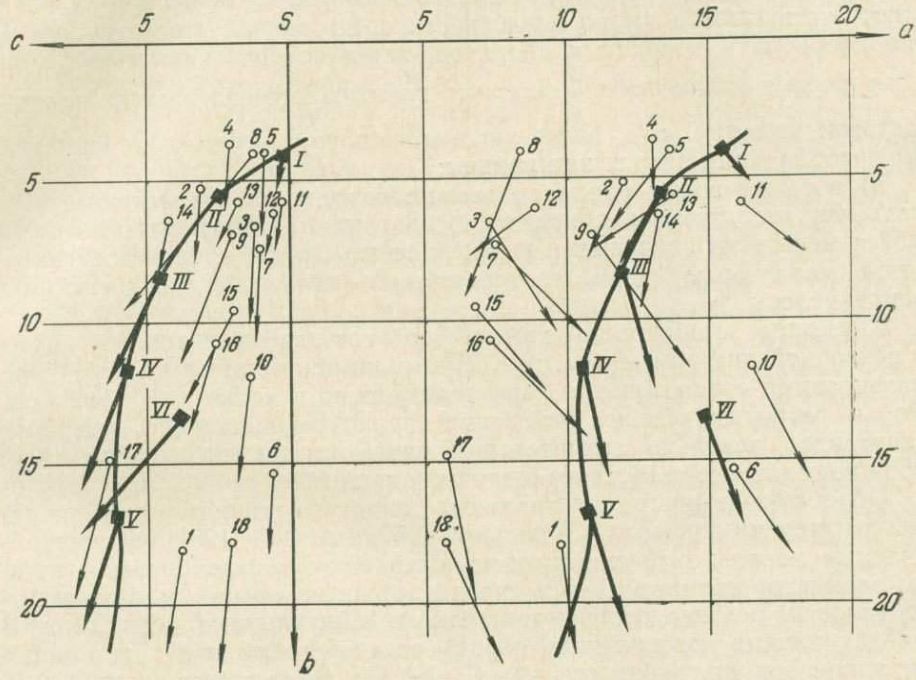


Рис. 27. Диаграмма химических составов гранитоидов малых интрузий габбро-перидотитовых комплексов

1—3 — гранитоиды чу-балхашского комплекса; 4—7 — гранитоиды тектурмасского комплекса; 8—11 — гранитоиды итмурундинского комплекса; 12—18 — гранитоиды чулькызыл-тюлькуламского комплекса. Средний состав по Р. Э. Дели: I — щелочной гранит; II — гранит; III — гранодиорит; IV — кварцевый диорит; V — диорит; VI — сиенит

но пониженные против кларковых содержания натрия, калия и марганца и в большинстве случаев повышенные содержания никеля. Содержания остальных элементов в среднем или остаются в пределах кларка для данного типа пород (по А. П. Виноградову, 1962), или колебания их не подчиняются каким-либо закономерностям.

Для петрохимической характеристики натровых гранитоидов малых интрузий мы используем опубликованные нами ранее (Михайлов, 1962, стр. 194—196) 18 химических анализов этих пород из четырех габбро-перидотитовых комплексов Центрального Казахстана: чу-балхашского, итмурундинского, чулькызыл-тюлькуламского и тектурмасского. Результаты этих анализов, пересчитанные на числовые характеристики и дополнительные параметры по А. Н. Заварицкому, нанесены на барицентрическую векторную диаграмму химических составов (рис. 27), из рассмотрения которой можно вывести следующие основные особенности химизма этих пород:

а) по своей кислотности породы соответствуют составам гранит-гранодиорит-кварцевого диорита, т. е. они относятся к пересыщенным кремнеземом и умеренно богатым щелочами породам. Исключение составляют лишь три анализа кварцевого диорита (1, 6, 17) и один анализ

габбро-диорита, представляющие, видимо, гибридные контаминированные образования;

б) в правой части диаграммы фигуративные точки почти всех анализов значительно отклоняются влево от вариационной линии нормального известково-щелочного ряда гранит-гранодиорит-кварцевый диорит (за исключением трех анализов альбитизированных пород №№ 6, 10, 11), а в левой части — вправо. Кроме того, векторы левой половины диаграммы имеют более крутой наклон, чем соответствующие векторы средних составов пород известково-щелочного ряда. Все это указывает на то, что при общей обедненности щелочами, по сравнению с соответствующими им по кислотности средними составами гранитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов, наши породы характеризуются более низким отношением $\frac{a}{c}$ (за счет пониженного содержания полевошпатовой извести), т. е. более кислым составом плагиоклаза при резком преобладании натрия над калием;

в) в то же время рассматриваемые породы по сравнению с нормальными диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами отличаются меньшими значениями коэффициента «*b*» (т. е. более лейкократовым характером) при соответственно повышенном содержании кремнекислоты.

Указанные особенности химического состава, как можно видеть на векторной диаграмме (см. рис. 27), являются общими для всей рассматриваемой серии пород и характеризуют ее в целом как обособленную в петрохимическом отношении группу существенно натровых гранитоидов, довольно значительно отличающуюся от средних типов пород нормального известково-щелочного ряда.

Обработка данных спектральных анализов гранитоидных пород малых интрузий показала (Михайлов, 1962, стр. 197—198), что рассматриваемые породы характеризуются постоянным и своеобразным набором элементов-примесей, что и определяет их некоторые геохимические особенности. Все они отличаются резко повышенными (против кларковых для кислых изверженных пород) содержаниями таких типоморфных элементов ультрабазитов, как Cr, Ni, Co, Cu, а также часто Ti и V. Повсеместно в них наблюдается содержание Ga, в несколько раз превышающее кларк этого элемента для гранитов. Довольно характерными элементами-примесями для этих гранитоидов является бериллий и цирконий, часто присутствующие в количествах, несколько больших кларка. Следует отметить также постоянное пониженное содержание в них таких породообразующих элементов, как калий и марганец, а также пониженное содержание или отсутствие свинца, иттрия, стронция и бария.

Вопросы петрологии

Вопросы генезиса интрузий габбро-перидотитовой формации и соотношения ее с другими формациями ультраосновных и основных пород будут рассмотрены в четвертой главе монографии при обсуждении общих петрологических проблем ультрабазитов и габброидов Центрального Казахстана. Здесь же мы остановимся только на двух вопросах петрологии этой формации: а) о взаимоотношениях ультрабазитов и габброидов в габбро-перидотитовых комплексах и б) о происхождении ассоциирующих с этими комплексами малых интрузий натровых гранитоидов. Эти вопросы до сего времени остаются наименее изученными и им (особенно второму из них) обычно не уделялось должного внимания.

В последние годы в связи с развиваемыми представлениями о перидотитовом составе верхней мантии и о самостоятельности глубинной

перидотитовой магмы часто высказываются мнения о стерильности ультрабазитовых интрузий складчатых областей в отношении полевошпатовых пород. При этом подобные мнения основываются больше на теоретических соображениях о генезисе ультрабазитов, чем на фактическом материале. Противоречащие же этой идее факты постоянного присутствия в ультрабазитовых комплексах габброидов и других полевошпатовых пород объясняются либо более поздним (реже — более ранним) внедрением самостоятельной габбровой магмы (гипотеза уральских геологов), либо же явлениями перерастания метаморфизма в магмообразование с возникновением палингенных габброидных расплавов за счет переплавления вмещающих ультрабазитовые интрузии вулканогенных толщ (Пинус, 1953, 1958).

Следует отметить, что на фактическом материале Казахстана мы не знаем ни одного интрузивного комплекса рассматриваемой формации, где бы наряду с бесполевошпатовыми ультраосновными породами в том или ином количестве не было бы габброидов. Другое дело, что в этих комплексах габбро всегда количественно подчинены ультрабазитам. Выявление роли габброидов в габбро-перидотитовых комплексах осложняется еще и тем обстоятельством, что в пределах последних иногда присутствуют интрузивные массивы, целиком сложенные перидотитами (серпентинитами). Однако наряду с такими массивами в составе того же комплекса всегда имеются массивы, сложенные перидотитами и габбро, либо даже целиком габбро. Для иллюстрации сказанного можно привести пример описанных выше Андассайских массивов из центральной части Чу-Балхашского габбро-перидотитового пояса (см. рис. 3). Другим характерным примером может служить Итмурундинская зона габбро-перидотитовых интрузий в Северном Прибалхашье, где наряду с массивами, целиком (Итмурундинский массив) или почти целиком (Кентерлауский массив) образованными серпентинизированными ультраосновными породами, присутствуют массивы, в строении которых значительная роль принадлежит габброидам, что можно видеть на рис. 18, показывающем геологическое строение массива Архарсу. Подобные же ассоциации бесполевошпатовых ультраосновных пород и габброидов наблюдаются во всех габбро-перидотитовых комплексах Центрального Казахстана. Более того, эти ассоциации настолько отчетливо выявляются и для других регионов СССР и зарубежных стран, что вряд ли есть основания ставить под сомнение тот факт, что тесная ассоциация перидотитов и габбро в интрузивных комплексах ранних стадий развития складчатых областей имеет характер общей закономерности. Еще в 1926 г. В. Н. Бенсон впервые показал тесную генетическую связь габбро и перидотитов в эвгеосинклинальных поясах и привел в подтверждение этого обширную библиографию (Benson, 1926). Однако эта совершенно справедливая идея Бенсона, в связи с развивавшимися А. Холмсом, Г. Хессом, В. Н. Лодочниковым и многими другими исследователями представлениями о первичной перидотитовой магме, долгое время оставалась в тени и была возрождена лишь на XXI сессии Международного геологического конгресса Т. П.Тайером (Тайер, 1963).

Несмотря на то что тесная пространственная и генетическая связь перидотитов и габбро в интрузивных комплексах рассматриваемой формации является неоспоримым фактом, вопрос о взаимоотношениях ультраосновных и основных пород остается дискуссионным, что уже было показано нами выше при характеристике чу-балхашского габбро-перидотитового комплекса. Детальное картирование массивов габбро-перидотитовой формации в Казахстане показало, что соотношение в них ультраосновных пород и габброидов носит случайный характер и не имеет важного генетического значения как в первично-расслоенных интрузиях платформенного типа (см. III главу).

Приведенные факты указывают, что внедрявшиеся по зонам глубинных разломов перидотитовые массы (вне зависимости от их агрегатного состояния, о чем речь будет ниже, см. IV главу) увлекали с собой то или иное количество расплавленного метериала габброидного состава*, который в процессе восходящего движения смешивался с перидотитовым. Наблюдаемые в габбро-перидотитовых массивах сложные и разнообразные взаимоотношения между ультрабазитами и габброидами являются, видимо, следствием начавшегося в интрузивной камере расслоения такого смешанного габбро-перидотитового расплава, которое происходило в условиях продолжающихся интенсивных деформаций и потому приводило к случайному, незакономерному распределению ультраосновных и основных пород. В то же время ряд таких фактов, как наличие в пределах одного интрузивного комплекса самостоятельных серпентинитовых массивов и массивов габбро, почти не сопровождающихся ультрабазитами (что, правда, наблюдается редко), или как явления резких морфологически интрузивных (иногда с брекчированием и последующей цементацией) контактов между перидотитами и габбро, указывающие на существование некоторого перерыва между их внедрением, заставляют допустить также возможность дифференциации габбро-перидотитового расплава и на глубине, возможно, в каком-то промежуточном очаге. Однако даже в этом случае, при последовательном внедрении перидотитов и габбро, становление их должно было осуществляться практически при одних и тех же условиях. Таким образом, основываясь на фактическом материале полевых наблюдений и даже вне зависимости от того, какую концепцию принять в отношении происхождения габброидов, мы приходим к выводу, что габброидные породы необходимо рассматривать как неотъемлемую и важную часть габбро-перидотитовых комплексов, ибо совершенно очевидно, что внедрение перидотитов и габбро на ранних стадиях развития складчатых систем происходило либо одновременно, либо следовало одно за другим с небольшим перерывом без сколько-нибудь существенного изменения тектонических условий.

Примерно так же приходится решать и второй из поставленных выше вопросов — вопрос о связи с габбро-перидотитовыми комплексами малых интрузий натровых гранитоидов.

Ассоциация малых интрузивных тел гранитоидов с габбро-перидотитовыми интрузиями настолько постоянна и характерна, что представляется возможным допустить, что в проявлении магматизма начальных стадий развития складчатых систем Казахстана существовала определенная закономерность, заключающаяся в том, что за интрузиями габбро-перидотитового состава неизменно следовало по тем же тектоническим путям внедрение существенно натровых гранитоидных расплавов, которые давали в полосе развития ультраосновных интрузий небольшие штокообразные и жилоподобные тела плагиогранитов, гранодиоритов, плагиаплитов и диоритов. Этот вывод, основывающийся на большом фактическом материале, оказывается справедливым для всех крупных габбро-перидотитовых комплексов Казахстана. Однако эта закономерность имеет, видимо, и более общее значение. Действительно, если внимательно проанализировать материалы (и особенно геологические карты) по ряду других регионов Советского Союза, то можно убедиться, что подобная же приуроченность мелких тел плагиогранитов, плагиаплитов и диоритов отмечается для многих ультрабазитовых поясов Урала, Кавказа, Саяно-Алтайской области, Камчатки и др. Более того, данные, имеющиеся в иностранной литературе, подтверждают

---

* Либо выплавленного из вещества мантии при возникновении перидотитовых астенолитов, либо захваченного при движении перидотитовой магмы из более высоких базальтовых астенолитов.

то же самое и для большинства заграничных альпинотипных поясов (Канада, Аппалачи, Калифорния, Шотландия, Бирма, Япония и др.).

Следовательно, и вопрос о генезисе малых интрузий гранитоидов, наблюдаемых в зонах развития офиолитовых интрузий, фактически выходит за пределы региональной проблемы магматизма ранней стадии развития складчатых систем Центрального Казахстана и приобретает более широкое теоретическое значение. Основная трудность в решении этого вопроса заключается в том, что мы не имеем возможности при помощи существующих методов исследования установить: являются ли натровые гранитоиды малых интрузий комагматичными породам габбро-перидотитовых комплексов или же они генетически связаны с гранитной магмой? Поэтому в решении этого вопроса остается пока только путь гипотетических рассуждений.

Представление о существовании самостоятельной первичной перидотитовой магмы исключает как будто бы возможность генетической связи с последней гранитоидных пород. Поэтому малые интрузивные тела и дайки гранитоидов, которые отмечаются в ультраосновных массивах, часто без достаточных оснований рассматриваются как жильные дериваты, связанные с более поздними интрузиями гранитной магмы. Однако наблюдающиеся во многих случаях факты приуроченности малых интрузивных тел натровых гранитоидов к массивам ультраосновных пород при отсутствии вблизи последних интрузий гранитной магмы заставляют некоторых исследователей допустить возможность генетической связи этих натровых гранитоидов и с перидотитовой магмой. Такие факты особенно многочисленны и характерны для территории Центрального Казахстана, где габбро-перидотитовые интрузии, как правило, образуют резко обособленные самостоятельные магматические комплексы и (за редкими исключениями) не встречаются совместно с более поздними интрузиями гранитов, как, например, ультрабазиты Урала.

Впервые к выводу о возможной генетической связи плагиогранитов и диоритов с ультраосновными породами в Казахстане пришел в 1937 г. В. С. Дмитриевский, который один из первых дал краткое описание гранитоидных пород, залегающих среди серпентинитовых массивов Северного Прибалхашья. Более решительно эта точка зрения была поддержана затем И. Ф. Трусовой, которая, отмечая закономерную связь жилообразных и штокообразных тел плагиогранитов и диоритов с ультраосновными интрузиями для ряда районов Центрального Казахстана, определенно высказалась в пользу «генетической связи плагиогранитов с офиолитовой формацией» (Трусова, 1948, стр. 55). В выводах к своей работе И. Ф. Трусова допускает двоякое объяснение генезиса гранитоидов и пишет по этому поводу следующее: «Плагиограниты, сиениты и кварцевые диориты несомненно имеют тесную генетическую связь с комплексом основных и ультраосновных пород и по времени образования являются самыми молодыми породами, так как в пределах всех поясов они интрудируют в форме штоков и жил габбро-перидотитовые массивы. По поводу генезиса плагиогранитов и связанных с ними пород возможны две точки зрения: 1) либо они являются метаморфическими породами, образовавшимися за счет альбитизации и силификации кварцевых диоритов и габбро растворами, проникавшими вдоль брекчированных зон; ... 2) либо плагиограниты являются нормальными дифференциатами данного магматического очага. Но и в том, и в другом случае плагиограниты будут характеризовать последнюю фазу формирования массивов основных и ультраосновных пород» (Трусова, 1948, стр. 102).

В. Н. Москалева, детально изучившая гранитоиды Северного Прибалхашья и особенно связанные с ними различные метасоматические образования, на убедительном фактическом материале показала, что

плагиограниты так же, как и гранодиориты и кварцевые диориты, являются первичными магматическими породами и что нет решительно никаких оснований связывать их генезис с процессами «альбитизации и силификации габбро», как это делает И. Ф. Трусова. В то же время В. Н. Москалева пришла к другому выводу, позволяющему до некоторой степени приблизить разрешение проблемы генезиса жильных гранитоидов в ультрабазитовых комплексах. Изучение такого благоприятного в этом отношении района, как Северное Прибалхашье, позволило ей доказать, что граниты, плагиограниты, плагиаплиты, кварцевые диориты и диориты, рассматриваемые обычно как ксеногенные образования в ультраосновных интрузиях, связаны постепенными переходами с плагиоклазитами, альбититами и амфибол-альбитовыми породами, которые принято считать комагматичными ультрабазитам жильными образованиями (Москалева, 1959, стр. 22).

Действительно, к настоящему времени уже как будто бы определенно сложилось мнение, что такие лейкократовые жильные породы как альбититы и плагиоклазиты (а часто даже и плагиаплиты) являются почти во всех случаях комагматическими жильными образованиями ультрабазитовых интрузий. Особенно утвердилось это представление среди исследователей уральских ультрабазитов. Так, П. М. Татаринов (1940), П. М. Татаринов и Г. М. Красновский (1940), Г. Л. Падалка (1939), А. Н. Заварицкий (1939) и другие при описании габбро-перидотитовых интрузий Урала альбититы и плагиоклазиты включают в группу комагматических жильных образований, рассматривая в то же время плагиограниты и кварцевые диориты, как ксеногенные жильные породы. А. Н. Заварицкий комагматичными ультрабазитами считает, кроме того, и плагиаплиты, рассматривая последние как остатки дифференциации и кристаллизации габбровой магмы, а альбититы, по его мнению, «могут рассматриваться как результат десиликации плагиаплита при реакции с дунитом» (Заварицкий, 1955, стр. 250).

Против гипотез магматического или десиликационного образования альбититов резко выступил В. Н. Лодочников, рассматривавший вместе с Ларсеном (Larsen, 1928) эти породы, как «гидротермальные образования широкого температурного размаха, связанные генетически с теми гипербазитами и серпентинитами, в которых эти образования находятся» (Лодочников, 1936, стр. 371).

Анализ фактического материала приводит к необходимости тем или иным образом связывать всю серию лейкократовых пород, начиная от гранодиоритов и плагиогранитов и кончая альбититами и амфибол-альбитовыми породами, с габбро-перидотитовыми интрузиями, так как отсутствие вблизи большинства последних более молодых гранитных массивов совершенно исключает возможность рассматривать эти малые интрузивные тела как дериваты какой-либо определенной интрузии гранитов. С другой стороны, нет никаких оснований рассматривать натровые гранитоиды как последние кислые дифференциаты глубинной перидотитовой магмы. Нам представляется, что единственным выходом из этой области взаимоисключающих противоречий может быть попытка увязать происхождение малых интрузий натровых гранитоидов габбро-перидотитовых комплексов с общим ходом развития магматизма в раннюю стадию развития складчатых систем.

Известно, что в ходе развития геосинклинального магматизма следом за альпинотипными габбро-перидотитовыми комплексами формируются интрузивные комплексы габбро-плагиогранитовой формации (см. табл. 1), происхождение которых (как будет показано ниже) связывается с началом интенсивного плавления вещества сиалического (гранитного) слоя земной коры в конце ранней стадии тектоно-магматического цикла. Вполне вероятно допущение, что это плавление гранитного слоя (т. е. возникновение в нем сравнительно крупных астено-

литов) происходит не в какой-то определенный короткий этап развития геосинклинали (соответствующий времени образования габбро-плагиогранитовых комплексов), а имеет постепенный, эволюционный характер. Возможно, что частичное расплавление гранитного слоя начинается на более ранних этапах развития геосинклинального магматизма, однако вначале оно совершается в неизмеримо меньших масштабах, чем во время формирования габбро-плагиогранитовых комплексов. Свидетельством этого является постоянная ассоциация малых интрузивных тел натровых гранитоидов с интрузиями габбро-перидотитовых комплексов, а также присутствие плагиогранитов и кварцевых диоритов в дунит-пироксенит-габбровых интрузиях (см. ниже). Поэтому вполне возможно, что в процессе внедрения габбро-перидотитовой магмы через сиалический слой (пока еще сравнительно тонкий) начинается частичное расплавление материала этого слоя, некоторую небольшую часть которого она могла ассимилировать и увлечь с собой в верхние горизонты литосферы. Затем, перед своим внедрением в покров осадочных пород, этот контаминированный силикатный расплав претерпел дифференциацию (возможно, в каком-то промежуточном очаге) с высвобождением кислого и наиболее обогащенного летучими и флюидами магматического остатка, который следом за главной интрузией перидотитов и габбро был внедрен по тем же тектоническим путям. При такой трактовке процесса внедрения габбро-перидотитовой магмы, предполагающей частичную ее контаминацию гранитным материалом на глубине и последующее сбрасывание этого кислого алюмосиликатного остатка, отмеченные выше закономерности проявления малых интрузий натровых гранитоидов в габбро-перидотитовых комплексах Центрального Казахстана становятся в известной мере удовлетворительно объяснимыми и находящимися в меньшем противоречии с существующими теоретическими положениями, чем высказывавшиеся прежними исследователями предположения о простой комагматичности плагиоклазовых гранитоидов перидотитовой или базальтовой магме.

Одной из наиболее интересных и важных в практическом отношении особенностей малых интрузий натровых гранитоидов является то, что внедрение их в массивы ультраосновных пород нередко сопровождается довольно активной гидротермальной фазой. Гранитоиды подвергаются десиликации и щелочному метасоматозу, в результате чего возникает особая серия метасоматических пород: плагиоклазитов, альбититов, кварцево-альбитовых, амфибол-альбитовых и жадеит-альбитовых и жадеитовых пород.

Приведенные выше материалы по характеристике габбро-перидотитовых интрузий Центрального Казахстана позволяют сделать вывод о том, что эти интрузии с полным основанием могут быть выделены в геологически обособленную интрузивную формацию ранней стадии развития складчатых систем. Эта интрузивная формация имеет целый ряд своих важнейших отличительных признаков, повторяющихся в различных и разновозрастных интрузивных комплексах Казахстанской складчатой области. К таким признакам относятся: а) время и место появления габбро-перидотитовых комплексов в развитии складчатых систем; б) их постоянная ассоциация с эффузивными спилит-диабазовыми комплексами; в) форма интрузий и их поясовое (цепочечное) размещение; г) пространственная и генетическая связь с глубинными разломами; д) существенно перидотитовый (главным образом гарцбургитовый) состав преобладающих пород и их массовая автометаморфическая серпентинизация; е) характер пород комагматической жильной свиты; ж) химизм и геохимические особенности ультраосновных и основных пород; 3) специфическая ассоциация связанных с габбро-перидотитовыми интрузиями полезных ископаемых. Все эти признаки, как известно, свойственны тем интрузивным образованиям ранней геосин-

клинальной стадии развития подвижных поясов земной коры, которые зарубежными геологами выделяются под названием «альпинотипных» интрузий (Benson, 1926 и др.) или «перидотит-серпентинитовой ассоциации орогенических зон» (Тернер, Ферхуген, 1961), а советскими геологами относятся к ультрабазитовой или гипербазитовой формации (Билибин, 1955; Херасков, 1952; Кузнецов, 1958, 1960, 1964; и др).

Как уже было показано выше, одним из характерных устойчивых признаков этой формации в Казахстане является постоянное присутствие в ее составе наряду с бесполевошпатовыми ультраосновными породами габброидов. Этот признак является свойственным вообще для данного формационного типа и отмечается практически всеми исследователями, изучавшими подобные ассоциации в других подвижных поясах. И не случайно один из авторов выделения «гипербазитовой формации» и основоположников формационного метода исследований в магматической геологии — Ю. А. Кузнецов пишет следующее: «К типу гипербазитовых формаций мы относим, вслед за Г. Хессом, Ф. Тернером и Дж. Ферхугеном и многими другими исследователями, те ассоциации магматических пород, которые характеризуются существенно гипербазитовым составом при резко подчиненной роли габброидных и других более кремнеземистых по составу пород» (Кузнецов, 1964, стр. 86). Тем самым Ю. А. Кузнецов, выделяя «гипербазитовую формацию», не является сторонником крайней точки зрения о стерильности перидотитовых интрузий в отношении полевошпатовых пород, в частности — габброидов. Показательным является также и тот факт, что исследователи уральских ультраосновных интрузий и связанных с ними полезных ископаемых (Ю. Ф. Левинсон-Лессинг, А. Н. Заварицкий, П. М. Татаринов, Г. Л. Падалка, В. М. Сергиевский, Е. А. Кузнецов и др.) не выделили самостоятельной ассоциации бесполевошпатовых ультраосновных пород, а всегда писали о габбро-перидотитовых интрузиях Урала, четко выделяя среди них платиноносные интрузии западной полосы. Лишь в самые последние годы уральские геологи стали выделять «гипербазитовую» или «дунит-гарцбургитовую» формацию, что, с нашей точки зрения, не является достаточно обоснованным и о чем уже было сказано выше.

Учитывая то обстоятельство, что габбро являются важнейшей и неотъемлемой частью интрузивных комплексов ультраосновных пород и что наряду с такими комплексами имеются ультрабазитовые же комплексы, но иного состава и другой формационной принадлежности (см. табл. 1), мы считаем целесообразным отказаться от прежнего названия «ультрабазитовая формация» и выделять в Казахстанской складчатой области габбро-перидотитовую формацию, представителями которой являются рассмотренные в настоящем разделе интрузивные комплексы.

ДУНИТ-ПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Распространение дунит-пироксенит-габбровых комплексов в Центральном Казахстане

Дунит-пироксенит-габбровые комплексы в Центральном Казахстане известны только в каледонидах и имеют гораздо меньшее распространение по сравнению с габбро-перидотитовыми комплексами. К ним относятся: шалгиинский комплекс в Бетпак-Дале (Михайлов, 1962_2), саранский в Агадырском районе (Михайлов, 1962_1), тесиктасский в Северном Прибалхашье (Москалева, 1958), акшокинский в Северо-Восточном Прибалхашье, а также интрузивные образования в горах Ементау на северо-востоке Центрального Казахстана, отнесенные к коржункольскому комплексу (Семенов, 1968).

Таблица 5

Дунит-пироксенит-габбровые комплексы Восточного Казахстана

Наименование комплексов	Общая площадь основных и ультраосновных пород ($км^2$)	Протяженность зоны ($км$)	Количество отдельных выходов	Возраст комплекса	Петрографический состав массивов	Породы жильной свиты	Полезные ископаемые
Шалгиинский	80,0	100	10	Позднекембрийский	Габбро, габбро-амфиболиты, серпентиниты, дуниты, плагиограниты, древняя кора выветривания	Диоритовые порфириты, плагиограниты	Тальк
Саранский	46,0	45	19	Кембрийский	Габбро, серпентиниты, дуниты, пироксениты, диориты, плагиограниты	Габбро-диабазы, диоритовые порфириты, плагиоклаз-роговообманковые породы	Асбест, магнезит
Тесиктасский	20,0	50	18	Ордовикский	Габбро, оливиновое габбро, тылаиты, дуниты, пироксениты, серпентиниты, лиственит, диориты, кварцевые диориты, древняя кора выветривания	Габбро-пегматиты, горнблендиты, плагиоклаз-роговообманковые породы (типа иситов, навдитов и пр.), плагиограниты	Платиноиды, магнезит, асбест, исландский шпат
Акшокинский	5,0	15	8	Силурийский	Габбро, пироксениты, оливиновые пироксениты, дуниты, верлиты	Диоритовые порфириты	—
Коржункольский	9,0	30	5	Кембрийский	Габбро, пироксениты, серпентиниты, верлиты, габбро-нориты, диориты	Диоритовые порфириты, плагиограниты	Платиноиды
	160	240	60				

Размещение дунит-пироксенит-габбровых комплексов на территории Восточного Казахстана показано на рис. 1; некоторые сводные данные по характеристике казахстанских дунит-пироксенит-габбровых комплексов приведены в табл. 5. Все эти комплексы, а также отдельные наиболее типичные их массивы, привлекавшие внимание исследователей своим существенным отличием от альпинотипных габбро-перидотитовых интрузий Казахстана, уже получили достаточно полную геолого-петрографическую характеристику в указанных выше опубликованных статьях Н. П. Михайлова, В. Н. Москалевой и Ю. Л. Семенова. Поэтому в настоящей монографии представляется целесообразным ограничиться обобщенной характеристикой дунит-пироксенит-габбровой формации Центрального Казахстана с приведением лишь отдельных наиболее интересных примеров и с внесением небходимых коррективов в соответствии с новыми данными, полученными после опубликования упомянутых статей.

Геологическая характеристика комплексов

Дунит-пироксенит-габбровые комплексы в геологоструктурном отношении занимают положение, близкое к тому, которое было указано для габбро-перидотитовых комплексов, но в отличие от последних они не составляют крупных линейных поясов, а образуют обычно небольшие обособленные зоны, располагающиеся иногда параллельно габбро-перидотитовым поясам (например, Тюретайская и Шалгиинская зоны).

Так же, как и габбро-перидотитовые интрузии, интрузии рассматриваемой формации характеризуют магматизм ранних стадий каледонского цикла и по возрасту они, вероятно, являются близкими к первым. Это можно видеть на примерах Тесиктасской и Шалгиинской интрузий, являющихся одновозрастными соседним с ними габбро-перидотитовым интрузиям Итмурундинской и Шоинтасской зон (Москалева, 1959) и Чу-Балхашского пояса (Михайлов, 1955). Очевидной является пространственная и генетическая связь этих интрузий с региональными разломами. Однако в отличие от интрузий габбро-перидотитовой формации, они приурочены, вероятно, к разломам меньшей глубины заложения, возникающим, как правило, не в краевых частях геосинклинальных трогов, а располагающимся в срединных частях геосинклинальных зон, где тектонические напряжения были менее интенсивны (чем те, которые возникают по границам областей с различным геотектоническим режимом) и потому не вызывали особенно глубоких расколов. Характерным примером их могут служить разломы в срединной части Казык-Итмурундинского антиклинория, с которыми связаны дунит-габбровые интрузии тесиктасского комплекса, тогда как к краевым разломам того же антиклинория приурочены интрузии габбро-перидотитовой формации (итмурундинский и шоинтасский комплексы).

В отличие от габбро-перидотитовых комплексов, которые наблюдаются в виде цепочек небольших интрузивных тел линзовидной или жилообразной формы и простого (недифференцированного) состава, интрузии рассматриваемой формации представлены обычно более крупными телами, обнаруживающими большую сложность своего геологического строения, указывающую на имевшие место явления дифференциации в камере плутона. Характерным отличительным признаком этих интрузий является наличие резко обособленных тел бесполевошпатовых ультраосновных пород, заключенных в более крупных массивах габбро, а также присутствие в верхних частях габбровых массивов кислых дифференциатов габбровой магмы (диоритов, плагиогранитов).

Прототипом казахстанских дунит-пироксенит-габбровых интрузий может считаться массив Тесиктас в Северном Прибалхашье (Москалева, 1958). Геологическое строение этого массива изображено на рис. 28.

В плане он имеет неправильную форму с довольно причудливыми контурами, что в значительной мере обусловлено различной степенью эродированности его кровли. С юго-востока массив обрывается крупной интрузией герцинских гранитов, которые, вероятно, уничтожили значительную его часть. Массив сложен преимущественно габбро, среди которых резко обособляются три тела дунитов. Наиболее крупное из них, расположенное в северо-восточной части массива, имеет вытянутую в

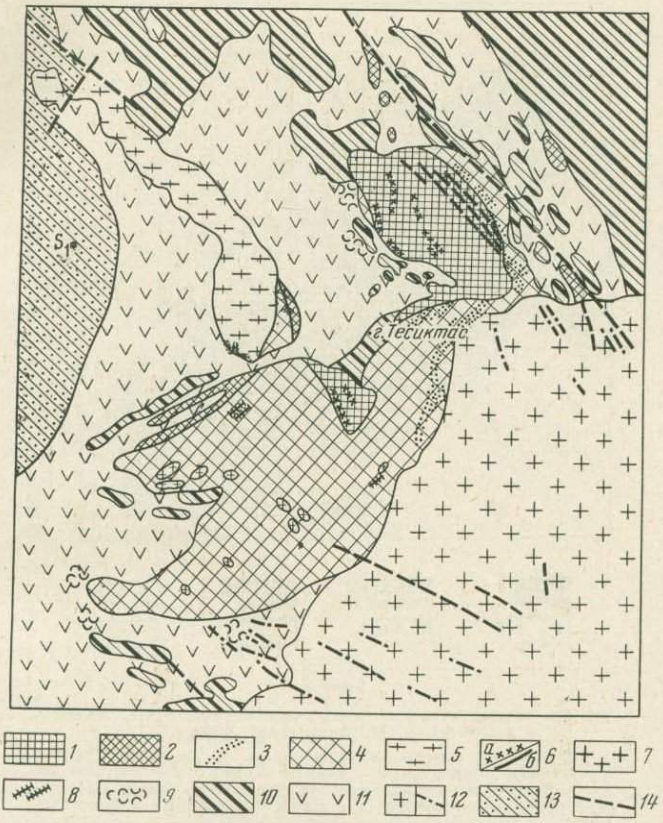


Рис. 28. Геологическая карта дунито-габбрового массива Тесиктас (по В. Н. Москалевой, 1958)

1 — дуниты; *2* — серпентиниты; *3* — пироксениты, оливиновые пироксениты, оливиновые габбро; *4* — габбро; *5* — габбро-диориты, диориты; *6* — лиственитовые (*а*) и магнезитовые (*б*) жилы; *7* — плагиограниты, кварцевые диориты; *8* — меланократовые жильные породы; *9* — габбро-порфириты; *10* — ордовикские яшмы и яшмокварциты; *11* — ордовикские диабазы и порфириты; *12* — граниты, дайки кислых пород и жилы кварца; *13* — нижнесилурийские песчаники и туфы; *14* — разломы

северо-западном направлении линзовидную форму с размерами 2,5 *км*×1,25 *км*. Интересен характер трещинной тектоники этого дунитового ядра массива Тесиктас, который подчеркнут расположением жил лиственита и гидротермального магнезита. Преимущественное развитие здесь имеют система пересекающихся диагональных трещин и система трещин, повторяющих контуры дунитового ядра, т. е. располагающихся параллельно его контактам (рис. 29). В. Н. Москалева (1958) отмечает, что такое расположение трещин в этом дунитовом теле напоминает систему трещин, воспроизводящих «фигуру песочных часов» в дунитовых ядрах массивов платиноносной формации Урала (Сергиевский, 1952). Диагональное расположение трещин в уральских массивах В. М. Сергиевский объясняет тем, что дунитовые тела обособились и затвердели раньше вмещающих их габбро. При этом он пола-

гает, что давление со стороны габбро передавалось на дунитовое ядро по законам гидростатики, а в дуните как в твердом теле давление вызвало образование диагональных плоскостей скалывания, и что в последние стадии застывания габбро дунит реагировал уже как твердое тело, более способное к деформации среза, чем к деформации пластического течения (Сергиевский, 1952, стр. 88). Вероятно, подобное же явление более раннего обособления дунитового ядра в габбровом рас-

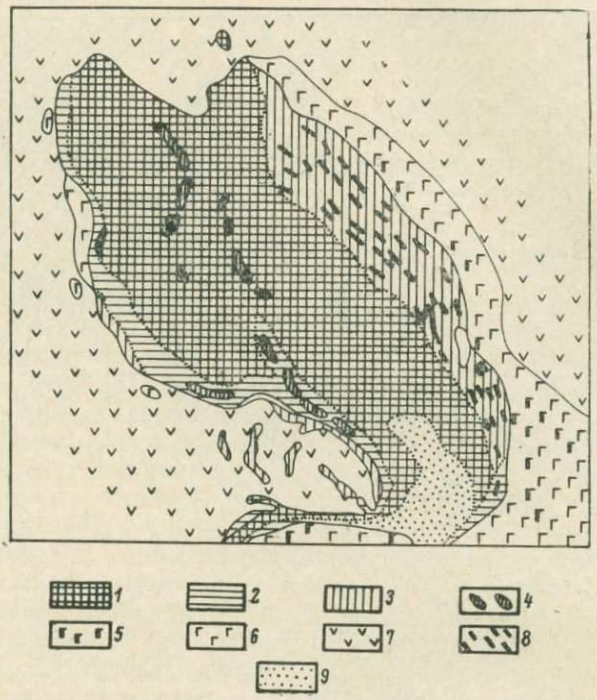


Рис. 29. Схема строения дунитового тела массива Тесиктас (по В. Н. Москалевой, 1958)

1 — дуниты серпентинизированные; *2* — серпентиниты; *3* — карбонатизированные серпентиниты; *4* — лиственит: *5* — пироксениты, оливиновые пироксениты и оливинсодержащие габбро; *6* — габбро; *7* — яшмы, диабазовые и миндалекаменные порфириты O_1; *8* — жилы магнезита; *9* — современные отложения

плаве имело место и при формировании массива Тесиктас. В приконтактовых зонах дунитового ядра массива Тесиктас среди габбро развиваются пироксениты, оливиновые пироксениты и оливинсодержащие габбро типа тылаитов. Все они имеют постепенные переходы к нормальным габбро и слагают полосы и неправильной формы участки, расположенные или в непосредственном контакте между дунитами и габбро, или же целиком заключенные в габбро вблизи их контакта с дунитами.

К северо-западу от дунито-габбрового массива обнажаются диориты и плагиограниты, тесная пространственная связь которых с габброидами позволяет допустить, что они представляют собой наиболее кислые дифференциаты интрузии Тесиктас, лишь частично вскрывающиеся из-под кровли вмещающих пород.

Основное значение в формировании массива Тесиктас имела, вероятно, гравитационная дифференциация габбровой магмы в интрузивной камере, которая привела прежде всего к кристаллизации в его нижней части дунитов, обособившихся среди габбро, а затем к выделению кислых дифференциатов (диоритов, плагиогранитов), которые как наиболее легкие дериваты габбрового расплава заняли, естественно,

наиболее высокие части интрузии. Все это обусловило наблюдающиеся на современном денудационном срезе взаимоотношения главных разновидностей пород массива Тесиктас.

Другим характерным примером интрузивных образований такого же типа может служить Саранский серпентинит-габбровый массив (Михайлов, 1964), расположенный между горами Ортау и Қосмурун, в 50 *км* к западу от ст. Агадырь Қазахской железной дороги. Массив имеет вид асимметрической изогнутой линзы (рис. 30). В строении его участвуют три типа пород: габбро, серпентиниты и плагиограниты. Характерной особенностью массива является резкое преобладание в его составе габбро и обособление среди них небольших тел серпентинитов (серпентинизированных дунитов или перидотитов). Последние образуют несколько линзовидных или караваеобразных тел среди габбро, причем конфигурация их как бы повторяет контуры массива габбро, следуя почти параллельно его контактам. Наличие цепочки мелких линзовидных тел серпентинитов, окаймляющей с запада и юго-запада Саранский массив, свидетельствует о том, что ультраосновные дифференциаты не только обособлялись в виде отдельных центров («ядер») среди габбрового массива, но и сохраняли способность иногда интрудировать за пределы габбро, в их кровлю. Одновременно с ультрабазитами в породы кровли происходило внедрение также отдельных небольших порций и габбрового расплава, которые образовали, подобно серпентинитам, мелкие изолированные линзовидные тела, также расположенные параллельно контактам массива.

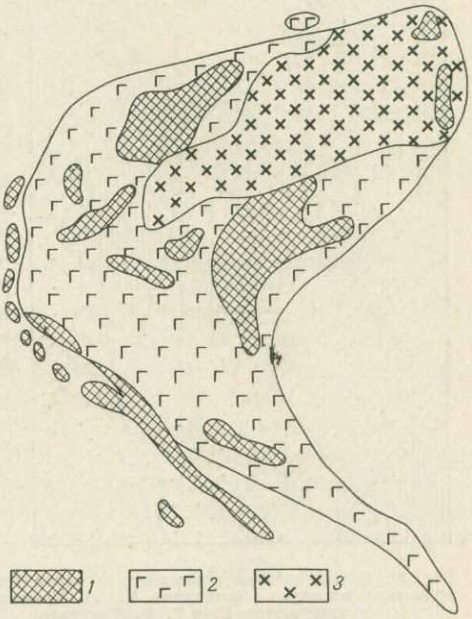


Рис. 30. Схема строения Саранского массива

1 — аподунитовые и апоперидотитовые серпентиниты; *2* — габбро; *3* — плагиограниты

В северо-восточной части Саранского массива расположено линзовидное тело плагиогранитов, представляющих, по-видимому, наиболее кислые и наиболее поздние по времени внедрения дифференциаты рассматриваемой интрузии. Характерно, что плагиограниты так же, как и тела серпентинизированных ультрабазитов, располагаются в пределах контура Саранского габбрового массива, что может рассматриваться как одно из свидетельств в пользу принадлежности всех этих пород к одному интрузивному комплексу, который был образован в результате дифференциации габбровой магмы преимущественно уже в камере плутона.

Саранский массив повсюду имеет согласные контакты с вмещающими его породами кембрия (порфиритами, диабазами, кварцитами, сланцами и песчаниками), позволяющие предположить, что он является конкордантной интрузией типа крупного факолита, внедрившегося в замковую часть складки, образованной эффузивно-осадочными породами кембрия. Такая форма массива хорошо согласуется и с его внутренним строением, которое, как уже отмечалось, характеризуется наличием отдельных согласно расположенных тел дунитов внутри габбрового массива и с обособлением крупного тела плагиогранитов в апикальной части интрузии. Массив не обладает идеальным «конфокальным»

строением как многие классические платиноносные массивы Среднего Урала. Его скорее можно сравнить с такими массивами платиноносной формации Урала, как «Кривинская сопка», где дуниты и перидотиты образуют не только шлирообразные массы в габбро, но и самостоятельные мелкие внедрения в породы кровли (Сергиевский, 1955).

Аналогичное Саранскому массиву и массиву Тесиктас строение имеют Акшокинская интрузия в Северо-Восточном Прибалхашье и Шалгиинская интрузия, находящаяся в северной части Бетпак-Далы между горами Мунглу и Куу (Михайлов, 1962_2), а также изученный в 1963 г. Ю. Л. Семеновым Коржункольский массив, расположенный в северной части Ерементау-Ниязского антиклинория. Коржункольский массив имеет линзовидную форму (рис. 31) и вытянут в меридиональном направлении на 4 *км* при наибольшей ширине 1,2 *км*. По данным Ю. Л. Семенова (1968), массив представляет собой типичную межформационную интрузию, залегающую между ерементауской и бощекульской свитами кембрия. Гальки его пород встречены в конгломератах карадока. Преобладающей разновидностью пород Коржункольского массива являются средне- и крупнозернистые габбро. У западного контакта массива обнажаются диориты, имеющие постепенные переходы к габбро. В южной части габбрового массива находится депрессия овальной формы, сложенная менее устойчивыми к выветриванию серпентинитами; по краям ее обнажаются крупнозернистые верлиты и пироксениты. В контакте последних с габбро отмечены меланократовые габбро-нориты, состоящие из диопсида, гиперстена и лабрадора. Эти данные позволяют считать, что в Коржункольском габбровом массиве, как и в остальных интрузиях рассматриваемой формации, имеется ядро, сложенное серпентинизированными ультраосновными породами (дунитами, перидотитами), в контакте которых с габбро развиваются верлиты, пироксениты и меланократовые габбро-нориты. Таким образом, Коржункольский массив по своему геологическому строению и составу пород может быть отнесен к дунит-пироксенит-габбровой формации. К югу от него, вдоль восточного склона гор Ерементау известен ряд небольших интрузивных тел серпентинизированных ультраосновных пород (еще слабо изученных), которые нами условно относятся к коржункольскому интрузивному комплексу, так как они вместе с Коржункольским массивом составляют одну меридионально вытянутую зону протяженностью свыше 30 *км*.

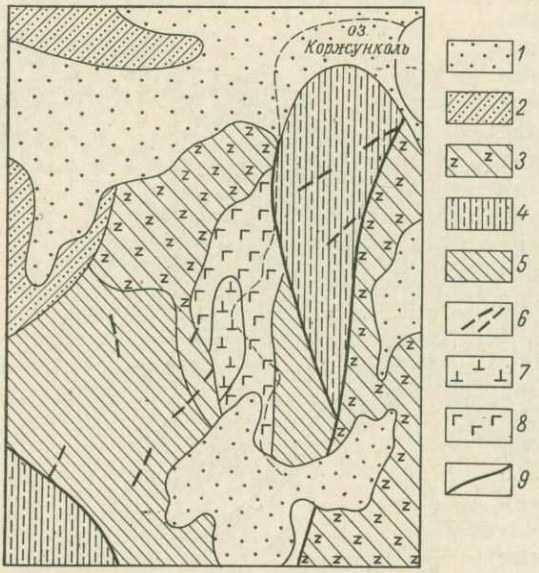


Рис. 31. Схематическая геологическая карта Коржункольского массива (составлена Ю. Л. Семеновым с учетом материалов Г. Ф. Ляпичева)

1 — кайнозойские отложения; *2* — карадокские песчаники, туфопесчаники и конгломераты с линзами известняков; *3* — нижнекембрийские миндалекаменные авгитовые порфириты, туфы основного состава, яшмы и кварциты бощекульской свиты; *4* — нижнекембрийские кремнистые алевролиты, граувакковые песчаники, порфириты и конгломераты телескольской свиты; *5* — кислые эффузивы, их туфы, алевролиты, известняки и кварциты ерементауской серии; *6* — дайки плагиогранит-порфиров; *7* — серпентиниты, серпентинизированные верлиты, плагиоклазовые пироксениты; *8* — габбро, габбро-нориты, диориты; *9* — разломы

Одной из особенностей дунит-пироксен-габбровых комплексов

Центрального Казахстана является то, что такие сравнительно крупные дифференцированные массивы, как Тесиктасский, Саранский, Шалгиинский, Коржункольский и др., почти всегда сопровождаются мелкими интрузивными телами габбро и ультрабазитов, располагающимися согласно с направлением складчатых структур вмещающих толщ или проходящих в них разломов. Такие мелкие «сателлитовые» интрузии и составляют совместно с крупными дифференцированными дунит-пироксенит-габбровыми интрузиями те интрузивные комплексы, которые указаны на обзорной карте (см. рис. 1) и в табл. 1.

Таким образом, мы видим, что интрузии дунит-пироксенит-габбровой формации в Центральном Казахстане, хотя и являются почти одновозрастными и близкими по генезису интрузиям габбро-перидотитовой формации, существенно отличаются от последних своими условиями залегания и особенностями геологического строения. Еще более резко эти различия проявляются в их петрографическом составе и в характере пород комагматической жильной свиты.

Краткая петрографическая характеристика комплексов

Если в составе габбро-перидотитовых комплексов преобладают серпентиниты, возникшие преимущественно за счет гарцбургитов, и местами среди них появляются габбро, количественно всегда подчиненные серпентинитам, то для дунит-пироксенит-габбровых комплексов характерно резкое преобладание габбро и обособление в последних в виде небольших тел бесполевошпатовых ультраосновных пород, представленных преимущественно дунитами. Если сравнить объемы габбровых пород, среди которых заключены ультрабазитовые тела, то для наиболее крупных и наиболее хорошо изученных массивов рассматриваемого типа мы получим следующие соотношения (в %):

	Габбро	Ультрабазиты
Массив Тесиктас	80	20
Саранский массив	80	20
Шалгиинский массив	90	10
Коржункольский массив	75	25

Основные породы, слагающие главную массу массивов, представлены нормальными габбро, оливиновыми габбро и тылаитами, с которыми связаны постепенными переходами как более основные, так и более кислые дифференциаты габбровой магмы. Основные породы с ромбическим пироксеном, типа норитов, здесь так же, как и в габбро-перидотитовых комплексах, как правило, отсутствуют. Некоторым исключением в этом отношении является только Коржункольский массив, в юго-западной части которого отмечены габбро-нориты, состоящие примерно из равных количеств основного плагиоклаза и моноклинного и ромбического пироксена.

Для всех разновидностей габброидов дунит-пироксенит-габбровых комплексов чрезвычайно характерно отсутствие диабазовых или даже габбро-офитовых структур, которые часто наблюдаются в габброидах габбро-перидотитовых комплексов. Зато здесь нередко встречаются криптовые структуры, особенно характерные для тылаитов и ни разу нами не наблюдавшиеся в габбровых породах габбро-перидотитовых комплексов, включая их наиболее меланократовые и оливинсодержащие разновидности.

Другой отличительной чертой габброидов рассматриваемой формации является резко выраженная пестрота их текстур, смена которых наблюдается на небольшой площади и часто даже в одном образце. Между мелко- и крупнокристаллическими разностями габбро существуют различные соотношения от постепенных переходов до резкой смены

одних разностей другими. Нередко среди габбро наблюдаются шлироподобные обособления пегматоидных разностей. Такая пестрота текстурных особенностей габброидов, особенно резко проявленная в краевых частях интрузий, напоминает подобные же явления в дунит-пироксенит-габбровых интрузиях платиноносной формации Урала (Сергиевский, 1955).

Что касается минерального состава габбро и характера их постмагматических изменений, то здесь не наблюдается сколько-нибудь существенных отличий от таковых, отмеченных для габброидов габбро-перидотитовых комплексов. Наиболее распространенные разности габбро характеризуются примерно одинаковыми количествами двух главных породообразующих минералов — основного плагиоклаза и моноклинного пироксена — и в общем одинаковой степенью их идиоморфизма. Состав плагиоклаза соответствует обычно лабрадору-битовниту; лишь в редких случаях его основность поднимается до анортита. Он редко сохраняется в неизменном виде, замещаясь обычно мелкозернистым агрегатом соссюрита, эпидота, реже скаполитом и гранатом. Пироксен, представленный почти всегда диаллагом, в той или иной степени замещается роговой обманкой. Весьма распространены среди габброидов роговообманковые разности, которые в таких интрузиях как Саран и Шалгия являются преобладающей разновидностью пород. Среди габбро местами развиты рассланцованные и перекристаллизованные разности типа габбро-амфиболитов, представляющие собой результат более глубокого метаморфизма в тектонических зонах массивов. Плагиоклаз этих пород обычно перекристаллизован и превращен в мелкозернистый агрегат вторичного свежего альбита. Пироксен полностью замещен амфиболом, обычно мелкопризматическим или длиннопризматическим. Вместе с вторичным альбитом иногда наблюдается кварц, количество которого не превышает 5%.

Бесполевошпатовые ультраосновные породы рассматриваемых интрузий представлены почти исключительно дунитами (иногда оливинитами, почти не содержащими хромшпинелида, как, например, в массиве Акшоко) и пироксенитами. Но роль тех и других в строении интрузий различна. Дуниты образуют в габбровых массивах или самостоятельные небольшие шлиры или более крупные тела (ядра), резко обособленные от окружающих габбро. Пироксениты же редко наблюдаются в такой форме (только в массиве Акшоко); обычно они образуют небольшие неправильные полосы или линзовидные обособления в зоне контакта дунитов и габбро, причем нередко здесь наблюдаются переходы от пироксенитов к меланократовым габбро типа тылаитов. Минеральный состав дунитов существенно не отличается от такового дунитов габбро-перидотитовых интрузий; главным минералом их является оливин, содержащий не более 10—15% фаялитовой молекулы. Пироксениты представлены исключительно диаллагитами и оливиновыми диаллагитами. Ни в одном из шлифов пироксенитов этого типа интрузий не удалось обнаружить присутствия ромбического пироксена.

Перидотиты встречаются лишь спорадически в массе дунитов, среди которых изредка наблюдаются разности с небольшим содержанием ромбического пироксена. Лерцолиты здесь не были отмечены; верлиты встречены только в северо-восточной части массива Тесиктас в виде небольших обособлений вместе с диаллагитами в зоне контакта дунитов и габбро.

Как уже было сказано, в зонах контакта дунитов и габбро развиваются оливиновые пироксениты, оливиновые габбро и тылаиты, связанные постепенными переходами с нормальными габбро.

В отличие от интрузий габбро-перидотитовых комплексов, где породы среднего и кислого состава встречаются лишь в виде очень небольших по объему жилообразных и линзоподобных инъекций и

относятся к следующей самостоятельной интрузивной фазе, в дунит-перидотит-габбровых комплексах довольно значительное участие принимают кислые дифференциаты габбровой магмы (диориты, кварцевые диориты, плагиограниты), слагающие наиболее высокие периферические части габбровых интрузий (Тесиктас, Саран, Шалгия и др.). Для этих пород, наряду с постепенными переходами к габбро через габбро-диориты, отмечаются иногда и резкие интрузивные контакты с габбро и реже с дунитами.

Свита комагматических жильных пород дунит-пироксенит-габбровых интрузий развита, как правило, слабее, чем в габбро-перидотитовых интрузиях. Породы этой свиты представлены меньшим числом петрографических разновидностей, существенно отличающихся по своему составу от комагматических жильных пород интрузий габбро-перидотитовых комплексов. Среди них отмечены разнообразные плагиоклаз-роговообманковые породы (типа уральских иситов, павдитов, одинитов и пр.), габбро-пегматиты, диориты и плагиограниты. Следует отметить отсутствие в серии жильных пород этих интрузий габбро-диабазов и родингитов, являющихся одним из наиболее распространенных типов жильных образований габбро-перидотитовых интрузий. В плагиоклаз-роговообманковых жильных породах никогда не встречаются диабазовые структуры (даже в тех случаях, когда в них присутствует пироксен); но зато для них весьма обычны структуры лампрофирового облика, где роговая обманка обладает хорошо выраженным идиоморфизмом и нередко наблюдается в виде порфировидных выделений.

Таким образом, и петрографический состав интрузий рассматриваемой формации, и характер комагматической жильной свиты позволяют сопоставлять их с дифференцированными дунит-пироксенит-габбровыми интрузиями платиноносного комплекса Урала.

Химический состав и геохимические особенности

Петрохимическая характеристика пород казахстанских дунит-пироксенит-габбровых комплексов Центрального Казахстана рассмотрена в одной из работ автора, где также опубликованы результаты химических анализов основных и ультраосновных пород и данные их пересчета по методам А. Н. Заварицкого и Н. Д. Соболева (Михайлов, 1962_1, стр. 171—173). Здесь мы приведем только векторную петрохимическую диаграмму, заимствованную из той же работы, и отметим основные особенности химизма пород рассматриваемой формации. На этой диаграмме (рис. 32) отчетливо выделяются три поля составов пород, соответствующих трем главным дифференциатам габбровой магмы: ультрабазитам, габброидам и диоритам-плагиогранитам. В нижней части диаграммы обособляется группа фигуративных точек с длинными круто направленными вверх векторами. Из них только самый нижний вектор отвечает составу слабо серпентинизированного дунита. Остальные три вектора имеют несколько больший наклон вправо, что связано или с присутствием в породе некоторого количества ромбического пироксена или же (что нам представляются более вероятным) с большей степенью серпентинизации породы. С учетом последнего обстоятельства нетрудно видеть, что исходными породами для серпентинитов Саранского и Шалгиинского массивов были также дуниты, может быть только с немного большим содержанием ромбического пироксена, чем в дунитах массива Тесиктас.

Вторую группу фигуративных точек и векторов составляют анализы габброидов. Между ними и группой дунитов находятся два анализа пород промежуточного состава, укороченные и почти вертикальные векторы которых наглядно отображают химизм оливиновых диаллагитов. В группе анализов габбровых пород обращает на себя внимание

тот факт, что большинство их отличается более низкими значениями коэффициента «*a*» и повышенными значениями «*c*» и «*b*» (по сравнению с составом среднего типа габбро по Р. Дэли), что связано с большим содержанием в этих породах темноцветных минералов и с присутствием в них плагиоклаза очень основного состава. Характерно, что более основные разности габброидов, залегающие вблизи дунитов и тяготеющие к участкам развития пироксенитов, по составу очень близки некоторым уральским тылаитам и оливиновым габбро из массивов платиноносной формации (Падалка, 1937), которые также относятся к типу богатых анортитом габброидов. Эти особенности состава габброидов хорошо видны на векторной диаграмме (см. рис. 32), где только один анализ (6) соответствует нормальному габбро.

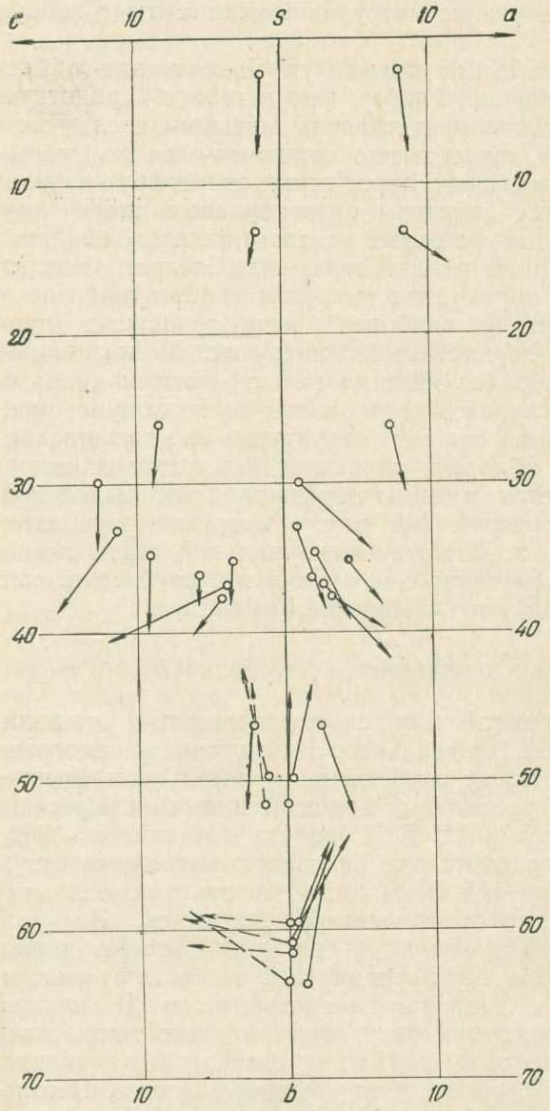


Рис. 32. Диаграмма химических составов пород дунит-пироксинит-габбровых комплексов Центрального Казахстана

Наконец в верхней части диаграммы располагаются фигуративные точки и векторы кварцевого диорита и плагиогранита. Эти породы от своих нормальных типов отличаются повышенным содержанием кремнекислоты, пониженной щелочностью и исключительно натровым характером, что типично для всех гранитоидов — производных габбровой магмы.

Изучение геохимических особенностей дунит-пироксенит-габбровых комплексов Казахстана с использованием данных 133 полуколичественных спектральных анализов (Михайлов, 1962) показало, что в этих комплексах фиксируется примерно тот же набор элементов-примесей, что и в габбро-перидотитовых комплексах, с добавлением лишь некоторых (видимо, очень рассеянных) спорадически встречающихся элементов: Ba, Sr, Be, Y, Zr, Ga, Ge, Pb. Все породы рассматриваемого типа также характеризуются пониженными против кларка содержаниями натрия, калия и марганца и повышенными (в большинстве проб) содержаниями никеля. Ультрабазиты характеризуются низкими содержаниями или отсутствием титана и ванадия. В габброидах, наоборот, эти элементы присутствуют часто в более высоких, чем их кларк, количествах. Содержания остальных элементов находятся в среднем в пределах их кларковых

количеств или же колебания в разных типах пород не отражают какой-либо закономерности.

*
* *

Приведенная краткая геолого-петрографическая характеристика дунит-пироксенит-габбровой формации Центрального Казахстана показывает, что она по своим наиболее важным отличительным признакам, повторяющимся в интрузивных комплексах разных структурно-формационных зон, может быть отнесена к тому формационному типу, классическим представителем которого считаются дунит-пироксенит-габбровые интрузии Платиноносного пояса Урала.

Здесь же уместно отметить, что установившееся со времен Л. Дюпарка и Ф. Пирса (1902—1909), Н. К. Высоцкого (1913) и Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1900 и др.) и укоренившееся в геологической литературе название «габбро-перидотитовая формация» является не совсем удачным не только для формации, как классификационного понятия, но и для платиноносной формации Урала в частности. Интрузии этой формации являются существенно габбровыми; перидотиты же, как правило, отсутствуют или играют ничтожную роль; бесполевошпатовые породы в них представлены дунитами и пироксенитами, количественно всегда подчиненными габброидам. Поэтому мы сочли необходимым отказаться от этого хотя и распространенного, но по-существу неправильного названия формации и заменить его более подходящим названием «дунит-пироксенит-габбровая» (Михайлов, 1962), отражающим главные петрографические особенности этой формации.

По тем же причинам мы не считаем удачным употребляемое О. А. Воробьевой (1962) для платиноносного пояса Урала название «габбро-пироксенит-дунитовый», которое затем было распространено Ю. А. Кузнецовым (1964) и на весь формационный тип. В этом названии хотя и отражены все главные разновидности пород формации, но неверно указан их порядок: габбровая (доминирующая) часть должна быть выражена полным прилагательным, так как формация является существенно габбровой, а не дунитовой.

Сопоставляя приведенные выше данные о строении и составе казахстанских дунит-пироксенит-габбровых интрузий с материалами по геологии и петрографии интрузий платиноносного пояса Урала, изложенными в работах А. Н. Заварицкого (1928, 1940), Г. Л. Падалки (1937), В. М. Сергиевского (1948, 1952, 1955, 1958), Н. М. Успенского (1952), О. А. Воробьевой (1962) и ряда других исследователей, можно видеть довольно близкое их сходство. Оно заключается в существенно габбровом составе интрузий, в резком обособлении дунитовых ядер среди габбро, в появлении между дунитами и габбро пироксенитов и оливинсодержащих габбро типа тылаитов, в обособлении в верхних частях интрузий кислых дифференциатов габбровой магмы (диоритов, плагиогранитов), а также в характере пород комагматической жильной свиты.

Но наряду с этими главными чертами сходства казахстанские интрузии обладают некоторыми особенностями, отличающими их от дифференцированных интрузий платиноносного комплекса Урала. Это отличие заключается прежде всего в гораздо меньших размерах казахстанских интрузий по сравнению с уральскими. Второе отличие состоит в том, что в Казахстане мы пока не знаем ни одного примера классической формы проявления дунит-пироксенитовых массивов в виде куполов изометрической формы и кольцевого строения, обтекаемых габбро. В уральских массивах, как известно, ядра дунитов окаймляются пироксенитовыми оболочками, которые принято рассматривать как гигантские реакционные каймы между габбровым распла-

вом и ранее затвердевшими дунитами. В составе же казахстанских интрузий пироксенитовая кайма развита очень слабо или отсутствует совсем. Пироксениты здесь наблюдаются в зоне контакта дунитов и габбро в виде небольших шлирообразных обособлений и связаны постепенными переходами с оливинсодержащими габбро. Контакты дунитов с окружающими их габбро, как правило, резкие и лишь в единичных случаях в таких контактах наблюдалось развитие пород переходного состава — типа верлитов и оливиновых диаллагитов.

Отсутствие сплошной пироксенитовой каймы вокруг дунитов отмечается и в некоторых массивах платиноносного комплекса Урала, как, например, в Исовском районе, где вокруг дунитов Вересовского Бора и Светлого Бора пироксенитовая кайма развита слабо, а местами отсутствует, и дуниты непосредственно контактируют с габбро. В Кытлымо-Косьвинском районе дуниты Сосновского увала также лишены пироксенитового кольца на значительном протяжении. В. М. Сергиевским для уральских интрузий было отмечено, что пироксенитовая кайма наиболее слабо развита вокруг тех дунитовых тел, которые располагаются вблизи контакта габбро с вмещающими породами. В таких условиях, по мнению В. М. Сергиевского, имело место более быстрое охлаждение массивов, вследствие чего кайма пироксенитов не получила полного развития. Вполне вероятно предположить, что в силу особых условий кристаллизации, связанных с быстрым охлаждением сравнительно небольших по размерам казахстанских интрузий, между дунитами и габбро не могло быть такого интенсивного взаимодействия, которое в более крупных интрузиях Урала привело к образованию мощных реакционных кайм пироксенитов вокруг дунитовых ядер.

Наиболее близким по строению к уральским платиноносным интрузиям в Казахстане является массив Тесиктас, в котором мы видим резко обособленное ядро дунитов правильной овальной формы. Взаимодействие между габброидным расплавом и уже затвердевшим дунитовым ядром здесь выразилось, как это отмечено В. Н. Москалевой (1958), лишь в локальном появлении небольших участков шпинельсодержащих оливиновых диаллагитов и тылаитов в зоне контакта дунитов и габбро. В других массивах этой формации (Саран, Шалгия и пр.) вместо одного дунитового ядра наблюдаются неправильные или вытянутые массы дунитов, обтекаемые полосчатостью в габбро и почти лишенные пироксенитов и тылаитов, хотя последние местами все же фиксируются среди габбро у контакта их с серпентинизированными дунитами. Около Саранского массива отмечены также явления внедрения дунитов в виде самостоятельных мелких тел во вмещающие породы. Нужно отметить, что подобные же явления, согласно В. М. Сергиевскому (1955), имеют место и в поясе платиноносных интрузий Урала, примером чего может служить массив Кривинской Сопки.

Дунит-пироксенит-габбровые интрузии представляют собой, вероятно, довольно редкий тип интрузивных образований ранних стадий развития подвижных поясов по сравнению с широко распространенными альпинотипными интрузиями габбро-перидотитовой формации.

На территории Советского Союза, кроме рассмотренных выше немногочисленных интрузий Центрального Казахстана, пока достоверно неизвестно близких аналогов дунит-пироксенит-габбровых интрузий платиноносного комплекса Урала. Некоторое сходство с последним имеет лишь лысанский интрузивный комплекс в Восточном Саяне, описанный О. М. Глазуновым (1961) и В. И. Герасименко (1961). Интрузивные тела этого комплекса имеют линзовидную в плане форму и небольшие размеры (1,5—5 *км*×0,2—1,0 *км*); они образуют зону северо-западного простирания протяженностью около 70 *км* и размещены среди диабаз-спилитовой серии верхнепротерозойского возраста. Отмечается характерное зональное строение массивов комплекса: в ядре располо-

жены серпентинизированные перидотиты, которые по краям охватываются полосой пироксенитов, в свою очередь окруженных полосчатыми или трахитоидными габбро. О . М. Глазунов справедливо сопоставляет лысанский комплекс с уральской платиноносной формацией, отмечая, что основными отличиями его от последней являются: отсутствие дунитов, повышенная щелочность всех типов пород и обилие секущих даек альбититов. С лысанским комплексом связываются концентрации титаномагнетита, но платиноиды не были обнаружены.

По-видимому, некоторые черты сходства с концентрически зональными дунит-пироксенит-габбровыми интрузиями имеют позднемеловые интрузии Курильских островов, сложенные оливиновыми и лейкократовыми габбро, среди которых наблюдаются небольшие линзовидные тела перидотитов, иногда окруженные пироксенитами (Вергунов, 1964). Однако материалов по детальной характеристике этих интрузий в литературе пока нет, а потому о сходстве их с интрузиями рассматриваемой формации можно говорить только в предположительной форме.

Данные мировой литературы по ультраосновным и основным породам подтверждают редкость нахождения дунит-пироксенит-габбровых комплексов в складчатых поясах и зарубежных стран. Наиболее близким аналогом платиноносного пояса Урала (а следовательно, и дунит-пироксенит-габбровых комплексов Центрального Казахстана) является мезозойский пояс зональных дунит-пироксенит-габбровых интрузий Юго-Восточной Аляски, подробно описанный в последние годы в работах М. Уолтона, Дж. К. Раккмика, Дж. А. Нобла, Х. П. Тейлора, Т. Н. Ирвина и др. (Walton, 1951; Ruckmick, Noble, 1959; Irvin, 1963; Нобл, Тейлор, 1963_1, 1963_2). По данным указанных исследователей, зональные ультраосновные массивы и ассоциирующиеся с ними габброиды образуют в Юго-Восточной Аляске пояс протяженностью свыше 600 *км*, который протягивается далее на юг в Британскую Колумбию. Он приурочен к узкой зоне разрывных нарушений, являющейся частью еще более крупной зоны разломов, оконтуривающих северную часть тихоокеанского побережья Северной Америки. В массивах этого пояса почти вся серия ультраосновных и основных пород располагается зонально: дунитовое ядро последовательно окружается оболочками перидотита, оливинового пироксенита, роговообманкового пироксенита, которые неизменно окружаются более крупными массами габбро. Как и на Урале и в Казахстане, отдельные зоны имеют прерывистый характер, причем в данном конкретном массиве любая зона может быть представлена очень слабо или вовсе отсутствовать. Отмечаются постепенные контакты между отдельными разновидностями пород и их неясные возрастные взаимоотношения. Богатые оливином породы, как правило, слабо серпентинизированы и нигде в непосредственном контакте массивов не встречены; они повсюду отделены от вмещающих толщ роговообманковыми пироксенитами или габбро. Пироксениты сложены исключительно диопсидом или диопсид-авгитом; ромбический пироксен в них отсутствует.

В роговообманковых и оливиновых пироксенитах нередко встречается акцессорная шпинель — герцинит. Среди габброидов отмечается присутствие всех разностей от гиперстенового и роговообманкового габбро до диоритов. Несмотря на то что на Аляске все россыпи практически удалены ледниковой эрозией, в сохранившихся местами рыхлых отложениях в районе этого пояса известны находки платины, а в одном из массивов в заметном количестве добывается палладий (Нобл, Тейлор, 1963_2). Параллельно этому поясу дунит-пироксенит-габбровых интрузий восточнее него располагается пояс нормальных «альпинотипных» ультраосновных интрузий, протягивающийся далеко на юг вдоль побережья континента и соединяющийся, видимо, с мезозойским габбро-перидотитовым поясом Калифорнии.

Как видно из приведенных данных, пояс дунит-пироксенит-габбровых интрузий Юго-Восточной Аляски настолько похож на платиноносный пояс Урала, что большинство их характеристик являются практически тождественными. Важнейшая особенность интрузий обоих поясов заключается в концентрически-зональном их строении с размещением ультраосновных пород в центре, а габброидов — по периферии.

Аналогичное зональное строение отмечается для массива Лодстоун в округе Тьюламин Британской Колумбии, хорошо известного еще по работам Камселла (Camsell, 1913). Этот массив также имеет центральное дунитовое ядро, последовательно окруженное зонами перидотита, оливинового и магнетитового пироксенита и габбро. В россыпи близ массива добывалась платина. Х. Тейлор и Дж. Нобл (1963) считают, что этот массив находится на южном продолжении пояса зональных дунит-пироксенит-габбровых интрузий Юго-Восточной Аляски. К этой же формации вероятно, следует отнести также дунит-пироксенит-габбровые массивы Андалузии (Серрания Ронда), очень кратко описанные Д. Оруэта и Е. Рубио в путеводителе к экскурсии на мадридской сессии МГК (Orueta, Rubio, 1926).

Несмотря на то что дунит-пироксенит-габбровые интрузии встречаются редко (а, может быть, именно благодаря этому), они давно уже привлекают к себе внимание исследователей своим необычным строением и взаимоотношениями основных и ультраосновных пород, резко отличающими их от «альпинотипных» интрузий габбро-перидотитовой формации. Исключительное значение в познании закономерностей строения и генезиса интрузий дунит-пироксенит-габбровой формации имели исследования на Урале. Уже на протяжении нескольких десятилетий, начиная от ранних исследований Л. Дюпарка, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, Н. К. Высоцкого, уральские геологи стремятся найти удовлетворительное объяснение концентрически-зональному строению платиноносных массивов и выяснить генезис слагающей их серии разнообразных горных пород. Рассматривать здесь многочисленные представления о происхождении уральских платиноносных интрузий нет необходимости, так как они хорошо известны из многих публикаций. Полный критический обзор этих представлений, высказанных до начала 50-х годов, сделан Н. М. Успенским в его статье о генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала (Успенский, 1952). До последнего времени наиболее распространенной среди уральских геологов была гипотеза А. Н. Заварицкого (1928), которая получила развитие и уточнение в трудах более поздних исследователей (Г. Л. Падалки, Е. П. Молдаванцева, В. М. Сергиевского и др.). Сущность этой гипотезы состоит в том, что уральские платиноносные массивы рассматривались как производные габбровой магмы, дифференциация которой в интрузивной камере привела к обособлению дунитовых масс; последние застывали раньше габбро, представляющего собой породу эвтектоидного состава и образованную минералами с более низкими температурами плавления, чем температура кристаллизации оливина. Пироксениты рассматриваются как гигантские реакционные каймы, образованные при воздействии габбрового расплава на ранее затвердевшие дуниты.

В 1952 г. была опубликована уже упоминавшаяся статья Н. М. Успенского, где он впервые развивает гипотезу о метасоматическом происхождении уральских платиноносных массивов, считая, что «...весь комплекс габбро, пироксенита и дунита представляет продукт метасоматического преобразования вмещающих их пород» (Успенский, 1952, стр. 73). Эта гипотеза Н. М. Успенского, вызвавшая впоследствии ряд еще более крайних трансформистских представлений С. В. Москалевой (не получивших поддержки среди уральских геологов), была подвергнута обоснованной критике со стороны Г. Л. Падалки (1952) и В. М. Сергиевского (1952). Справедливую оценку метасоматическим

гипотезам дала также О. А. Воробьева: «Полное отрицание магматизма при становлении габбро-пироксенит-дунитового платиноносного пояса легко допускается лишь с позиций крайних трансформистов. Современное состояние геолого-петрографической его изученности не отвечает подобной концепции. Магматическое происхождение остается правомерным и в настоящее время» (Воробьева, Самойлова, Свешникова, 1962, стр. 281). Вместе с тем указанные авторы, признавая первично-магматическую природу массивов платиноносного пояса, не отрицают роли метасоматических преобразований, наложивших отпечаток на его ультраосновные и основные породы. В частности, они допускают, что в пределах платиноносного пояса нет собственно магматических перидотитов и рассматривают последние как метасоматические породы, образовавшиеся в результате оливинизации пироксенитов в магматическую стадию их изменения. Главные же разновидности пород платиноносных массивов — габбро, пироксениты, дуниты — они относят к нормальным изверженным породам, тесно связанным общностью своего происхождения и возникшим из первичной габбровой магмы, дифференцированной на глубине по кинетически-ликвационному принципу.

Исследования дунит-пироксенит-габбровых массивов Урала успешно продолжаются и в последние годы группой геологов УФАН и Уральского геологического управления (Д. С. Штейнберг, А. А. Ефимов, Л. П. Иванова, И. А. Малахов, В. Г. Фоминых, И. Д. Соболев и др.). Однако нельзя не отметить, что в некоторых современных работах мы находим, к сожалению, больше новых идей, чем принципиально новых фактов. Основной идеей уральских геологов, является идея о трех самостоятельных магмах — дунитовой, габбровой и гранитоидной, последовательное внедрение которых вызвало серию метасоматических процессов (пироксенизацию, фельдшпатизацию, оливинизацию), являющихся причиной появления целого спектра ультрабазитов и габброидов, слагающих массивы платиноносного пояса. Первично-магматическими породами (или «первичным субстратом») они считают только дуниты, габбро и гранитоиды. Соответственно этому, в составе платиноносного пояса ими выделяются три генетических комплекса горных пород, обособленные пространственно и во времени: 1) наиболее древний эпидунитовый комплекс (дуниты, верлиты, пироксениты, тылаиты, оливиновые габбро, анортозиты), 2) более молодой эпигаббровый комплекс (габбро, габбро-нориты, горнблендиты, оливиновые нориты, анортозиты) и 3) самый молодой гранитоидный комплекс (Ефимов, 1963, 1964, 1966; Штейнберг, 1964 и др.).

По существу близкие к этим представления о генезисе дунит-пироксенит-габбровых интрузий, но с позиций уже крайних магматистов, высказывают американские геологи (Х. Тейлор, Дж. Нобл, Дж. Раккмик). Отрицая возможность происхождения зональных интрузий Юго-Восточной Аляски за счет дифференциации габбровой магмы in situ, образование последних они объясняют результатом последовательного многократного внедрения в габбровые массивы ультраосновных магм различного состава: магнетитово-роговообманковой пироксенитовой, оливиново-пироксенитовой, перидотитовой и, наконец, дунитовой (Тейлор, Нобл, 1963, стр. 52—55). Каждая зона в этих массивах, по мнению указанных исследователей, является результатом внедрения своей особой магмы; напротив, отсутствие той или иной зоны в массиве объясняется отсутствием внедрения магмы соответствующего состава. Среди американских геологов лишь один М. Уолтон происхождение кольцевой зоны габбрового состава в массивах Юго-Восточной Аляски связывает с метасоматической переработкой вмещающих пород, развивая представления, близкие к взглядам Н. М. Успенского (Walton, 1951).

Не вдаваясь в критическое рассмотрение всех этих гипотез, отме-

тим, что представления американских геологов, доказываемые в основном ex adverso (т. е. якобы невозможностью объяснения происхождения зональных массивов дифференциацией одной базальтовой магмы), с нашей точки зрения являются наименее обоснованными. Мало вероятным представляется существование многих ультраосновных магм различного состава, внедрявшихся всегда в одном и том же порядке и обязательно в ранее возникшие габбровые массивы на протяжении всего огромного пояса. Кроме того, даже при последовательном внедрении разных магм, едва ли возможно полностью исключить реакционные взаимодействия их с породами более ранних фаз, заведомо отличающихся от них по составу.

Также мы не можем принять современные представления о самостоятельности дунитовой и габбровой магм и об исключительной роли метасоматических процессов оливинизации, пироксенизации и фельдшпатизации в образовании пород дунит-пироксенит-габбровых комплексов. Во всяком случае, на казахстанском материале ни та, ни другая точки зрения не находят себе подтверждения. Данные изучения дунит-пироксенит-габбровых комплексов Центрального Казахстана, приведенные выше и более подробно изложенные в цитированных работах, вполне согласуются с теми представлениями о происхождении интрузий платиноносного пояса, которые до сего времени пользовались среди уральских геологов почти всеобщим признанием. Иначе говоря, мы не видим никакой необходимости разделять во времени (а тем более — относить к разным комплексам) образование главных серий пород наших интрузий (дунитов, пироксенитов, габбро, диоритов) и привлекать для объяснения «магические» процессы массового метасоматоза. Соотношения всех этих пород, наблюдаемые в современном денудационном срезе казахстанских массивов, как было показано выше, находят себе простое и вполне удовлетворительное объяснение в гипотезе дифференциации исходной габбровой магмы, допускающей возможность реакционного взаимодействия еще незакристаллизовавшегося габбрового расплава с более ранними обособлениями в нем существенно оливиновых пород.

ПЕРИДОТИТ-ПИРОКСЕНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Распространение перидотит-пироксенитовых комплексов в Центральном Казахстане

К перидотит-пироксенитовой формации, как уже указывалось, отнесены те интрузивные комплексы ультраосновных пород, которые, будучи генетически связанными с ранними стадиями развития геосинклинали, размещаются не в складчатых геосинклинальных толщах близкого к времени их внедрения возраста, как комплексы габбро-перидотитовой и дунит-пироксенит-габбровой формаций, а выходят в краевые части геосинклинальной рамы, представляющие собой остатки консолидированных складчатых сооружений более древних циклов. В связи с такой особой геолого-тектонической позицией этих интрузивных комплексов формирование их происходило в условиях, отличных от условий формирования комплексов первых двух формаций, что и определило особенности их петрографического состава и связанной с ними минерагении.

Перидотит-пироксенитовая формация установлена только в каледонидах Центрального Казахстана (рис. 1), где к ней относятся следующие интрузивные комплексы: 1) улутауский, интрузии которого размещаются в допалеозойских метаморфических толщах Улутауского поднятия, 2) щучинский, приуроченный к системе дугообразных разломов восточной окраины Кокчетавской глыбы, 3) олентин-

Таблица 6

Перидотит-пироксенитовые комплексы Центрального Казахстана

Наименование комплексов	Общая площадь массивов ($км^2$)	Протяженность пояса или зоны ($км$)	Количество отдельных выходов	Возраст комплекса	Петрографический состав массивов	Породы жильной свиты	Полезные ископаемые
Улутауский	92,8	180	80	Среднеордовикский	Пироксениты (бронзититы, вебстериты, диаллагиты), серпентиниты, перидотиты (лерцолиты, верлиты), габбро, натровые гранитоиды, древняя кора выветривания	Бесполевошпатовые лампрофиры (биотит-пироксеновые, биотит-хлорит-гранатовые породы), родингиты (пироксен-гроссуляровые, пироксен-хлорит-гроссуляровые, хлорит-везувиановые породы)	Интенсивная минерализация продольноволокнистого хризотил-асбеста (с немалитом) во всех массивах комплекса и Ni в коре выветривания
Щучинский	49,5	140	115	Кембрийский	Пироксениты, серпентиниты, перидотиты, габбро, древняя кора выветривания	Микрогаббро, родингиты (гранат-пироксен-хлоритовые породы), спессартиты	Минерализация гидросиликатного никеля в коре выветривания; сульфидная никелевая минерализация; косо- и поперечноволокнистый хризотил-асбест
Олентинский	10,0	70	15	Кембрийский	Серпентиниты, пироксениты, перидотиты, габбро, древняя кора выветривания	Диорит-порфириты, диабазовые порфириты	Магнезит, слабая минерализация продольно- и поперечноволокнистого хризотил-асбеста
Бессазский	1,7	7	4	Раннепалеозойский (ордовикский?)	Серпентиниты, пироксениты, перидотиты, актинолит-тальковые породы, габбро, лиственит	Габбро-пегматиты, микрогаббро	—
	154,0	397	214				

ский, представленный субмеридиональной зоной небольших интрузий, приуроченных к участкам ранней консолидации каледонид на северо-востоке Центрального Казахстана, и предположительно 4) бессазский в хр. Каратау, имеющий ряд сходных черт с улутауским комплексом. Некоторые сводные данные по характеристике этих комплексов приведены в табл. 6.

Эти перидотит-пироксенитовые комплексы, как и комплексы габбро-перидотитовой формации, обнаруживают четкую приуроченность к зонам глубинных разломов, возникавших в краевых частях геосинклинальных прогибов и служивших путями подъема ультраосновной магмы. Однако в данном случае эти разломы продолжаются и в геосинклинальной раме или в жестких срединных массивах, чем определяется указанная выше особая геологоструктурная позиция интрузий рассматриваемой формации. Необходимо также отметить, что одни из этих комплексов связаны со структурно-формационными зонами с миогеосинклинальным типом развития (улутауский, бессазский), а другие — приурочены к жестким структурам рамы эвгеосинклинальных зон (щучинский, олентинский комплексы). Поэтому между теми и другими имеются некоторые различия в их петрографическом составе и особенностях минерагении, хотя все они обладают рядом главных устойчивых признаков, определяющих их принадлежность к единой перидотит-пироксенитовой формации.

Улутауский перидотит-пироксенитовый комплекс

Геологическая характеристика комплекса

В улутауский комплекс объединены перидотит-пироксенитовые интрузии Джезказган-Улутауского района, расположенного на западе Центрального Казахстана. Этот район включает древнюю складчатую структуру Улутауской зоны поднятий с прилегающими к ней окраиной Тургайского прогиба, выполненного осадками мезозоя и кайнозоя, — на западе — и полем развития герцинских глыбовых складок Сарысу-Тенизского водораздела — на востоке. В геологическом строении Джезказган-Улутауского района можно выделить несколько структурных этажей, каждый из которых соответствует определенному периоду тектонического развития этой своеобразной и сложно построенной части Центрального Казахстана, являющейся западной ветвью внешней дуги каледонид Казахстанской складчатой области.

Докембрийские образования, слагающие нижний структурный этаж, представлены гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и глубоко метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами. Они обнажаются в ядрах крупных поднятий, разобщенных несогласно перекрывающими их среднепалеозойскими отложениями (рис. 33). Метаморфические толщи докембрия образуют структуру сложного меридионально вытянутого срединного массива каледонской геосинклинальной системы, который избежал, вероятно, полного опускания при образовании раннепалеозойского геосинклинального прогиба и испытал глыбовые поднятия при замыкании геосинклинали и превращении ее в складчатую систему.

Нижнепалеозойские отложения, составляющие второй структурный этаж, образуют собственно Улутаускую зону каледонид, разделенную в меридиональном направлении на две части упомянутым выше древним срединным массивом. Все нижнепалеозойские отложения формировались в условиях морского геосинклинального режима, соответствующего стадии погружения каледонской геосинклинали. Однако вместо преобладающих на востоке Центрального Казахстана спилит-диабазовых и андезит-дацитовых вулканогенных формаций, в Джезказган-

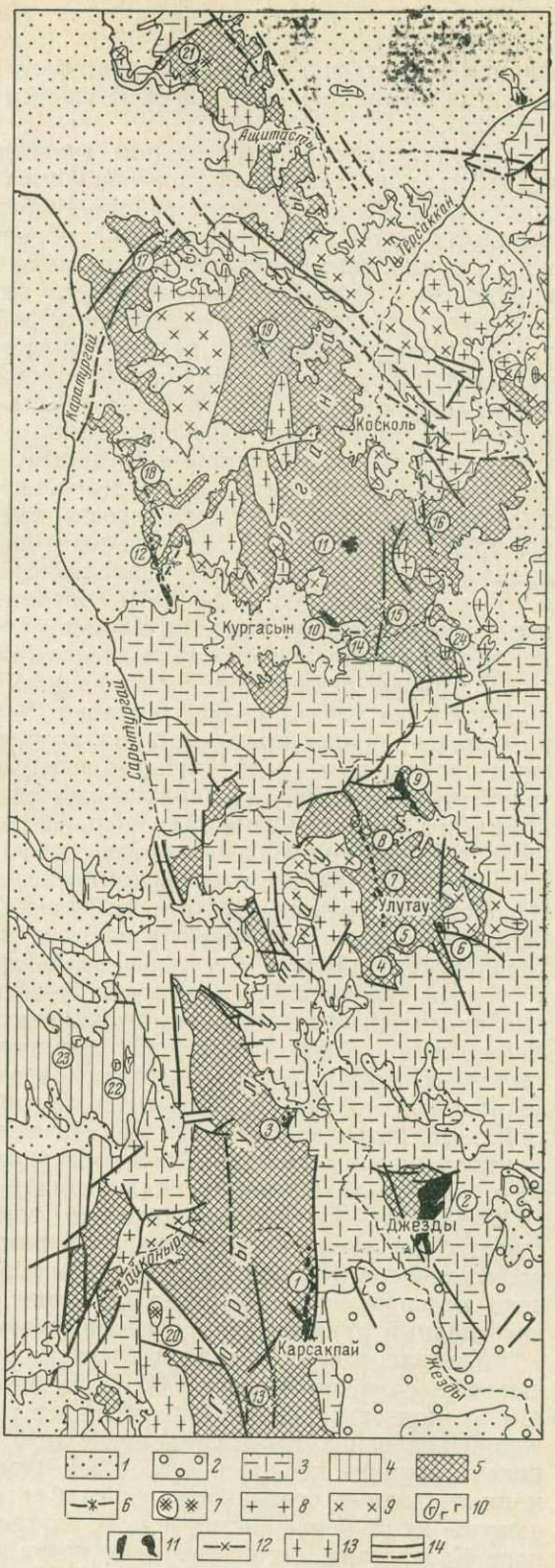


Рис. 33. Схема размещения магматических комплексов Джезказган-Улутауского района. Составили: Н. П. Михайлов, Ю. Л. Семенов

Отложения: *1* — кайнозойские и мезозойские; *2* — верхнепалеозойские; *3* — среднепалеозойские; *4* — нижнепалеозойские; *5* — докембрийские. Малые интрузии: *6* — каратургайского диабаз-пикритового комплекса; *7* — щелочных габброидов. Интрузии: *8* — каптадырского гранитного комплекса; *9* — сабасалдытургайского гранодиоритового комплекса; *10* — сарытауского габбро-плагиогранитного комплекса; *11* — улутауского перидотит-пироксенитового комплекса; *12* — малые интрузии коскуль-карсакпайского габбро-диабазового комплекса; *13* — докембрийские гранито-гнейсы; *14* — главнейшие разломы. Цифры в кружках — массивы ультраосновных и основных пород: *Улутауский перидотит-пироксенитовый комплекс:* *1* — Талдысайские; *2* — Шайтантасский; 3 — Даумбайские; 4 — Южный Аиртауский; 5 — Северный Аиртауский; 6 — Куршатсайский; 7 — Жангобулские; 8 — Арпабулакские; 9 — Ешкеульмесский; 10 — Зигешатский; 11 — Акшатский; *12* — Акжальские, *Коскуль-карсакпайский габбро-диабазовый комплекс:* 13 — Керегетасские; *14* — Тойгыльские; 15 — Жаксыарганатинские; 16 — Коскульские; 17 — Каиндинские. *Каратургайский диабазо-пикритовый комплекс:* 18 — Каратургайские; 19 — Сабасалдытургайские; 20 — Карсакпайский массив нефелиновых сиенитов; 21 — Жусалинские массивы щелочных габброидов. *Сарытауский габбро-плагиогранитный комплекс:* 22 — Сарытауский; *23* — Киикпайский; *24* — Сандыкбайский

Улутауском районе весь кембрий и низы ордовика представлены исключительно осадочными формациями. Лишь с ордовика в составе их появляется вулканогенный материал (андезитовые и диабазовые порфириты и их туфы), количество которого возрастает вверх по разрезу, достигая в карадоке 40% общей мощности отложений (Боровиков, 1955, стр. 129).

С раннепалеозойским этапом развития связана интрузивная деятельность, представленная упоминавшимся выше коскуль-карсакпайским комплексом малых интрузий габбро-диабазов и улутауским комплексом перидотит-пироксенитовых интрузий, образующим пояс субмеридионального направления протяженностью около 180 *км*, а также комплексом карадокских габбро-плагиогранитовых интрузий, имеющих ограниченное распространение в западной части района (см. рис. 33). Таким образом, раннепалеозойский период в рассматриваемом районе характеризуется набором геосинклинальных формаций, характерных для ранних стадий тектоно-магматического цикла (см. табл. 1), с тем, однако, отличием, что в низах разреза, сложенных исключительно терригенными кластическими образованиями, отсутствуют кремнисто-спилит-диабазовые комплексы. Вероятно, в связи с таким своеобразным миогеосинклинальным режимом в раннем палеозое, выразившимся в отсутствии проявлений вулканической деятельности вплоть до среднего ордовика, произошло и относительное «запаздывание» проявлений ультраосновного магматизма, который здесь представлен интрузиями перидотит-пироксенитовой формации, по времени сопряженными с андезитовыми порфиритами каргалинского комплекса (см. выше).

С силура начинается новый период развития этой зоны, продолжавшийся до начала позднего девона. В силуре и в начале девона образовалась флишоидная формация, которая затем сменилась кайдаульским порфировым (дацит-липаритовым) комплексом. Интрузивная деятельность этого периода характеризуется появлением в начале силура комплекса интрузий диоритов и гранодиоритов, а в среднем девоне — интрузий биотитовых, лейкократовых и аляскитовых гранитов, прорвавших эффузивы кайдаульского комплекса и силурийские гранодиориты. В целом ряд вулканогенных и интрузивных комплексов силура — среднего девона характеризует этот период как средние и поздние стадии каледонского цикла с тем лишь отличием от общей схемы, что здесь в средней стадии цикла (в частности в силуре) отсутствуют характерные проявления андезитового вулканизма. Таким образом, миогеосинклинальный режим Улутауской структурно-формационной зоны отмечается только для ее ранних стадий, тогда как на средних и особенно на поздних стадиях эта зона прошла нормальный путь тектоно-магматического развития. Особый миогеосинклинальный характер развития Улутауской зоны в раннем палеозое явился, видимо, одной из причин того, что вместо обычных для ранних стадий каледонского цикла габбро-перидотитовых комплексов, мы здесь наблюдаем интрузии существенно пироксенитового состава, формирование которых к тому же происходило в условиях жесткого докембрийского фундамента срединного массива, что, как будет показано ниже, следует рассматривать как главный признак перидотит-пироксенитовой формации.

Ультраосновные интрузии Джезказган-Улутауского района, известные еще со времени работ И. С. Яговкина (1935) и К. И. Сатпаева (1935), подвергались многократным исследованиям, особенно на протяжении последних 10—15 лет, после того как в связи с ними были выявлены крупные проявления асбестоносности. Однако до последнего времени очевидные особенности ультрабазитов этого района, резко отличающие их от большинства других ультраосновных интрузий Центрального Казахстана, оставались или почти неизвестными, или же на них не обращалось должного внимания. Все исследователи отмечали, что

ультраосновные массивы Джезказган-Улутауского района в своем распространении ограничены выходами на поверхность метаморфических пород докембрия, и в то же время почти все из них признавали предкарадокский возраст ультрабазитов, который достаточно хорошо устанавливается только для одного Шайтантасского массива. Этим фактам, однако, не придавалось существенного значения. А между тем именно эти два обстоятельства являются главной отличительной особенностью рассматриваемого интрузивного комплекса. Сущность этой особенности состоит в том, что в Джезказган-Улутауском районе проявления ультраосновного магматизма, связанные с начальными стадиями развития каледонской геосинклинали, не ограничены пределами этой геосинклинали (как в большинстве районов Центрального Казахстана), а выходят по разломам в жесткие структуры древнего срединного массива. Этой структурно-тектонической позицией интрузий рассматриваемого комплекса определяются, как будет показано ниже, все их остальные характерные особенности, и в первую очередь не гарцбургитовый, как почти во всех казахстанских габбро-перидотитовых комплексах, а существенно пироксенитовый состав слагающих их пород, а также своеобразие минерагении, заключающееся в исключительно широко проявленной во всех без исключения массивах комплекса хризотил-асбестовой минерализации карачаевского подтипа (по П. М. Татаринову, 1936 г.). Масштаб последней только в одном месторождении Ешкеульмес в сотни раз превышает разведанные запасы асбеста Карачаевского месторождения (Шаман-Беклеген), являющегося прототипом месторождений продольноволокнистого хризотил-асбеста, свойственных серпентинизированным пироксенитовым массивам.

Геолого-петрографическое описание массивов

Интрузивные массивы рассматриваемого перидотит-пироксенитового комплекса (табл. 7), приуроченные, как уже отмечалось, к допалеозойским метаморфическим образованиям срединного массива Улутау, образуют в целом вытянутый в субмеридиональном направлении пояс протяженностью около 180 *км*. Но этот пояс не представляет собой строго линейно вытянутой цепочки ультраосновных массивов, а в своей структуре он подчиняется системе тесно связанных друг с другом то параллельных, то сходящихся под разными углами разломов, секущих жесткую структуру древнего срединного массива. Связь между этими разломами, проходящими только в породах двух нижних структурных этажей (докембрия и нижнего палеозоя), часто затушевывается перекрывающими их более молодыми осадочными и вулканогенными толщами среднего палеозоя, что хорошо видно на обзорной геологической карте (см. рис. 33).

Приведем описания трех наиболее крупных и наиболее хорошо изученных массивов — Ешкеульмесского, Акжальских, Шайтантасского, в которых наиболее полно отражаются специфические черты строения и состава интрузий улутауского перидотит-пироксенитового комплекса.

Ешкеульмесский массив

Ешкеульмесский массив является одним из самых крупных массивов Улутауского перидотит-пироксенитового пояса. По своему строению, особенностям петрографического состава и минерагении он является наиболее типичным представителем комплекса перидотит-пироксенитовых интрузий Джезказган-Улутауского района. В связи с тем что с Ешкеульмесским массивом связано крупнейшее не только в Восточном Казахстане, но и в СССР месторождение хризотил-асбеста карачаевского подтипа, этот массив был подвергнут авторами наиболее детальному геолого-петрографическому изучению, результаты которого

Таблица 1

Характеристика массивов улутауского перидотит-пироксенитового комплекса

Названия массивов	Количество отдельных выходов	Общая площадь ($км^2$)	Распространение отдельных разновидностей пород					Минерализация и рудоносность
			перидотиты	пироксениты	серпентиниты	габбро	древняя кора выветривания	
Талдысайские	6	8,0	+	+	+++		++	Гидросиликаты никеля в коре выветривания, продольноволокнистый хризотил-асбест
Шайтантасский	1	60,0	+	+	+++	+	++	Ni и Co в коре выветривания, асбест продольно- и поперечноволокнистый
Даумбайские	3	0,6	+	+	+++		+	Минерализация продольноволокнистого хризотил-асбеста
Южный Аиртауский	5	0,5			+++			То же
Северный Аиртауский	4	0,3			+++			»
Куршатсайский	1	0,1	+		+++			»
Жангобулские	8	0,6			+++			»
Арпабулакские	16	0,4			+++			»
Ешкеульмесский	5	13,5	+	+++	+++		+	Крупное месторождение продольноволокнистого хризотил-асбеста
Зигешатский	3	1,8		+	+++		+	Минерализация продольноволокнистого хризотил-асбеста
Акшатский	1	3,0			+++			То же
Акжальские	30	4,0			+++		+	Месторождение продольноволокнистого хризотил-асбеста; амфибол-асбест в амфиболитах экзоконтактовой зоны массивов
	83	92,8						

позволили выявить и понять многие особенности строения и состава ряда других массивов улутауского перидотит-пироксенитового комплекса, изученных с меньшей степенью детальности. Все это вызывает необходимость дать в настоящей работе достаточно подробное его геолого-петрографическое описание. Характеристика связанного с ним уникального месторождения хризотил-асбеста карачаевского типа была дана авторами ранее в монографии «Месторождения хризотил-асбеста СССР» (изд-во «Недра», 1967).

Массив находится в 30 *км* к северу от районного центра — пос. Улутау, на правобережье р. Ешкеульмес, впадающей в систему р. Тургая. Массив этот, известный еще со времени первых работ И. С. Яговкина (1935), в 1942—1943 гг. изучался И. И. Боком и Г. Т. Агеевым, а с 1951 г. по 1959 г. — сотрудниками Джезказганской экспедиции Центрально-Казахстанского геологического управления — Г. А. Казаряном, Ю. И. Кругляковым, В. Н. Годовиковым, А. В. Струтынским и др. В 1958 г., в связи с необходимостью выяснения качества и минерального состава асбеста (которые оставались неясными несмотря на то, что разведка месторождения была почти закончена), к детальному изучению Ешкеульмесского массива и месторождения, по инициативе П. М. Татаринова, приступили Н. П. Михайлов и В. Н. Москалева. Эти работы были продолжены в 1960 г. В итоге была уточнена и существенно изменена геологическая карта массива, по-новому решены основные вопросы его петрологии.

Ешкеульмесский массив* (рис. 34), имеющий в плане форму вытянутой в северо-западном направлении (320—340°) линзы с размерами 5,5 *км* в длину и 1,5—3,0 *км* шириной, в структурном отношении приурочен к северной части Улутауского поднятия и целиком залегает в метаморфической толще гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов протерозоя. К югу от массива располагается несколько мелких линзовидных тел серпентинитов и пироксенитов; западнее главного тела залегает линза серпентинитов размерами 2,5 *км*×0,4 *км*, отделенная от него толщей амфиболитов. В своей северной части массив трансгрессивно перекрыт красноцветной аркозово-конгломератовой свитой среднего верхнего девона. Массив сложен исключительно бесполевошпатовыми ультраосновными породами, преимущественное распространение среди которых имеют пироксениты и их метаморфические производные. Широко распространены здесь также перекристаллизованные антигоритовые серпентиниты; подчиненное значение в составе массива имеют апоперидотитовые серпентиниты. Габбро в Ешкеульмесском массиве не встречены ни в естественных обнажениях, ни в керне буровых скважин.

Одной из наиболее характерных особенностей массива является его полосчато-клиновидное строение, выражающееся в том, что отдельные разновидности ультраосновных пород располагаются в виде узких неправильных выклинивающихся полос и линз, ориентированных согласно с общим простиранием массива и часто параллельно его контурам. Как видно на геологической карте (см. рис. 34), почти всю центральную (водораздельную) часть массива слагают в различной степени метаморфизованные пироксениты. В северной части этой центральной полосы выделяется крупное «ядро» слабо серпентинизированных, оталькованных пироксенитов, среди которых резко преобладают бронзититы и реже встречаются вебстериты. Те же пироксениты наблюдаются в виде отдельных линз и тел неправильной формы среди антигоритовых серпентинитов в северной части массива. К юго-востоку от пироксенитового «ядра» в водораздельной полосе развиты апопироксенитовые серпенти-

* Описание Ешкеульмесского массива составлено на основании материалов исследований авторов с привлечением данных, полученных Ешкеульмесской ГРП Джезказганской экспедиции ЦКГУ при разведке месторождения.

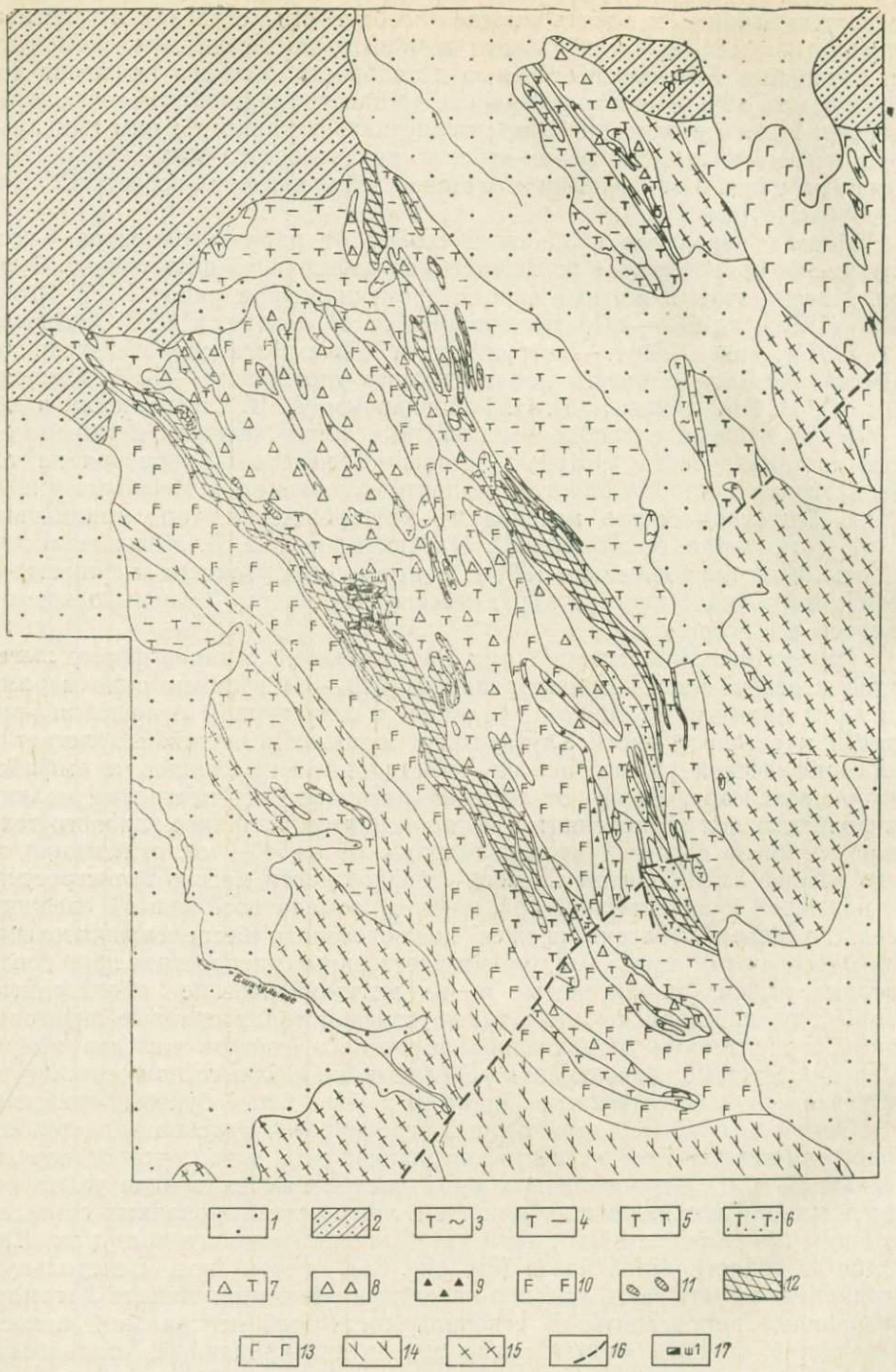


Рис. 34. Геологическая карта Ешкеульмесского массива. Составили Н. П. Михайлов и В. Н. Москалева с использованием данных Ешкеульмесской ГРП Центрально-Казахстанского геологического управления

1 — рыхлые кайнозойские отложения; *2* — красноцветная аркозо-конгломератовая свита (D_2—D_3); *3* — лимонито-кремнистые образования коры выветривания серпентинитов; *4* — выщелоченные дезинтегрированные серпентиниты; *5* — перекристаллизованные антигоритовые серпентиниты; *6* — апоперидотитовые серпентиниты; *7* — апопироксенитовые серпентиниты; *8* — бронзититы и вебстериты; *9* — диаллагиты; *10* — апопироксенитовые пироксен-цоизитовые и амфибол-цоизитовые породы; *11* — участки минерализации поперечно-волокнистого асбеста; *12* — перемятые брекчированные серпентиниты с продольноволокнистым асбестом; *13* — древние амфиболизированные и сосюритизированные габбро; *14* — амфиболиты и амфиболовые сланцы; *15* — кварц-слюдистые гнейсы, кристаллические сланцы и кварциты докембрия; *16* — разломы; *17* — разведочные шахты

ниты, прослеживающиеся почти до самой южной оконечности массива, за поперечным сбросом. С апопироксенитовыми серпентинитами тесно связаны аповерлитовые серпентиниты, наиболее широко развитые в северо-восточной части массива. Важную роль в строении массива играют перекристаллизованные антигоритовые серпентиниты, локализованные в двух зонах, образующих западное и восточное обрамление центральной, существенно пироксенитовой части массива. Первичная природа этих серпентинитов под микроскопом не устанавливается из-за отсутствия не только реликтов первичных магматических минералов, но и реликто-псевдоморфных структур. Однако термические исследования показывают, что значительная часть их образовалась за счет серпентинизации пироксенитов (см. ниже). Именно к этим перекристаллизованным антигоритовым серпентинитам приурочены зоны асбестизации.

В отдельных, не подвергшихся сильной перекристаллизации участках массива устанавливаются апоперидотитовые серпентиниты с характерной петельчатой реликто-псевдоморфной структурой. Они слагают участки линзовидной формы или узкие полосы, вытянутые согласно с общим удлинением массива, среди бронзититов или антигоритовых серпентинитов. Несколько особое положение в массиве занимают диаллагиты, тесно связанные как с вебстеритами, так и с пироксен-цоизитовыми породами. Они прослеживаются в виде узких часто прерывистых полос между последними и апопироксенитовыми серпентинитами, а также наблюдаются в виде небольших линз — клиньев среди вебстеритов. Значительную часть площади массива слагают пироксен-цоизитовые и амфибол-цоизитовые породы (см. рис 34), которые всеми предыдущими исследователями принимались за габбро и «габбро-пироксениты», причем предполагалось, что один из главных минералов этих пород — поизит представляет полные псевдоморфозы по основному плагиоклазу габброидов.

Однако петрографическое изучение этих пород и составление ряда детальных разрезов через массив, позволившее выяснить взаимоотношение пироксен-цоизитовых пород с пироксенитами и серпентинитами, показало, что породы группы габбро в составе массива отсутствуют, а принимавшиеся ранее за соссюритовые габбро амфибол-цоизитовые и пироксен-цоизитовые породы представляют собой продукты гидротермального преобразования пироксенитов (диаллагитов). Слагая полосы и неправильные участки в массиве, ориентированные согласно с общим направлением контактов массива, эти породы тяготеют к полям развития пироксенитов, будучи с ними тесно связанными постепенными переходами.

В понижениях рельефа Ешкеульмесского массива, главным образом на востоке и юго-востоке его, развиты выщелоченные, часто рассланцованные серпентиниты и древняя кора выветривания как автохтонная, так и в форме переотложенных продуктов.

В составе Ешкеульмесского массива можно выделить две группы ультраосновных пород. К первой из них относятся пироксениты различного состава и разной степени метаморфизма; вторую группу составляют серпентиниты, среди которых в свою очередь выделяются «бесструктурные» перекристаллизованные антигоритовые разности и серпентиниты, обладающие реликто-псевдоморфными структурами, позволяющими установить состав исходных пород. Все разновидности пород Ешкеульмесского массива и их метаморфические производные дают довольно пеструю картину взаимоотношений от постепенных переходов до резких, почти интрузивных контактов. Но петрографическое родство всех этих пород, выражающееся в особенностях их минерального состава, химизма и степени метаморфизма, указывает на общность и одновременность их происхождения.

В группе **пироксенитов и апопироксенитовых метаморфических пород** Ешкеульмесского массива выделяются следующие разновидности: 1) бронзититы; 2) вебстериты; 3) апопироксенитовые серпентиниты; 4) диаллагиты; 5) пироксен-цоизитовые и амфибол-цоизитовые породы.

Бронзититы — массивные неравномерно-зернистые породы серовато-черного цвета, часто с бронзовым оттенком. Для них характерна лучшая сохранность первичных минералов по сравнению с другими разностями ультрабазитов. Это — почти мономинеральные породы, содержащие моноклинный пироксен лишь в виде единичных ксеноморфных зерен. Бронзит образует призматические и широкотаблитчатые кристаллы, часто идиоморфные, иногда изогнутые, с волнистым погасанием, заключенные в более мелкозернистой массе того же бронзита, что обусловливает неравномернозернистую, порфировидную структуру породы. В шлифе зерна бронзита имеют очень слабую зеленовато-желтую окраску почти без плеохроизма.

Таблица 8

Оптические константы ромбических пироксенов из бронзититов Ешкеульмесского массива

№ образца / Константы	1006	1007	1040	1048	3258
Ng	1,688	1,693	1,695	1,684	1,690
Nm	1,683	1,689	1,690	1,679	1,684
Np	1,676	1,680	1,682	1,672	1,678
Ng—Np	0,012	0,013	0,013	0,012	0,012
cNg	3—5°	0°	0°	0°	0°
2V	Очень большой	—80°	—80°	—	—

По этим оптическим свойствам, согласно диаграмме Трегера — Кеннеди, пироксен относится к бронзиту с содержанием ферросилитового компонента 15—20%, что подтверждено также данными рентгеноструктурного анализа. Очень своеобразен характер вторичных изменений этих пород. Обычно с краев зерна бронзита и вдоль трещин спайности и отдельности развивается тонкочешуйчатый агрегат талька, амфибола и антигорита, который постепенно замещает все зерно бронзита. В шлифах можно наблюдать все стадии этого процесса — от начального отальковання, когда тальк образует только сетку по трещинам (рис. 35), через постепенное разрастание этой сетки, до полного замещения тальком всего зерна пироксена. В случае полного отальковання в шлифе видны контуры замещенных зерен бронзита и структура породы сохраняется. В бронзититах всегда, но в переменном количестве, присутствует рудный минерал — магнетит, образование которого связано с процессами вторичных изменений бронзита. Очень характерно отсутствие в бронзититах хромшпинелида. Показательно также, что, по данным многочисленных спектральных анализов, содержание хрома в бронзититах и в апопироксенитовых серпентинитах не превышает 0,05—0,1%, тогда как в заведомо апоперидотитовых серпентинитах содержания хрома составляют обычно 0,2—0,4%.

Вебстериты макроскопически не отличаются от бронзититов и устанавливаются только при изучении пород под микроскопом. Для них также свойственна неравномернозернистая порфировидная структура. Обычно крупные таблитчатые зерна бронзита заключены в более мелкозернистой массе, состоящей из бронзита и моноклинного пироксена. Оптические свойства бронзита близки к таковым ромбических пироксе-

нов из бронзититов. Моноклинный пироксен, составляющий от 5—7% до 20% объема породы, представлен бесцветным диопсидом ($c\,Ng=38$—$42°$, $Ng—Np=0{,}025$, $2V=+58°$). По нему развивается бесцветный или слабо зеленоватый амфибол тремолит-актинолитового ряда. Часто наблюдается вкрапленность магнетита. Хромшпинелид в этих породах, так же как и в бронзититах, отсутствует.

Апопироксенитовые серпентиниты — к этой группе отнесены нацело серпентинизированные породы, не содержащие реликтов

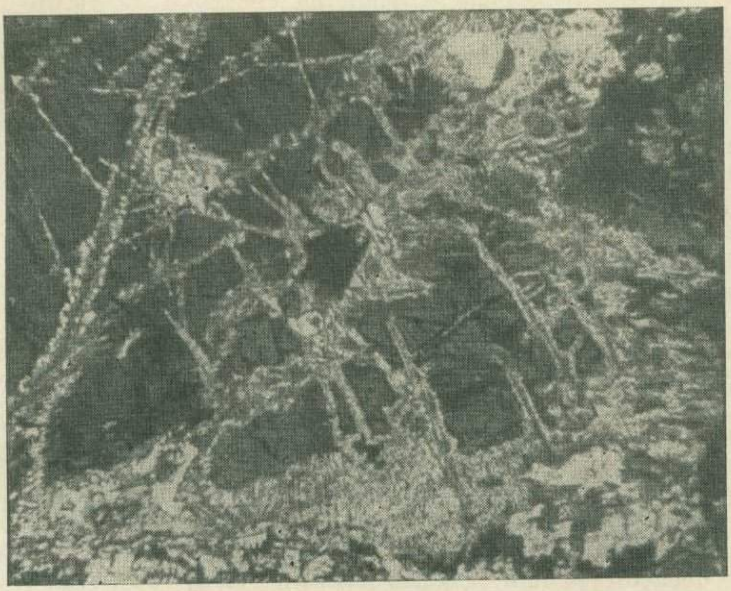


Рис. 35. Характер замещения пироксена тальком в бронзитите (начальная стадия отальковання). Ешкеульмесский массив. Без анализатора, увел. 40

первичных минералов, но обладающие реликто-псевдоморфными структурами, которые достаточно ясно свидетельствуют об их образовании за счет пироксенитов (бронзититов и вебстеритов). Макроскопически это темно-зеленые или светло-зеленые серпентиниты, часто сохранившие текстуру пироксенита. В шлифе они обнаруживают характерную реликтовую структуру бронзититов, образованную сложными псевдоморфозами антигорита по ромбическому пироксену. Такие псевдоморфные образования представляют не полные гомоосевые псевдоморфозы антигорита по бронзиту (как, например, обычные баститовые псевдоморфозы в гарцбургитах), а агрегат пластинок антигорита, имеющих близкую ориентировку в пределах одного замещаемого зерна бронзита. Эти особенности структуры хорошо видны при вращении столика микроскопа, когда в массе листоватого антигорита наблюдаются одновременно гаснущие участки, соответствующие контурам зерна замещенного пироксена.

В промежутках между такими сложными псевдоморфозами таблитчатой формы развиваются листоватые, беспорядочно ориентированные агрегаты антигорита, которые в некоторых случаях разъедают сложные псевдоморфозы антигорита по бронзиту, маскируя тем самым реликтовую структуру пироксенитов. В массе антигорита часто развивается тонкошестоватый амфибол тремолит-актинолитового ряда и более поздний мелкокристаллический карбонат. Мелкие зерна магнетита располагаются внутри призматических участков антигорита тонкими

ориентированными цепочками, вероятно, вдоль трещин спайности в первичном пироксене.

Диаллагиты — мелкозернистые темно-зеленые породы. Неравномернозернистая структура, свойственная бронзититам и вебстеритам, в них не наблюдается. В шлифе эти породы характеризуются значительной степенью изменения и часто брекчированной структурой. В наиболее свежих разностях неизмененный моноклинный пироксен-диаллаг ($cNg=40$—$42°$, $Ng—Np=0{,}028$) составляет до 70—75% породы. В большинстве случаев он наблюдается лишь в виде реликтов в массе актинолита и серпентина. Диаллаг замещается светло-зеленым актинолитом ($cNg=18°$, $Ng—Np=0{,}016$), обрастающим его зерна с периферии или замещающим их псевдоморфно в виде агрегата шестовато-игольчатых зерен. В массе актинолита часто наблюдаются участки мелколистоватого светло-зеленого хлорита с серовато-бурыми аномальными цветами интерференции. Местами наблюдаются случаи частичной цоизитизации диаллагитов. Цоизит с характерными синими аномальными цветами интерференции образует линзовидные скопления столбчатых кристаллов, часто зональных, которые в виде жилок проникают в промежутки между зернами амфиболизированного пироксена. Этот процесс приобретает особенно широкое развитие в отдельных зонах массива, давая начало породам пироксен-цоизитового и амфибол-цоизитового состава.

Пироксен-цоизитовые и амфибол-цоизитовые породы, принимавшиеся ранее, как уже отмечалось, за соссюритизированные габбро, представляют собой меланократовые или мезократовые, иногда гнейсовидные породы с характерной «псевдогаббровой», обычно атакситовой текстурой. В шлифе они обнаруживают гипидиоморфнозернистую структуру. Ни в одном из многих просмотренных шлифов этих пород не было обнаружено реликтов плагиоклаза. Порода обычно состоит из амфибола, цоизита и реликтов моноклинного пироксена. Пироксен бесцветный или светло-зеленый ($cNg=51°$, $Ng—Np=0{,}024$, $2V=+60°$). По пироксену развивается бесцветный амфибол-тремолит ($Ng=1{,}633$, $Np=1{,}606$, $Ng—Np=0{,}027$, $cNg=16°$), обрастающий зерна пироксена с периферии или проникающий в них по трещинкам спайности и отдельности и, наконец, полностью замещающий пироксен в виде гомоосевых псевдоморфоз. В шлифах хорошо видно, что цоизит развивается по тремолиту в виде беспорядочно расположенных зерен или же разъедает его в виде агрегатов сноповидной структуры. Цвет цоизита слабый желтовато-зеленый, но всегда отчетливо заметный. Наблюдаются двойники, параллельные удлинению кристаллов. Угасание прямое; двупреломление низкое (0,007—0,005), с резко выраженными индигово-синими цветами интерференции; угол оптических осей мал или равен нулю; $Ng=1{,}706$—$1{,}710$, $Np=1{,}699$—$1{,}704$; удлинение отрицательное; оптический знак +. Оптические данные позволяют относить этот минерал к безжелезистому цоизиту (α — цоизиту). В массе цоизита в виде отдельных пластинок и чешуйчатых агрегатов постоянно наблюдается хлорит с низкими буровато-серыми цветами интерференции. В виде единичных изолированных зерен в массе цоизита присутствует кальцит. В отдельных шлифах в массе цоизита наблюдались свежие, водяно-прозрачные зерна вторичного альбита, появление которого здесь связано, видимо, с привносом гидротермальными растворами небольшого количества щелочей.

Рассланцованные амфибол-цоизитовые породы, развитые вдоль юго-западного контакта массива, характеризуются еще более сильным метасоматическим преобразованием и в некоторых случаях явной брекчированностью. Они состоят из амфибола, цоизита, эпидота и хлорита; реликтов пироксена в них, как правило, уже не встречается. Амфибол (тремолит — актинолит) образует шестоватые или призматические, рас-

щепленные на концах зерна, ориентированные по сланцеватости породы (рис. 36). По амфиболу развиваются цоизит, эпидот и хлорит. Иногда наблюдается замещение тремолита кальцитом. В некоторых разностях встречается везувиан. Вторичный альбит появляется в разностях, где цоизитизация проявлена наиболее сильно. Он образует агрегаты свежих изометрических зерен, в массе которых сохраняются отдельные столбчатые кристаллы цоизита. В виде незначительной мелкой вкрапленности присутствует рудный минерал — магнетит.



Рис. 36. Сланцеватая амфибол-цоизитовая порода. Ешкеульмесский массив. Без анализатора, увел. 25

Характер распространения этих пород в виде приконтактовой полосы на западе и узких вытянутых параллельно асбестоносным полосам участков в средней части массива может свидетельствовать о том, что их образование происходило вдоль тектонически ослабленных зон и было вызвано сложным метасоматическим процессом преобразования ультрабазитов под влиянием послемагматических гидротермальных растворов, производивших асбестообразование в апопироксенитовых (и частично в апоперидотитовых) серпентинитах и цоизитизацию диаллагитов и бебестеритов. Образование цоизита, хлорита и везувиана происходило, вероятно, при привносе некоторого количества глинозема гидротермальными растворами. В конце же этого процесса, видимо, имел место привнос и щелочей (в частности натрия), что приводило к появлению в породах альбита.

Во второй большой группе пород Ешкеульмесского массива — в группе серпентинитов, кроме ранее описанных апопироксенитовых разностей, выделяются апоперидотитовые серпентиниты и перекристаллизованные антигоритовые серпентиниты, установить состав исходных пород которых при микроскопическом изучении невозможно.

Апоперидотитовые серпентиниты — это хризотил (лизардит)-антигоритовые серпентиниты с петельчатой структурой и антигоритовые серпентиниты, в которых структура перидотитов восстанавливается по петельчатому расположению жилок и цепочек серпентинизационного магнетита. Ни в одном из шлифов этих пород не было встречено ни пироксена, ни оливина. Единственным первичным магматиче-

ским минералом здесь является метаморфизованный хромшпинелид, просвечивающий красновато-бурым цветом. В реликто-псевдоморфных структурах апоперидотитовых серпентинитов обычно угадывается взаимоотношения первичных минералов, на что указывает характер расположения петельчатых участков, отвечающих первичному оливину, и антигоритовых участков, отвечающих пироксену. Наличие в этих породах отдельных крупных зерен бастита указывает на присутствие в первичной породе ромбического пироксена. Серпентинизационный магнетит

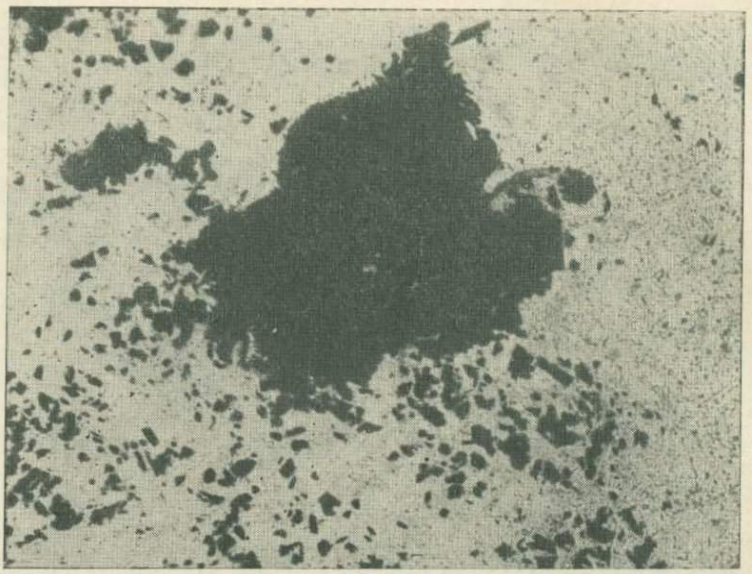


Рис. 37. Характер дезинтеграции хромшпинелида в серпентините. Ешкеульмесский массив. Без анализатора, увел. 75

наблюдается постоянно. При перекристаллизации апоперидотитовых серпентинитов наблюдается дезинтеграция метаморфизованных хромитовых зерен и миграция вторичного магнетита в стороны от замещенного зерна (рис. 37). Именно в этой разновидности серпентинитов Ешкеульмесского массива около зерен метаморфизованного хромшпинелида был найден до сего времени неизвестный в СССР редкий минерал из группы основных гидрокарбонатов магния — стихтит — $MgCO_3 5Mg(OH)_2 2Cr(OH)_3 \cdot 4H_2O$ (Иванова, Москалева, 1968).

Перекристаллизованные антигоритовые серпентиниты. В этих серпентинитах структура первичных пород не устанавливается. Наблюдения в поле над взаимоотношениями их с апоперидотитовыми серпентинитами, бронзититами и апопироксенитовыми серпентинитами позволяют предположить, что природа антигоритовых серпентинитов может быть различной, т. е они могут возникать за счет перекристаллизации как апоперидотитовых, так и апопироксенитовых серпентинитов, причем микроскопически те и другие серпентиниты в большинстве случаев не различаются. Все перекристаллизованные антигоритовые серпентиниты состоят из различных структурных разновидностей антигорита, находящихся часто в сложных взаимоотношениях и связанных между собой взаимными переходами. Устанавливается, что крупнолистоватый антигорит возникает, как правило, в результате собирательной перекристаллизации мелколистоватого антигорита, образующего обычно перекрещенно-листоватую структуру.

Установление состава исходных для таких серпентинитов пород явилось одним из наиболее важных и вместе с тем трудно разрешимых

вопросов геологии Ешкеульмесского массива, так как именно эти серпентиниты вмещают асбестовые залежи, а знание первичной природы асбестоносных серпентинитов имеет большое значение для выяснения генезиса продольноволокнистого хризотил-асбеста. Поэтому перекристаллизованным антигоритовым серпентинитам в процессе изучения Ешкеульмесского массива было уделено особое внимание, и для их исследования были применены различные методы. Наиболее эффективным для установления исходного состава серпентинитов оказался метод термического анализа, разработанный В. П. Ивановой на материале серпентинизированных пород Ешкеульмесского массива. Для термического исследования были отобраны первоначально образцы заведомо апоперидотитовых и апопироксенитовых серпентинитов, обнаруживающие под микроскопом отчетливые реликто-псевдоморфные структуры. Апоперидотитовые серпентиниты при термическом исследовании дают всегда обычного вида кривые нагревания с характерным эндотермическим эффектом для антигорита (750—780° С), хризотила и лизардита (680—720° С) и с экзотермическим пиком 800—820° С, соответствующим образованию форстерита после потери серпентином конституционной воды. Другими словами, термическое изучение апоперидотитовых серпентинитов показывает, что они сложены обычными наиболее распространенными структурными разновидностями серпентина.

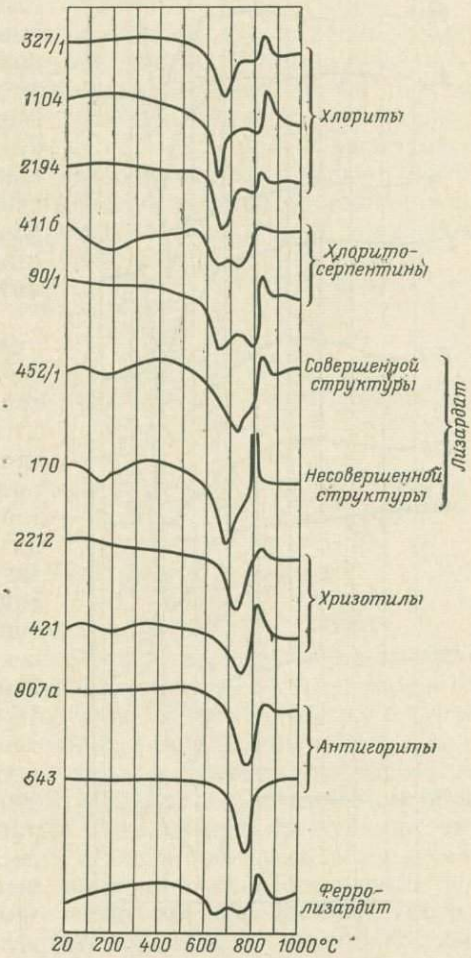


Рис. 38. Термограммы минералов группы серпентина и хлорита. Цифры слева — номера образцов серпентинитов Ешкеульмесского массива

Совсем иную картину дают термограммы серпентинитов, образовавшихся по пироксенитам (бронзититам). Систематическое термографическое изучение таких серпентинитов вполне убедительно показало, что все они сложены особым серпентином, имеющим существенную примесь хлорита. Такой особый состав серпентина четко отражается на термограммах постоянным наличием, кроме обычного «серпентинового» эндотермического эффекта (700—780° С), дополнительного излома кривой при температурах 600—650° С. Это двухфазовое и более раннее, чем у серпентинов, выделение конституционной воды достаточно определенно свидетельствует о появлении в составе минерала хлорита, дегидратацию которого и фиксирует эндотермический эффект при 600—650° С. Характер таких термограмм (а они для исследованной серии образцов апопироксенитовых серпентинитов и специально отобранных из этих пород мономинеральных проб серпентинов довольно однообразны) приведен на рис. 38, где для сравнения

помещены также термограммы ешкеульмесских антигоритов, лизардитов, хризотилов * и хлоритов.

Таким образом, можно заключить, что при серпентинизации ромбического пироксена возникает особый минерал, оптически почти не отличающийся от антигорита, но обладающий термическими свойствами, характерными для смеси серпентина (антигорита, лизардита) и хлорита. Появление этого минерала, условно называемого нами «хлорит-серпентином», здесь вполне закономерно и обусловлено постоянным присутствием в ромбическом пироксене некоторого количества алюминия (частично замещающего кремний в решетке ромбического пироксена), за счет которого и образуется амезитовая молекула в составе развивающегося по бронзиту антигорита или лизардита.

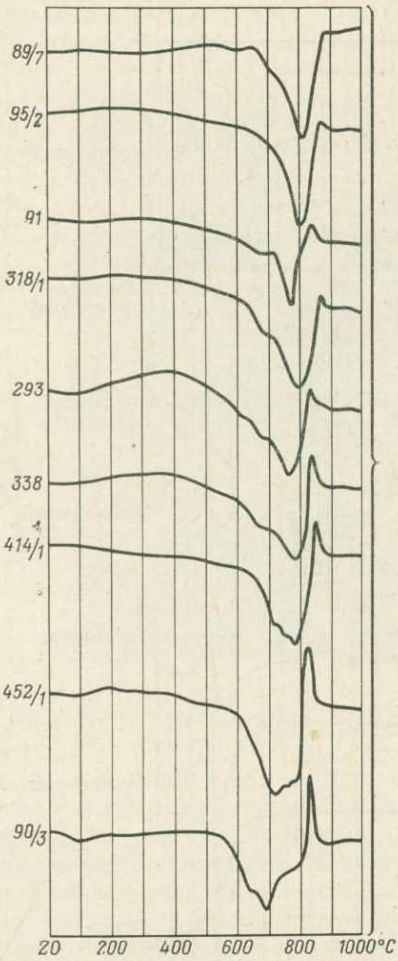


Рис. 39. Термограммы перекристаллизованных антигоритовых серпентинитов Ешкеульмесского массива

Постоянная примесь Al_2O_3 в апопироксенитовых серпентинитах (до 3—8%) обнаруживается также спектральным и химическими анализами этих пород. Небезынтересно отметить, что термограммы ешкеульмесских хлорит-серпентинов оказались по характеру термоэффектов и температурам их проявления исключительно близкими к дифференциальной кривой нагревания ферро-лизардита—новой структурной разновидности минералов серпентиновой группы, обнаруженной Цзя Бинь-вэнь и Цень Цэ (1964). Термограмма ферро-лизардита из Китая помещена последней (внизу) на рис. 38. Не исключена возможность, что при более детальных рентгеноструктурных и электронографических исследованиях эти «хлорит-серпентины» могут оказаться богатой глиноземом разновидностью лизардита или антигорита, подобно тому как ферролизардит представляет разновидность лизардита, богатую железом. Однако предварительное рентгеноструктурное изучение «хлорит-серпентинов» из массивов улутауского перидотит-пироксенитового комплекса, произведенное в лаборатории ВСЕГЕИ Г. А. Ковалевым, показало присутствие в составе этих минералов двух самостоятельных фаз: антигорита и хлорита. Но этот вопрос еще не может считаться решенным и требует специальных детальных исследований.

Основываясь на указанных выше критериях отличия апоперидотитовых и апопироксенитовых серпентинитов по термическим свойствам, термографическому изучению были подвергнуты перекристаллизованные антигоритовые серпентиниты Ешкеульмесского массива и, в частности, антигоритовые серпентиниты асбестоносных зон. Значительная часть

* Все эти структурные разновидности серпентина в наших образцах установлены рентгеноструктурным анализом, выполненным в лаборатории ВСЕГЕИ Г. А. Ковалевым.

термограмм этих серпентинитов показала характерное двухфазовое выделение конституционной воды, что, наряду с отсутствием или ничтожным содержанием зерен метаморфизованного хромшпинелида, позволяет считать, что в строении асбестоносных зон Ешкеульмесского массива существенная роль принадлежит пироксенитам, претерпевшим полную автометаморфическую серпентинизацию и последующую перекристаллизацию. Но наряду с ними были получены термограммы, характерные для мономинеральных антигоритовых образований, позволяющих предполагать, что они возникли за счет существенно оливиновых пород типа перидотитов. Характер тех и других термограмм приведен на рис. 39. Термические кривые расположены здесь в порядке возрастания хлоритовой составляющей (№ 89/7, 95/2 и 91 — апоперидотитовые серпентиниты; № 318, 293, 338, 414/1, 452/1, 90/3 — апопироксенитовые серпентиниты). Для контроля два образца этих серпентинитов были подвергнуты химическому анализу, результаты которого показали полное совпадение характера термограммы и содержаний глинозема:

	обр. 89/7	обр. 90/3
SiO_2	42,30	35,00
TiO_2	Следы	0,55
Al_2O_3	0,92	8,19
Fe_2O_3	1,68	3,81
FeO	1,85	1,47
MgO	39,77	36,99
CaO	0,17	0,40
H_2O^-	0,55	0,80
H_2O^+	12,65	12,77
Сумма	99,89	99,98

Таким образом, присутствие апопироксенитовых серпентинитов в асбестоносных зонах Ешкеульмесского массива устанавливается вполне однозначно. Однако определить точно долю участия их в строении асбестоносных зон мы не в состоянии, так как при общей сложности решения вопроса для этого пришлось бы провести массовое систематическое опробование и изучение этих пород с последующим определением размеров площадей, занятых отдельными разновидностями пород, как это делается при подсчете запасов полезных ископаемых Несомненным является лишь то, что среди пород асбестоносных зон апопироксенитовые серпентиниты имеют значительное развитие, но наряду с ними в асбестоносных зонах среди перекристаллизованных серпентинитов были установлены и заведомо апоперидотитовые разности.

Жильные породы в Ешкеульмесском массиве имеют весьма неравномерное развитие, концентрируясь преимущественно в зонах смятия и развития асбестовой минерализации, где они образуют группы четковидно или параллельно расположенных тел, ориентированных согласно с общим простиранием массива и его вторичных структурных элементов. Размеры жил колеблются от 3 до 15—20 *м* в длину при ширине 0,5—1,5 *м*. Контакты всех жил с серпентинитами резкие, с хорошо выраженной контактовой каймой хлорито-серпентинитовых или хлоритовых пород шириной не более 5—10 *см*. В петрографическом отношении эти породы представляют собой довольно редкие и не известные в других ультрабазитовых комплексах Казахстана жильные образования, которые условно названы нами «бесполевошпатовыми лампрофирами». Это преимущественно биотит-пироксеновые породы и их метаморфизованные разности, представленные биотит-хлорит-гранатовыми, хлорит-карбонат-везувиановыми и другими породами. Близкие по составу жильные породы были описаны П. М. Татариновым (1935) для Беден-

ского серпентинитового массива на Северном Кавказе. Макроскопически это — мелкозернистые породы серовато-черного цвета с отчетливо различимыми листочками коричневой слюды. Измененные разности характеризуются повышенным удельным весом за счет появления в породе граната. В шлифе наблюдается порфировидная структура с фенокристаллами биотита и пироксена или только биотита. Пироксен бесцветный, реже бледно-зеленый без плеохроизма; $Ng—Np=0{,}024$, $cNg=45°$, угол оптических осей очень мал; наблюдается дисперсия оптических осей. Эти оптические свойства характеризуют его как пижонит. Биотит развивается в пластинках различной величины — от 0,02 до 1,5 *см*, часто сильно вытянутых и изогнутых. Он заметно обесцвечен и плеохроирует от красновато-коричневого до почти бесцветного; в той или иной степени он замещен хлоритом, цоизитом и гранатом. Основную массу породы слагает мелкочешуйчатый хлорит с буроватыми аномальными цветами интерференции; в массе хлорита присутствует в небольшом количестве антигорит. В гранатизированных разностях значительную часть основной массы (15—30%) составляет гранат-гроссуляр, образующий мелкозернистые агрегаты с отдельными хорошо индивидуализированными мелкими зернами. Постоянно присутствует апатит в количестве до 1—5% в мелких столбчатых зернах. Наблюдается редкая вкрапленность рудного минерала. Характерными вторичными минералами здесь также являются цоизит и везувиан, причем последний в отдельных шлифах составляет до 80% породы.

Наличие в составе массива таких жильных образований свидетельствует о том, что остаточные расплавы были обогащены летучими компонентами и щелочами (в частности — калием). Дайки подобного состава, содержащие пироксен, биотит, серпентин и хлорит, были отмечены также в ряде других массивов улутауского комплекса. Наибольшее развитие в этой группе жильных пород имеют сильно метаморфизованные разновидности, представленные хлорит-гранатовыми, гранат-хлорит-везувиановыми, хлорит-карбонат-везувиановыми и почти мономинеральными везувиановыми породами. Наблюдая эти породы в большем количестве шлифов, можно проследить характер их метаморфизма. и направление процесса. Биотит и пироксен вначале замещаются хлоритом и буроватым гранатом, а основная масса хлоритом, образующим иногда сферолитовые агрегаты. Карбонат выполняет промежутки между измененными зернами пироксена и пластинками биотита. Дальнейшее изменение приводит к появлению везувиан-содержащих пород. При этом можно наблюдать как розовый гранат развивается по пижониту. а везувиан постепенно замещает гранат. Везувиан является несомненно одним из наиболее поздних минералов метасоматического процесса. Гранат в этих породах представлен гроссуляр-андрадитом, что свидетельствует о существенно железистом составе первичных жильных пород, подвергшихся метасоматическому преобразованию. Данные спектральных анализов показывают, что эти жильные образования представляют собой высокоглиноземистые породы в отличие от вмещающих серпентинитов.

Особенности химизма пород Ешкеульмесского массива будут отмечены ниже, при рассмотрении петрохимических особенностей интрузий улутауского перидотит-пироксенитового комплекса в целом. Здесь же мы кратко рассмотрим некоторые геохимические особенности Ешкеульмесского массива, для которого мы располагаем довольно большим количеством (около 180) спектральных анализов, выполненных с 1958 по 1964 г. в лабораториях ВСЕГЕИ. Статистическая обработка результатов этих анализов с пересчетом их на кларки-концентраций* позво-

* Поскольку Ешкеульмесский массив сложен исключительно бесполевошпатовыми ультрабазитами, то все кларки-концентраций вычислены по отношению к кларкам ультраосновных пород по Виноградову (1962).

ляет дать следующую геохимическую характеристику массива. Геохимические особенности массива хорошо выявляются на диаграмме средних кларков-концентраций, составленной для всех главных разновидностей пород массива: пироксенитов и апопироксенитовых серпентинитов, апоперидотитовых серпентинитов, перекристаллизованных антигоритовых серпентинитов и метасоматических апопироксенитовых пироксен-цоизитовых и амфибол-цоизитовых пород. При вычислении средних кларков-концентраций, кроме результатов спектральных анализов, были

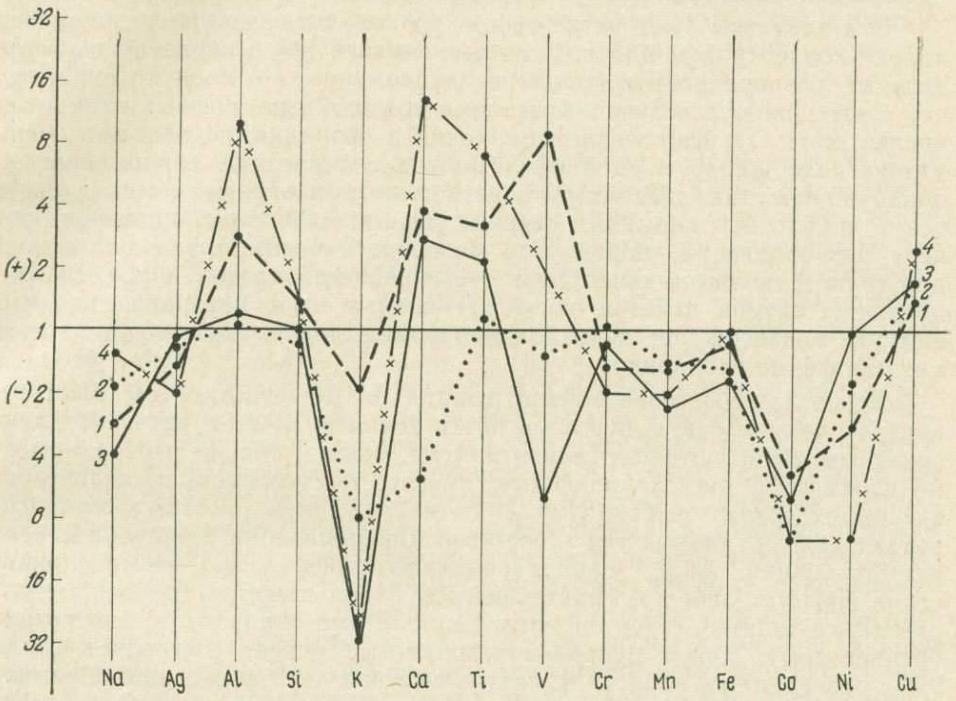


Рис. 40. Диаграмма средних кларков-концентраций петрогенных элементов и элементов-примесей для пород Ешкеульмесского массива

1 — пироксениты и апопироксенитовые серпентиниты; 2 — апоперидотитовые серпентиниты; 3 — перекристаллизованные антигоритовые серпентиниты; 4 — пироксен-цоизитовые и амфибол-цоизитовые породы

использованы также результаты всех имеющихся химических анализов пород Ешкеульмесского массива. Для каждой группы пород построены графики средних кларков-концентраций (рис. 40). По оси абсцисс на диаграмме нанесены выявленные анализами петрогенные элементы и элементы-примеси, расположенные в порядке возрастания их атомных номеров.

По оси ординат нанесены величины кларков-концентраций в условном (квадратичном) масштабе. Горизонтальная жирная линия в средней части диаграммы соответствует одному кларку. Из этой диаграммы видно, что качественный набор элементов-примесей в породах Ешкеульмесского массива немногочислен и в общем обычен для казахстанских ультрабазитов: Cr, Ti, V, Co, Ni, Cu. Однако количественные содержания (кларки-концентраций) отдельных элементов характеризуют некоторые геохимические особенности Ешкеульмесской интрузии. Так, обращает на себя внимание пониженное содержание хрома, которое достигает кларкового значения только в апоперидотитовых серпентинитах, и в общем устойчивое низкое содержание кобальта для всех разновидностей пород. Таким же «дефицитным» элементом является никель; только в пироксенитах его содержание соответствует кларку.

С другой стороны, отмечается «избыточность» титана и меди для всех разновидностей пород. Нет закономерности в поведении ванадия: для перекристаллизованных серпентинитов он оказался «дефицитным» элементом, а для пироксенитов и апопироксенитовых амфибол-цоизитовых пород — «избыточным», тогда как в апоперидотитовых серпентинитах его среднее содержание почти равно кларку. Кроме этих постоянных, «сквозных» элементов-примесей в отдельных пробах были выявлены следующие рассеянные элементы (в порядке убывания частоты встречаемости): Zn, Sc, Pb, Sr, Ba, Ga, Zr, Be, Ge, Y, Ag.

Эти элементы были встречены не во всех пробах, и потому средние кларки-концентраций для них не вычислялись. Распределение их в отдельных разновидностях пород не закономерно. Но следует отметить, что в этом наборе «случайных» элементов нет типоморфных элементов кислых магм, за исключением циркония и бериллия, показавших очень низкие содержания в единичных пробах. Интересную закономерность обнаруживают на диаграмме и петрогенные элементы. Здесь прежде всего привлекает внимание резкий дефицит щелочных металлов для всех разновидностей пород. Это особенно примечательно опять-таки для группы пироксен-цоизитовых и амфибол-цоизитовых пород, где содержание натрия даже не достигает кларка его в ультрабазитах, что еще раз подтверждает невозможность образования этих пород за счет метаморфизма габброидов.

Хризотил-асбестовая минерализация в Ешкеульмесском массиве, как уже отмечалось, приурочена почти исключительно к перекристаллизованным антигоритовым серпентинитам, обычно сильно и неравномерно перемятым, рассланцованным и часто бречированным, характеризующимся своим глыбово-сланцеватым сложением. С этими серпентинитами связан главный тип асбестовой минерализации Ешкеульмесского месторождения: жилы продольно-волокнистого, реже — косоволокнистого хризотил-асбеста, срастающегося в большинстве случаев в различных сочетаниях с немалитом и карбонатами (кальцитом, анкеритом, брейнеритом). Такой продольноволокнистый асбест составляет около 97% разведанных запасов Ешкеульмесского месторождения. Поэтому главным типом руд здесь являются перемятые, брекчированные и сланцеватые серпентиниты, насыщенные хризотил-асбестом, который наблюдается или в виде продольноволокнистых выполнений трещин, или в виде расплющенных волокнистых масс, вытянутых вдоль заключающих их плоскостей скольжения, или же в виде «примазок» и корок на блоках массивных, монолитных серпентинитов, обволакиваемых сильно рассланцованными их разностями. Такой продольноволокнистый асбест характеризуется большой длиной волокна, достигающей 10—15 *см*, а в отдельных случаях 30—40 *см*. Наряду с волокном нормальной прочности (мономинеральная жила) чаще наблюдается очень ломкое волокно, что зависит от наличия в нем тонких вростков немалита и отчасти карбоната.

Минерализация поперечноволокнистого хризотил-асбеста в Ешкеульмесском массиве имеет резко подчиненное значение (3—4% от общих запасов асбеста). Жилы поперечноволокнистого асбеста, как правило, мономинеральные, вследствие чего волокно их отличается значительно более высокой прочностью, чем в жилах продольноволокнистого асбеста. Минерализация этого типа наблюдается исключительно в массивных серпентинитах (апоперидотитовых, апопироксенитовых), а иногда и в пироксенитах, и приурочивается обычно к висячим бокам асбестоносных залежей, содержащих продольноволокнистый асбест.

В Ешкеульмесском массиве выявлены и разведаны две асбестоносные залежи северо-западного простирания, разделенные неасбестоносными серпентинитами, пироксенитами и апопироксенитовыми пирок-

сен-цоизитовыми породами. Эти асбестоносные залежи, приуроченные соответственно к двум зонам смятия в антигоритовых серпентинитах, удалены друг от друга на 1500—1000 *м* в северной и центральной частях массива и сближаются на юге до 400—500 *м* (см. рис. 34). Ешкеульмесское месторождение в результате разведочных работ определилось как самое крупное в СССР месторождение хризотил-асбеста карачаевского подтипа (Михайлов, Москалева, Струтынский, 1965). Однако до сих пор окончательно не определена возможность промышленного использования ешкеульмесского продольноволокнистого хризотил-асбеста, содержащего значительную примесь немалита и составляющего более 95% перспективных запасов месторождения.

Акжальские массивы

Акжальские массивы находятся в северной части Улутауского перидотит-пироксенитового пояса и протягиваются на 16 *км* в север-северо-западном направлении от р. Терисбутак на юге, через сопки Акжал и далее по правобережью р. Каратургая до впадения в нее ручья Койтас. Выходы серпентинитов в районе излучины р. Каратургай вначале рассматривались как обнажающиеся части одного интрузивного тела, названного впоследствии Акжальским массивом, площадью около 20 $км^2$.

Однако после проведения поисковых и поисково-разведочных работ на асбест Джезказганской (1951—1952 гг.) и Тургайской (1959—1963 гг.) экспедициями, а также изучения его тематической партией МГРИ (И. Ф. Трусова, И. И. Вишневская и др.) было установлено, что массив имеет более сложное строение и состоит из многочисленных линз серпентинитов, разделенных амфиболитами и амфиболитовыми сланцами. Наряду с серпентинитами здесь отмечались небольшие пластообразные тела слабоизмененных перидотитов, которые вскрываются в долине р. Каратургая. В 1962—1963 гг. авторами при обследовании ультраосновных и основных интрузий Улутау было установлено (Михайлов, Семенов, 1965), что Акжальские серпентинитовые массивы и мелкие тела «перидотитов», развитые по правобережью Каратургая, относятся к различным генетическим и, вероятно, возрастным группам ультраосновных пород. Первые являются типичными представителями перидотит-пироксенитовой формации, а вторые по составу и условиям залегания должны быть отнесены к пикритам пикрит-диабазовой формации (см. ниже). Структурное положение массивов определяется их приуроченностью к западному крылу Улутауского антиклинория, сложенному в пределах Арганатинского поднятия наиболее древними метаморфическими толщами докембрия.

Массивы (рис. 41) залегают в амфиболитах и амфиболитовых сланцах, которые обнажаются на поверхности вблизи контактов с серпентинитами, а также вскрываются скважинами между серпентинитовыми линзами. Ультрабазиты связаны с системой разломов север-северо-западного направления, по которым часто наблюдаются смещения отдельных серпентинитовых линз. Наиболее крупный разлом прослеживается вдоль западных контактов массивов. Как уже отмечалось, они представляют собой серию многочисленных линз сильно перемятых и рассланцованных серпентинитов, полоса которых, шириной до 1,2 *км*, протягивается на 16 *км*, скрываясь на северо-западе под рыхлыми отложениями Тургайской депрессии, а на юго-востоке под среднепалеозойскими отложениями, разделяющими докембрийские толщи Арганатинского и Улутауского поднятий. Общая площадь, занимаемая ультраосновными породами, 4 $км^2$. Длина серпентинитовых тел обычно не превышает нескольких сотен метров, только отдельные наиболее крупные из них прослеживаются по простиранию на 2,5—3,0 *км*. Мощность

серпентинитовых тел, по данным бурения, колеблется от 5—10 *м* до 150—200 *м*, достигая лишь в единичных случаях 300 *м*. Буровыми скважинами установлено выдержанное падение на запад всех тел серпентинитов под углами 60—70°. Всего в составе массивов известно около

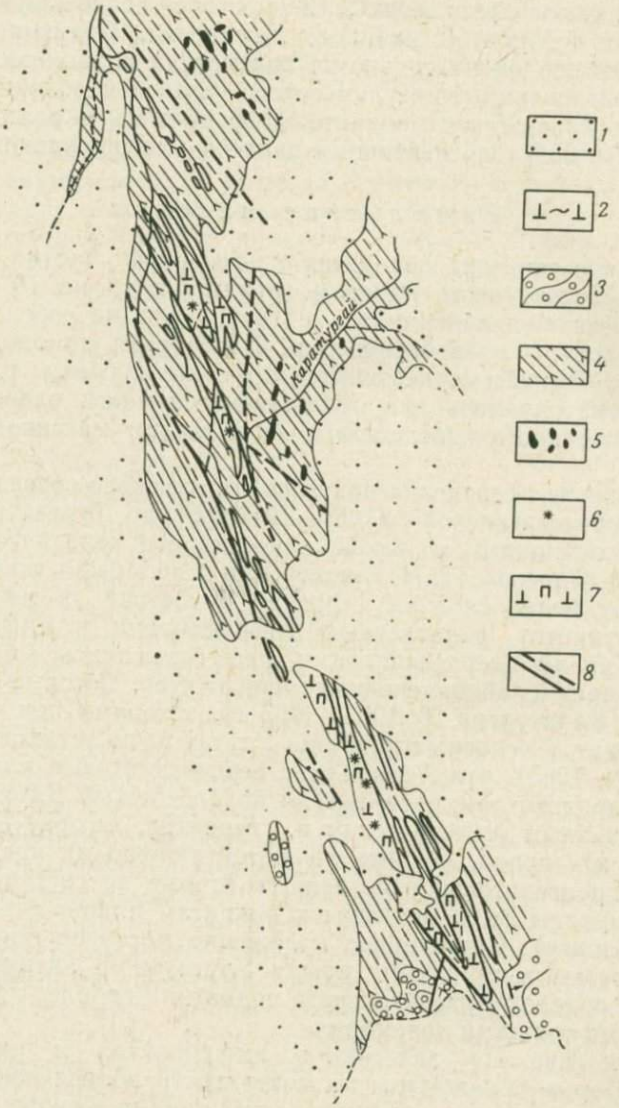


Рис. 41. Схематическая геологическая карта Акжальского серпентинитового массива

1 — рыхлые кайнозойские отложения; *2* — древняя кора выветривания на ультраосновных породах; *3* — конгломераты и песчаники жаксыконской серии среднего—верхнего девона; *4* — амфиболовые и слюдяно-альбито-кварцевые сланцы, амфиболиты, порфиробластовые гнейсы талайрыкской и ишанской свит докембрия; *5* — пикриты, пикрит-диазабы и диабазы каратургайского пикрито-диабазового комплекса; *6* — гранато-хлоритовые, эпидото-хлоритовые и хлоритовые породы; *7* — апопироксенитовые серпентиниты и перекристаллизованные серпентиниты; *8* — тектонические нарушения

трех десятков обнажающихся на поверхности линзовидных тел серпентинитов. Однако в действительности число их здесь, видимо, больше, так как буровыми скважинами были вскрыты серпентинитовые тела, не выходящие на поверхность.

Ультраосновные массивы сложены почти исключительно перекристаллизованными антигоритовыми серпентинитами, совершенно не содержащими реликтов первичных магматических минералов. Реликтопсевдоморфные структуры в них также почти не наблюдаются из-за интенсивной наложенной перекристаллизации. Только в отдельных случаях устанавливаются признаки первичной панидиоморфнозернистой структуры (главным образом по формам одновременно гаснущих пластинчатых агрегатов антигорита и распределению зерен серпентинизационного магнетита), напоминающей структуру апопироксенитовых серпентинитов Ешкеульмесского массива. Характерно, что как и в последних, в акжальских серпентинитах отсутствует хромшпинелид и довольно часто наблюдаются игольчатые кристаллы актинолита.

Термограммы серпентинитов показывают характерную для хлорито-серпентинов двухфазовую эндотермическую реакцию выделения конституционной воды. Все эти косвенные признаки дают основание предполагать, что серпентиниты образовались путем метаморфизма мелких интрузивных тел пироксенитов, внедрившихся по разломам в толщу докембрийских амфиболитов и кристаллических сланцев. Из жильных пород в серпентинитах Акжальских массивов встречены только хлорит-гранатовые и эпидот-гранатовые породы, аналогичные жильным гранатовым породам других массивов пояса (Ешкеульмесского, Шайтантасского). Отличительной особенностью их является то, что гранат здесь представлен не гроссуляром, а андрадитом.

В юго-восточной части массивов на площади примерно 0,25 $км^2$ сохранился останец древней коры выветривания.

Массивы приурочены к зоне смятия, в пределах которой серпентиниты сильно перемяты и рассланцованы и содержат многочисленные жилы продольноволокнистого асбеста с немалитом и прожилки серпофита, а вмещающие их амфиболиты превращены в амфиболитовые сланцы, сильно хлоритизированы и местами содержат жилы голубовато-зеленого амфибол-асбеста. В контакте серпентинитов и амфиболитов развиваются хлоритовые и тальково-тремолитовые породы, также содержащие жилы амфиболового асбеста.

Хризотил-асбестовая минерализация в пределах Акжальских массивов представлена исключительно продольноволокнистыми агрегатами; жил поперечноволокнистого хризотил-асбеста здесь не наблюдалось, за исключением тонких «просечек» в черных серпентинитах, окаймляющих тела гранатовых пород. Соответственно, руды Акжальского месторождения представлены сильно перемятыми брекчированными серпентинитами с продольноволокнистым ломким асбестом, содержащим большое количество немалита (до 40—60%, по данным термических анализов). Все рудные тела, как и вмещающие их серпентинитовые линзы, имеют крутое падение на запад; по падению они прослежены наклонными скважинами до глубины 100—150 *м*. Акжальский асбест по качеству значительно уступает асбесту Ешкеульмесского месторождения, так как волокно нормальной прочности здесь почти не встречается.

Изложенные выше данные о форме и составе Акжальских массивов резко отличаются от представлений И. И. Вишневской и И. Ф. Трусовой (1965, 1967). Последние рассматривают эти интрузии как факолиты, приуроченные к синклинальным складкам в кристаллических сланцах талайрыкской свиты. Они указывают, что эти тела сложены апоперидотитовыми хризотиловыми и антигоритовыми серпентинитами, а также серпентинизированными перидотитами, залегающими в восточной части интрузии.

Нами Акжальский массив рассматривается как система крутопадающих линзообразных тел апопироксенитовых серпентинитов, приуроченных к зоне крупного разлома, что подтверждается и данными раз-

ведочного бурения. В то время как мелкие тела «серпентинизированных перидотитов», обнажающиеся восточнее интрузии и в устье р. Барха, в действительности являются силлами пикритов каратургайского диабаз-пикритового комплекса (Михайлов, Семенов, 1965).

Ошибочные представления И. И. Вишневской и И. Ф. Трусовой о геологии Акжальских массивов, вероятно, связаны с тем, что они изучали эту группу в отрыве от других ультраосновных интрузий Улутау, где наиболее четко проявляются характерные черты перидотит-пироксенитовой формации.

Шайтантасский массив

Шайтантасский массив — самый крупный (около 60 *км*^{2}) и наиболее сложный по своему строению в составе улутауского перидотит-пироксенитового комплекса. В отличие от всех остальных массивов пояса, целиком залегающих среди допалеозойских метаморфических образований, этот массив является межформационным: он занимает межформационную полость между докембрийскими гнейсами, сланцами и амфиболитами, образующими так называемый Эскулинский купол, и несогласно перекрывающими их с востока вулканогенно-осадочными толщами среднего ордовика, имея с теми и другими интрузивные контакты. Таким структурно-тектоническим положением Шайтантасского массива определяются его несколько отличные от других массивов улутауского комплекса петрографические особенности, характер минерагении и исключительная сложность его геологического строения. Геологическая позиция Шайтантасского массива, как будет показано ниже, позволяет установить его возраст, а следовательно, определить время внедрения и всех остальных перидотит-пироксенитовых интрузий Улутауского пояса, размещенных среди докембрийских образований.

Шайтантасский массив, наряду с описанным выше Ешкеульмесским массивом, может считаться одним из наиболее хорошо изученных массивов Улутауского пояса. На протяжении многих лет он не только неоднократно изучался при региональных геологических работах (И. С. Яговкин, 1935; К. И. Сатпаев, 1935; В. Ф. Беспалов, 1939; Л. И. Боровиков, 1955; и др.), но и подвергался специальным геолого-петрографическим и поисковым исследованиям. Последние здесь были начаты в 40-х годах Казахским филиалом АН СССР под общим руководством И. И. Бока. И. И. Боком и В. К. Ереминым были обнаружены проявления никель-кобальтовой минерализации в коре выветривания ультраосновных пород и проявления асбестоносности баженовского и карачаевского подтипов. В период 1954—1958 гг. на площади Шайтантасского массива Джезказганской экспедицией Центрально-Казахстанского геологического управления (В. Я. Ушаков, А. Н. Казанцев) проводились поисково-разведочные работы на эти полезные ископаемые. В 1960 г. массив был детально изучен В. Н. Москалевой, Н. П. Михайловым и М. В. Иняхиным.

Шайтантасский массив находится в 35 *км* к север-северо-западу от Джезказганского рудника и в 8 *км* к востоку от марганцевого рудника Джезды (пос. Марганец). В структурном отношении он приурочен к восточной окраине Эскулинского купола, где залегает, как уже отмечалось, между древними метаморфическими породами и несогласно перекрывающими их вулканогенно-осадочными образованиями ордовика. В современном денудационном срезе массив представляет собой вытянутое в меридиональном направлении неправильное линзовидное тело длиной около 15 *км* и шириной от 1—2 *км* на юге до 4—5 *км* в центральной части и на севере. Общая площадь массива, по данным детального картирования, с учетом сохранившихся на нем останцов кровли, составляет около 60 *км*^{2}. Межформационное положение Шай-

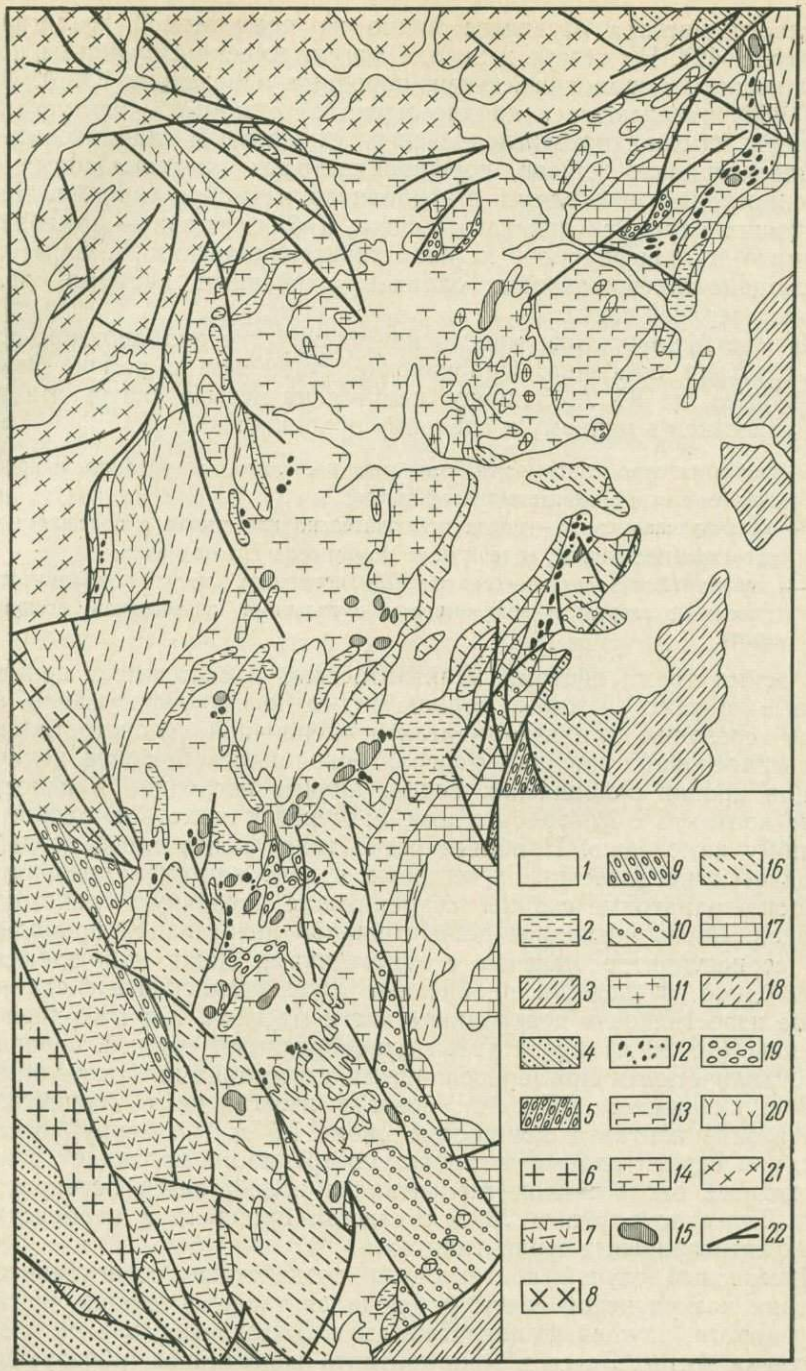


Рис. 42. Геологическая карта Шайтантасского массива. Составили: Н. П. Михайлов, В. Н. Москалева, М. В. Иняхин

1 — рыхлые кайнозойские отложения; *2* — лимонито-кремнистые породы (бирбириты); *3* — известняки, мергелистые известняки (C_1t); *4* — аркозовые песчаники, гравелиты, известняки (D_3fm); *5* — красноцветные песчаники, гравелиты, конгломераты (D_3fr); *6* — гранодиориты и граниты; *7* — сланцы, песчаники, гравелиты, туфолавы, агломераты и туфы липаритового состава (D_2—$_3$); *8* — порфироидные диориты, диорит-порфириты; *9* — базальные конгломераты (D_2); *10* — когломераты и песчаники Кызылшокинской свиты (O_3). Улутауский интрузивный комплекс: *11* — плагиограниты, плагиогранит — порфиры, плагиоклазиты, кварцевые диориты, диориты; *12* — гранатовые, гранат-пироксеновые, гранат-везувиан-хлоритовые породы; *13* — габбро; *14* — серпентиниты; *15* — мелкие тела пироксенитов, перидотитов и габбро; *16* — песчаники, гравелиты и конгломераты мейрамбайской свиты (O_1—$_2$); *17* — известняки коскудукской свиты (O_1—$_2$); *18* — туфопесчаники, сланцы, основные эффузивы шайтантасской свиты (O_1—$_2$); *19* — базальные конгломераты (O_1—$_2$); *20* — докембрийские порфироиды; *21* — докембрийские плагиогранитогнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы; *22* — разломы

тантасского массива отчетливо видно на прилагаемой геологической карте (рис. 42). На севере и западе массив имеет интрузивные контакты с древними метаморфическими породами. Последние Ю. А. Зайцевым (1959) расчленяются на две серии: а) нижнюю — бектурганскую, состоящую из слюдяно-плагиоклазовых, слюдяных и кварцитовых сланцев, плагиогранито-гнейсов, порфиробластовых плагиоклазовых гнейсов с прослоями и жилами амфиболитов и габбро-амфиболитов, составляющих ядро Эскулинского купола, и б) верхнюю — аралбайскую, состоящую из порфироидов и бластокристаллических и мелкозернистых слюдяно-полевошпатовых сланцев с редкими пачками зеленых сланцев в верхней части.

На юге и на востоке массив контактирует с вулканогенно-осадочными толщами ордовика. Ордовикские отложения в районе Эскулинского купола, по Ю. А. Зайцеву, делятся на четыре свиты, три из которых относятся к раннему и среднему ордовику:

O^a_{1-2} — шайтантасская свита — конгломераты, песчаники, алевролиты с прослоями диабазовых и андезитовых порфиритов;

O^b_{1-2} — коскудукская свита — почти исключительно известняки с прослоями известковистых песчаников, содержащие фауну среднего ордовика;

O^c_{1-2} — мейрамбайская свита — серо-зеленые песчаники, местами кварцитовидные, гравелиты, сланцы и конгломераты с гальками известняков коскудукской свиты.

С этими тремя свитами Шайтантасский массив имеет ясные интрузивные контакты, которые хорошо видны по их конфигурации, а также по срезанию линией контакта первичной слоистости пород. На ультраосновных породах массива сохранилось большое количество останцов кровли ордовикских пород, причем последние в непосредственном контакте с ультрабазитами подвергаются хотя и слабому, но заметному изменению. Наиболее четко такое контактовое воздействие наблюдается на известняках, которые в зоне контакта превращаются в диопсид-гранатовые скарны, сохраняющие первичную слоистость известняков. Очень наглядное доказательство интрузивной природы контакта серпентинитов массива с известняками дают наблюдения над керном одной из скважин, пройденных Джезказганской экспедицией на останце известняков в центральной части массива. Керн верхней части скважины (до 50 *м*) представлен однообразными серыми, неравномернокристаллическими мраморизованными известняками. На глубине около 50 *м* скважиной пересечен контакт известняка с серпентинитом. Здесь в зоне контакта мощностью около 1,5 *м* (по керну) отчетливо видно, как серпентиновый материал по трещинам проникает в известняк, который около жилок серпентинита подвергается перекристаллизации. Далее до глубины 78 *м* скважина пройдена в карбонатизированных антигоритовых серпентинитах.

Интересный случай контактового воздействия серпентинитов на известняк коскудукской свиты наблюдался также в южной части массива у дороги, идущей из пос. Джезды в Джезказган, в 1 *км* к западу от родника Актас. Здесь в зоне контакта известняков, образующих на массиве останец кровли, наблюдались брекчированные серпентин-известковые породы, состоящие из обломков темно-серого кристаллического известняка и серпентинита, сцементированных серпентинитовым материалом. В непосредственном контакте с серпентинитом известняк перекристаллизован; в мелкозернистой массе кальцита наблюдаются крупнокристаллические участки того же минерала. Среди карбоната в виде игольчатых и длиннопризматических кристаллов встречается тремолит ($cNg = 12°$, удлинение +). Вместе с тремолитом развивается серпентин, слагающий также самостоятельные участки в массе карбоната.

Верхнеордовикские отложения представлены кызылшокинской (или эскулинской) свитой (O_3), сложенной характерными буровато-серыми полимиктовыми конгломератами, с размывом залегающими на породах Шайтантасского массива и содержащими гальку как ультраосновных пород, так и пород всех трех нижних свит ордовика и метаморфических пород докембрия. На юго-восточной окраине массива среди поля развития таких конгломератов серпентиниты как бы «просвечивают» из-под конгломератов, обнажаясь в отдельных эрозионных «окнах» (см. рис. 42).

Таким образом, в южной части массива устанавливается очень четкая «вилка», позволяющая определить возраст массива: на западе он имеет интрузивные контакты с породами мейрамбайской свиты (O^c_{1-2}), а на востоке трансгрессивно перекрывается конгломератами кызылшокинской свиты (O_3). К сожалению, ни в той, ни в другой свите органических остатков не обнаружено. Тем не менее, ряд косвенных данных позволяет датировать первую нижним или средним ордовиком, а вторую — карадокским ярусом. Мейрамбайская свита согласно, лишь с небольшими местными размывами, залегает на известняках коскудукской свиты, содержащих фауну O_1 или O_2, а также членики криноидей. Конгломераты кызылшокинской свиты, содержащие гальку пород мейрамбайской свиты, на последней залегают с размывом и в свою очередь также с размывом перекрываются слабо метаморфизованными осадочными отложениями девона. Силурийский возраст этих конгломератов, видимо, исключается, так как в силуре в этом районе осадконакопление практически отсутствовало и происходила общая перестройка структурного плана (Боровиков, 1955; Сапожников, 1948). Напротив, в конце среднего ордовика для всего района отмечается мощная орогеническая фаза, после которой уже в карадокском веке происходило накопление грубообломочных толщ. Отсюда наиболее вероятным возрастом кызылшокинской свиты приходится считать карадокский, а время внедрения Шайтантасского массива логично связывать с предкарадокской фазой тектогенеза. Некоторые сомнения может вызвать слишком узкий возрастной интервал между временем внедрения массива (O_{1-2}) и временем его эрозионного размыва (O_3). Однако нужно иметь в виду, что в своей южной части массив очень слабо эродирован (обилие останцов кровли), и кызылшокинские конгломераты отлагались на едва вскрытых эрозией из-под кровли среднеордовикских отложений ультраосновных породах восточной (видимо, апикальной) части массива. Об этом свидетельствует и полимиктовый состав конгломератов, содержащих, кроме гальки ультрабазитов, гальку песчаников и известняков мейрамбайской и коскудукской свит.

Как видно из рис. 42, конфигурация Шайтантасского массива, достаточно сложная в современном денудационном срезе с причудливыми интрузивными контактами и с множеством останцов кровли вмещающих пород, еще более усложняется разрывной тектоникой. Здесь устанавливается целый ряд разломов как продольных, так и поперечных, осложняющих первоначальную форму массива в плане и взаимоотношения его с окружающими породами допалеозоя и ордовика. Тектонические нарушения в массиве не всегда сопровождаются вертикальными перемещениями блоков. Иногда они фиксируются зонами перемятых и рассланцованных серпентинитов с жилами продольноволокнистого хризотил-асбеста подобными тем, которые были описаны для Ешкеульмесского массива. В этих тектонически нарушенных зонах местами появляются брекчированные «конгломератовидные» серпентиниты, часто ошибочно принимаемые за истинные конгломераты. Такие «конгломератовидные» серпентиниты прослеживаются узкой полосой вдоль восточного контакта массива, южнее родника Акчий. Эти конгломерато-

видные породы состоят исключительно из галек серпентинитов и реже пироксенитов (размером от 1 *см* до 5—7 *см*), сцементированных сильно перетертым, рассланцованным серпофитовым серпентинитом, местами содержащим примазки ломкого хризотил-асбеста и жилки карбоната. Подобного же типа конгломератовидные серпентиниты были встречены и на западе массива среди линзы серпентинитов, залегающей между архейскими гнейсами и протерозойскими порфироидами. В поверхностной зоне эти породы сильно дезинтегрированы, цемент их разложен и гальки серпентинитов в виде россыпи наблюдаются на поверхности массива, создавая полную иллюзию элювия конгломератов. На самом же деле тектоническое происхождение этих «конгломератов» не вызывает сомнений. Они представляют лишь результат дальнейшей степени перетирания в зонах смятия брекчированных серпентинитов (также состоящих из округлых, как бы «окатанных» обломков различной величины), наблюдаемых в керне многих скважин как на Шайтантасском массиве, так и в других асбестоносных массивах Улутауского пояса.

Внутреннее строение Шайтантасского массива весьма сложное. Основной фон его составляют антигоритовые серпентиниты, нередко имеющие реликто-псевдоморфные структуры, позволяющие установить, что большая их часть образовалась по перидотитам. Пироксениты здесь развиты значительно меньше, чем в Ешкеульмесском массиве, и они не образуют, как в последнем, крупных полос, а встречаются в виде небольших неправильных или изометрических тел, хорошо выделяющихся на почти равнинном рельефе массива в виде невысоких округлых сопок. В таком же виде среди серпентинитов встречаются и обособления слабо серпентинизированных перидотитов. Особенно много таких пироксенитовых и перидотитовых сопок в центральной части массива, в районе горы Шайтантас; к северу и к югу количество их убывает. Южная половина массива более проста по своему строению и, несомненно, менее эродирована, так как именно здесь наблюдается наибольшее количество останцов кровли ордовикских пород. Массив в этой части сложен однообразными антигоритовыми серпентинитами, среди которых возвышаются небольшие гряды бирбиритов — лимонито-кремнистых пород трещинно-линейной коры выветривания на серпентинитах, а также наблюдаются группы мелких тел пироксен-гранатовых и хлорит-гранатовых пород.

Одной из особенностей Шайтантасского массива, отличающих его от других массивов улутауского комплекса, является присутствие в нем, кроме ультраосновных пород, габбро и натровых гранитоидов. Габбро развиты преимущественно в северной половине массива, где имеется пять крупных и несколько мелких тел этих пород. Гранитоиды развиты также почти исключительно в северной половине Шайтантасского массива, где слагают различной формы и разных размеров интрузивные тела, часто характеризующиеся довольно пестрым составом.

На ультраосновных породах Шайтантасского массива широко развиты образования древней коры выветривания. Однако кора выветривания площадного распространения с нормальным нонтронитовым профилем сохранилась на сравнительно небольшом участке в восточной приконтактовой части массива, где Джезказганской экспедицией производились разведочные работы на гидросиликатный никель. На всей же остальной площади массива наблюдаются многочисленные реликты трещинной коры выветривания с силицифицированным безнонтронитовым профилем в виде узких «жилообразных» гряд, вершины которых сложены массивными или кавернозными, часто опаловидными бирбиритами (лимонит-кремнистыми породами), а у подножья обнажаются выщелоченные и карбонатизированные серпентиниты. Такие узкие тела бирбиритов располагаются не беспорядочно, а ориентированы почти

везде параллельно контактам массива или же вдоль тектонических нарушений в последнем.

Таким образом, Шайтантасский массив представляет собой очень сложное по геологическому строению интрузивное образование, залегающее в полости отслоения между жесткими допалеозойскими образованиями Эскулинского купола и перекрывающими их с востока более пластичными породами ордовика. Несмотря на то что границы массива во многих местах осложнены разрывной тектоникой, можно предполагать, что массив имеет крутые контакты с породами докембрия (об этом свидетельствует отсутствие на массиве останцов докембрийских пород) и пологие с ордовикскими толщами, которые наблюдаются на породах массива в виде многочисленных останцов кровли. Соответственно этому и корни Шайтантасской интрузии, имеющей, вероятно, форму гарполита, располагаются в ее западной части, что подтверждается и данными магнитометрии, показывающей локализацию наиболее интенсивных магнитных аномалий со значениями вертикальной составляющей магнитного поля (ΔZ) свыше 2000 гамм вдоль западных и северо-западных границ массива.

Бесполевошпатовые ультраосновные породы. Как уже отмечалось, основной фон Шайтантасского массива составляют различные серпентиниты, слагающие около 80% его площади. Как и в других массивах улутауского перидотит-пироксенитового комплекса, широкое развитие здесь имеют перекристаллизованные антигоритовые серпентиниты. Они слагают все тектонически ослабленные зоны внутри массива, широко развиты в его краевых приконтактовых зонах и часто встречаются в контактах габбровых и гранитоидных тел с серпентинитами; они обнажаются также по подножьям сопок, сложенных перидотитами и пироксенитами. К участкам развития антигоритовых серпентинитов приурочена наибольшая карбонатизация, а также жилы лиственитов. При микроскопическом изучении выделены: а) антигоритовые серпентиниты с реликто-псевдоморфными структурами перидотитов и пироксенитов и б) антигоритовые серпентиниты, в которых отсутствуют признаки первичной структуры.

К породам первой группы, кроме разностей антигоритовых серпентинитов, в которых отчетливо устанавливается реликто-псевдоморфная структура пироксенитов, относятся также серпентиниты, в которых отсутствуют прямые структурные признаки, указывающие на исходный состав породы. Однако при выключенном анализаторе в шлифе можно отчетливо видеть первично петельчатое распределение зерен серпентинизационного магнетита, что позволяет говорить не только о происхождении этих пород за счет перекристаллизации апоперидотитового хризотилового (лизардитового) серпентинита, но и о том, что перекристаллизация происходила в условиях высокой температуры, так как перераспределения магнетита, сохраняющего форму первичных лизардитовых шнуров, здесь не наблюдается (Меренков, 1957). Об апоперидотитовой природе этих серпентинитов свидетельствует также наличие в них зерен метаморфизованного хромшпинелида, обычно отсутствующего в пироксенитах улутауского комплекса.

В антигоритовых серпентинитах второй группы не удается установить никаких косвенных признаков, которые указывали бы на состав первичных пород. Магнетит здесь подвергся перераспределению и наблюдается в виде неправильных ветвистых жилок или линзочек, часто ориентированных вдоль сланцеватости породы. Как и в серпентинитах Ешкеульмесского массива, нередко отмечается замещение мелколистоватых агрегатов антигорита крупночешуйчатым антигоритом. В довольно редких жилках, секущих породу, наблюдается продольноволокнистый хризотил-асбест, замещающийся буроватым гидромагнезитом. Зерна метаморфизованного хромшпинелида часто также вытянуты

вдоль сланцеватости породы и не просвечивают в проходящем свете. В целом эти породы совершенно аналогичны перекристаллизованным антигоритовым серпентинитам всех других массивов Улутауского пояса.

С антигоритовыми серпентинитами тесно связаны карбонатизированные серпентиниты, содержащие до 40—50% карбоната, слагающего в массе антигорита неправильной формы участки, жилки и линзочки.

Ограниченное распространение в Шайтантасском массиве имеют продукты дальнейшего гидротермального преобразования серпентинитов — лиственитоподобные тальково-карбонатные и кварцево-карбонатные породы, которые во всех остальных массивах Улутауского пояса, за исключением Талдысайского, вообще отсутствуют. Эти породы наблюдаются в виде небольших жилообразных тел преимущественно в южной части массива. Они обычно приурочены к контактам серпентинитов с вмещающими породами ордовика, причем жилы этих пород располагаются параллельно контактам. Наряду с перекристаллизованными и в различной степени карбонатизированными серпентинитами на площади Шайтантасского массива довольно широко развиты апотарцбургитовые серпентиниты. Первичные минералы в них отсутствуют (кроме хромшпинелида), и отнесение их к апогарцбургитовым образованиям основывается только на характере петельчатых структур, образованных шнурами лизардита и на содержании псевдоморфозы бастита по ромбическому пироксену. Постоянно в этих породах присутствуют зерна хромшпинелида, просвечивающие красноватым цветом и всегда в той или иной степени замещенные магнетитом. В этой группе пород был найден редкий минерал из группы основных гидрокарбонатов магния — стихтит, впервые обнаруженный в апоперидотитовых серпентинитах Ешкеульмесского массива. Здесь он также замещает хромшпинелид и образует вокруг зерен последнего пятнистые скопления тонких листочков и волокон с характерной розовато-лиловой окраской. На микрофотографии (рис. 43) видно, как раздробленное зерно хромшпинелида (черное) окружается, замещаясь агрегатом стихтита (серое).

Стихтит — минерал одноосный, отрицательный. Оптические свойства: $Nm=1{,}557$; $Np=1{,}529$; $Nm—Np=0{,}028$. Имеет отчетливый плеохроизм: Nm — яркий розовато-лиловый, Np — светло-розовый. Принадлежность данного минерала к ромбоэдрическому стихтиту, а не к гексогональному барбертониту, имеющему тот же химический состав и близкие оптические свойства, подтверждена данными рентгеноструктурного анализа (Москалева, Иванова, 1968).

Серпентинизированные лерцолиты представляют собой одну из характерных разновидностей ультраосновных пород Шайтантасского массива. Они развиты преимущественно в южной половине массива, где слагают небольшие изометрические тела, выделяясь на равнинном фоне серпентинитов в виде невысоких округлых сопок. Макроскопически — это темно-зеленые, почти черные породы с ясно различимыми зернами пироксена. Особенностью их является четко выраженное полосчатое строение. В шлифах видно, что полосчатость этих пород обусловлена избирательной серпентинизацией: полосы серпентинита с петельчатой структурой чередуются с полосами, обогащенными энстатитом и диопсидом. То есть, по-существу, эта полосчатость обусловлена первичной тонкой расслоенностью породы, так как нацело серпентинизированные полоски соответствуют, несомненно, прослоям существенно оливинового состава. Полосы собственно лерцолитового состава имеют, в свою очередь, еще более тонкое полосчатое строение. Они состоят из примерно равных количеств оливина, целиком замещенного петельчатым серпентином, и пироксена (приблизительно 25% энстатита и 15% диопсида), образующих тонкие параллельные полоски

с неровными границами. Присутствие в массиве обособлений таких своеобразных пород, обладающих ясной первичной полосчатостью, указывает на явления дифференциации магмы в интрузивной камере, где, видимо, создавались местные условия, благоприятные для гравитационно-кристаллизационного расслоения расплава, которое при слабом его течении и явилось причиной появления этих полосчатых лерцолитов. Вероятно, результатом дальнейшей стадии дифференциации являются обособления пироксенитов, составляющих последнюю группу бесполевошпатовых ультраосновных пород массива.

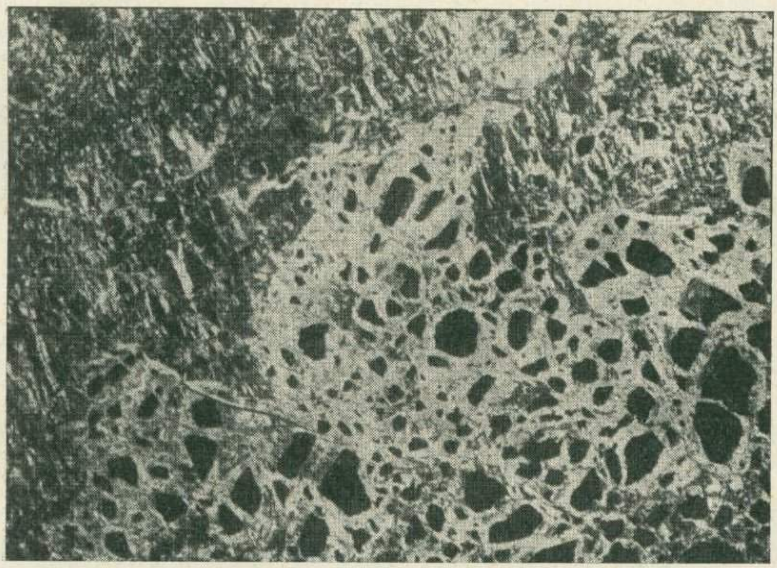


Рис. 43. Апогарцбургитовый лизардитовый серпентинит с раздробленным зерном хромшпинелида (черное), замещающимся стихтитом (светлое). Николи +, увел. 25

Пироксениты в строении массива играют существенную роль. Кроме отмеченных выше апопироксенитовых антигоритовых серпентинитов, образующих отдельные обособления среди апоперидотитовых серпентинитов, здесь широко развиты и слабо метаморфизованные пироксениты, слагающие среди серпентинитов тела овальной или неправильной в плане формы. В рельефе такие пироксенитовые тела, также как и тела лерцолитов, выделяются в виде округлых крутосклонных сопок, возвышающихся на 5—15 *м* над слабо всхолмленной поверхностью массива. Наибольшая концентрация пироксенитовых тел наблюдается в южной и центральной частях массива, главным образом в районе горы Шайтантас, т. е. там же, где отмечается наибольшее количество тел полосчатых серпентинизированных лерцолитов. Обособления пироксенитов имеют характер шлиров с резкими контактами, а иногда с постепенными переходами в окружающие серпентиниты. Наряду с ними имеются трещинные тела типа мощных, но сравнительно коротких даек, ориентированных всегда согласно с внутренней структурой массива. При микроскопическом изучении пироксенитов были выделены бронзититы, вебстериты и диаллагиты.

Бронзититы тесно связаны с вебстеритами, содержащими незначительное количество моноклинного пироксена. В шлифах наблюдается призматическизернистая структура, образованная крупными кристаллами ромбического пироксена. Реже наблюдается неравномернозернистое, порфировидное строение породы, когда промежутки меж-

ду крупными призматическими кристаллами бронзита заполнены мелкозернистым агрегатом того же минерала. Ромбический пироксен бесцветный или очень слабо зеленоватый $cNg = 0°$, но иногда отклоняется до 7—10°; $2V = +88°$; $Ng - Np = 0{,}010$. По оптическим свойствам он отвечает энстатит-бронзиту с содержанием около 10% ферросилитового компонента. Иногда в зернах бронзита наблюдаются тонкие вростки моноклинного пироксена. Бронзититы отличаются слабой и неравномерной степенью изменения. В качестве вторичных образований по ним развиваются тальк, роговая обманка, серпентин и магнетит.

Вебстериты представляют собой наиболее распространенную разновидность пироксенитов. В шлифе они характеризуются призматическизернистой, часто неравномернозернистой структурой. Главную массу породы слагает широкотаблитчатый ромбический пироксен, в промежутках между зернами которого находится моноклинный пироксен, составляющий не более 10—15% объема породы. Оливин присутствует не всегда и составляет 5—7% породы; он наблюдается обычно в виде мелких ксеноморфных зерен между кристаллами пироксенов. Иногда оливин полностью серпентинизирован, и о его присутствии можно судить лишь по участкам петельчатого серпентина.

Таблица 9

Оптические константы ромбических пироксенов из вебстеритов Шайтантасского массива

№ образца / Оптические константы	330	336а	618	743а	744	2383	232а
Ng	1,677	1,678	1,682	1,691	1,695	—	—
Nm	1,673	1,674	1,678	1,686	1,690	—	
Np	1,668	1,668	1,671	1,679	1,683	—	
Ng—Np	0,009	0,010	0,011	0,012	0,012		
cNg	2°—4°	2°	10°	2°	0°	1—5°	0°
2V	—86—88°	—82°	—88°	—76°	—70°	—80°	—86

Плеохроизм большинства этих пироксенов слабый, от бесцветного по *Ng* и *Nm* до светло-розового по *Np*. По оптическим свойствам эти пироксены соответствуют ферриброизиту с содержанием 12—18% $FeSiO_3$. Из одного образца вебстерита (№ 330) ромбический пироксен был отобран для химического анализа:

	Вес, %		Вес, %
SiO_2	51,10	CaO	4,88
TiO_2	Следы	Na_2O	0,08
Al_2O_3	2,47	K_2O	0,04
Fe_2O_3	2,64	H_2O^-	0,15
FeO	6,84	H_2O^+	2,17
MnO	0,17		
MgO	29,90		
		Сумма . . .	100,44

Результат этого анализа, выполненного в лаборатории ВСЕГЕИ (аналитик В. М. Ковязина), показывает, что здесь, как и в ромбических пироксенах Ешкеульмесского массива (а также в образовавшихся за счет них антигоритах и баститах), наблюдается присутствие глинозема, не превышающее, однако, обычных средних значений (2—3%) содержаний Al_2O_3 в ортопироксенах, образовавшихся в результате нормальной кристаллизации из ультраосновной магмы (Boyd, England, 1960; Ross, Foster, Myers, 1954; Green, 1964; Соболев, 1965 и др.).

Рентгеноструктурный анализ этого образца бронзита, выполненный Е. П. Соколовой, показал пониженное значение параметра $B=8{,}85\pm\pm0{,}01$ Å, что связано с присутствием в минерале полуторных окислов. Присутствие в этом анализе заметного количества CaO связано с наличием наблюдающихся и под микроскопом в бронзите тонких закономерных вростков моноклинного пироксена, ориентированных параллельно трещинам спайности. Моноклинный пироксен — бесцветный диопсид ($cNg=46°$, $Ng—Np=0{,}025$, $2\ v=+58°$), обычно свежий; зерна с краев обрастают бесцветным амфиболом ($cNg=17°$, $Ng—Np=0{,}026$, $2\ V=—70°$). В вебстеритах часто наблюдается полосчатое строение, обусловленное не только чередованием полос ромбического и моноклинного пироксена, но и наличием полос вторичных продуктов, приуроченных к зонам катаклаза. Нередко в них отмечаются также порфировидные структуры, обусловленные присутствием крупных призматических зерен бронзита в массе более мелкозернистого агрегата бронзита и диопсида.

Диопсидиты (диаллагиты) среди полностью серпентинизированных пород слагают шлирообразные, реже жилообразные тела, распространенные в тех же частях массива, что и другие разновидности пироксенитов. Макроскопически это мелко- и среднезернистые породы, обнаруживающие под микроскопом гипидиоморфную неравномернозернистую структуру. Ромбический пироксен в этих породах составляет не более 7—10%; на фоне свежих зерен моноклинного пироксена он обычно изменен (отальк ован, хлоритизирован). По оптическим свойствам и данным рентгеноструктурного анализа он представляет собой бронзит, переходный к гиперстену (около 18—20% $FeSiO_3$). Моноклинный пироксен, составляющий главную массу породы, по оптическим свойствам ($cNg=42°$; $2\ V=°58—60°$, $Ng—Np=0{,}026$) отвечает диопсиду. Он образует бесцветные призматические зерна с хорошо выраженной диаллаговой отдельностью. Иногда он замещается мелкопластинчатыми агрегатами бесцветной роговой обманки, вместе с которой выделяется обильный магнетит. Обращает на себя внимание, что состав моноклинного пироксена (насколько об этом можно судить по оптическим свойствам) во всех разностях пород от лерцолитов до диаллагитов практически не меняется. В то же время для ромбического пироксена в этих разновидностях ультраосновных пород, связанных взаимными переходами, наблюдается заметное изменение его состава: от магнезиального и слабо железистого энстатита в перидотитах, через бронзит в бронзититах и вебстеритах до бронзит—гиперстена в диаллагитах. Если предположить, как было сказано ранее, что последовательный ряд описанных выше ультраосновных пород образовался в результате дифференциации расплава, имевшего первоначально перидотитовый состав, в котором обособлялись шлиры, все более обогащенные пироксенами (в результате накопления SiO_2 в остаточном расплаве), то можно заключить, что железистость ромбического пироксена возрастает в более поздних продуктах дифференциации.

Основные породы. Породы группы габбро в Шайтантасском массиве составляют около 10% его площади и слагают несколько сравнительно крупных тел в его северной части. В южной части массива габбро образует также ряд обособлений среди серпентинитов, по форме и размерам таких же, как тела пироксенитов, не обнаруживая, однако, с последними непосредственной связи. Во всех этих телах габбро представлены среднезернистыми и мелкозернистыми разновидностями мезократового и лейкократового облика. Редко, главным образом в виде небольших жил и линз, встречаются крупнозернистые пегматоидные габбро с размером зерен до 1—1,5 *см*. Текстура габбро обычно атакситовая; изредка наблюдаются гнейсовидные текстуры. При микроскопическом изучении в этой группе пород были выделены нормаль-

ные габбро, образованные примерно равными количествами плагиоклаза и диопсида, и роговообманковые габбро. Существенными отличиями роговообманковых габбро от нормальных габбро являются: 1) присутствие бурой (видимо, титанистой) роговой обманки в качестве цветного компонента вместо пироксена; 2) несколько меньшая основность плагиоклаза (40—45% An); 3) появление биотита и апатита, не наблюдающихся в других разновидностях габбро. Возможно, что эти роговообманковые габбро представляют переходные к диоритам породы, несколько обогащенные титаном и кремнеземом по сравнению с нормальными габбро. В краевых частях крупных габбровых тел Шайтантасского массива наблюдались габбро-диабазы с типичной диабазовой текстурой.

Жильные породы. Наличие большого числа мелких тел метаморфизованных жильных пород составляет одну из особенностей Шайтантасского массива. Эти породы слагают мелкие округлые или овальные тела площадью от 1—2 $м^2$ до нескольких десятков квадратных метров, почти всегда располагающиеся группами. Реже они наблюдаются в виде коротких жил, ориентированных согласно с простиранием массива. Наибольшие скопления таких тел наблюдаются в северной части массива вблизи его восточного (верхнего) контакта с известняками коскудукской свиты (см. рис. 42). В остальных частях массива жильные породы распространены беспорядочно, но в общем приурочены к участкам развития пироксенитов, где они также образуют скопления мелких тел, но не столь значительные, как вдоль восточного контакта массива. Среди жильных пород можно выделить группу гроссуляр-хлорит-пироксеновых пород (родингитов), представляющих собой метаморфизованные жильные пироксениты или габбро, и группу биотит-серпентин-хлоритовых пород, также возникших в результате метаморфизма пироксенитов.

Гроссуляр-хлорит-пироксеновые породы характеризуются средне- и мелкозернистой гипидиоморфной структурой, в которой почти всегда отмечается некоторая ориентированность в расположении зерен пироксена. Наблюдается также вторичная полосчатость, образующаяся благодаря избирательному замещению пироксена вторичными минералами. Моноклинный пироксен-диопсид ($cNg=46°$; $Ng—Np=0{,}026$) в виде сравнительно крупных зерен с неправильными очертаниями заключен в мелкозернистой массе гроссуляра и хлорита, в которой также наблюдаются реликты ромбического пироксена. Наряду с неизмененными зернами диопсида наблюдаются отчетливые явления замещения его бесцветным или слабо желтоватым хлоритом и желтовато-зеленым изотропным гроссуляром. Гроссуляр имеет $N=1{,}746\pm\pm0{,}002$. Часто проявляет аномальную анизотропию. Иногда он образует сплошные массы, замещающие пироксен с сохранением формы его зерен. В некоторых разностях появляется везувиан, слагающий линзочки и жилки в массе гроссуляра и хлорита. Из других вторичных образований в этих породах наблюдаются эпидот и лейкоксен.

С этой группой пород также связаны везувиан-хлорит-гроссуляровые породы, представляющие дальнейшую степень изменения жильных пироксенитов или габбро. Главную массу этих пород составляет гроссуляр в виде агрегатов многоугольных зерен с секториальным погасанием, характерным для гроссуляра. В массе граната наблюдаются отдельные призматические зерна везувиана с характерной пятнистой буровато-сиреневой аномальной интерференционной окраской. Угасание прямое, $Ng=1{,}720$, $Np=1{,}718$, $Ng-Np=0{,}002$. Хлорит образует пластинчатые, лучистые или розетковидные агрегаты. Реликтов пироксена в этих породах обычно не наблюдается. Таким образом, везувиан и хлорит появляются преимущественно на поздней стадии и образуются за счет гроссуляра, что достаточно ясно показывают наблюдения в шли-

фах. Эти наблюдения полностью согласуются с данными П. Мюллера, который, рассматривая генезис известково-силикатных пород (родингитов) в серпентинитах, отмечает, что хотя образование везувиана идет параллельно с образованием гроссуляра, всегда можно наблюдать, что везувиан образуется на месте граната (P. Müller, 1962). Тела гроссуляр-пироксеновых и везувиан-хлорит-гроссуляровых пород, залегающие в серпентинитах, всегда имеют оторочку очень плотной черной породы толщиной в несколько сантиметров (рис. 44). Макроскопически границы оторочки с серпентинитом и с гроссуляровой породой резки. В шлифе видно, что эта оторочка состоит из очень тонкочешуйчатой массы светло-зеленого хлорита, в которой наблюдаются участки неправильной, часто причудливой формы мелколистоватого антигорита, сохранившегося от замещения хлоритом. Границы этой хлорит-серпентиновой породы с гроссуляровой породой под микроскопом также резкие, но неровные, извилистые, с небольшими «заливами» в ту и другую стороны. Зона хлоритизации имеет постепенный переход к антигоритовому серпентиниту, но происходящий в интервале не более 1—2 *см,* где можно видеть быстрое уменьшение количества хлорита. Видимо, резкий контакт первичных пород (перидотита и жильного пироксенита) обусловил и резкую границу между вторичными образованиями. Появление в контакте с хлорит-гроссуляровыми породами оторочки, обогащенной хлоритом, связано, вероятно, с выносом алюминия из жильных тел в окружающие серпентиниты в процессе гидротермально-контактового метасоматоза.

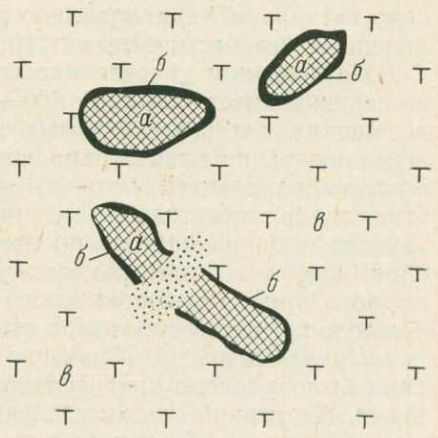


Рис. 44. Характер тел пироксен-хлорит-гранатовых пород (родингитов) в серпентинитах Шайтантасского массива

а — пироксен-хлорит-гранатовые породы; *б* — оторочка мелкочешуйчатой хлорит-антигоритовой породы; *в* — антигоритовый серпентинит; *г* — наносы

Вторую группу жильных образований составляют биотит-серпентин-хлоритовые породы, встреченные в виде жил среди пироксенитов в северной части массива и среди серпентинитов в западной его части, также вблизи тела пироксенитов. Аналогичные жильные породы были описаны для Ешкеульмесского массива. Как и в последнем, здесь они состоят из серпентина, хлорита, биотита и значительной вкрапленности рудного минерала.

Гранитоиды Шайтантасского массива, слагающие различных размеров интрузивные тела в его северной части, отличаются довольно разнообразным составом, но все они имеют ярко выраженный натровый характер. При петрографическом изучении шлифов этой группы пород были выделены следующие разновидности: плагиограниты, гранодиорит-порфиры и диорит-порфиры, диориты и кварцевые диориты, плагиоклазиты. Таким образом, среди них развиты исключительно плагиоклазовые разности, которые по своим условиям залегания, структурным особенностям и минеральному составу являются полными аналогами натровых гранитоидов, слагающих малые интрузии во многих габбро-перидотитовых комплексах Центрального Казахстана (Михайлов, 1962, стр. 182—192).

Асбестоносность. Асбестоносные серпентиниты в пределах Шайтантасского массива встречаются во всех его частях, но заслуживающие внимания концентрации хризотил-асбеста установлены на трех участках: западном, восточном и северном. Асбестовая минерализация здесь

представлена двумя типами: 1) мелкопрожилом и одиночными жилами поперечноволокнистого хризотил-асбеста, приуроченными обычно к серпентинитам, окружающим ядра слабосерпентинизированных пироксенитов и перидотитов; 2) жилами продольноволокнистого хризотил-асбеста с немалитом, наблюдающимися в отдельных зонах смятия среди рассланцованных и брекчированных серпентинитов.

На западном и восточном асбестоносных участках минерализация представлена преимущественно жилами ломкого продольноволокнистого асбеста в перемятых рассланцованных серпентинитах. Здесь выявлено несколько меридионально вытянутых асбестоносных залежей, разделенных неасбестоносными серпентинитами.

На северном участке массива асбестоносность установлена в полосе серпентинитов шириной 400—500 *м*, включающих большое количество мелких тел гроссуляровых пород. Минерализация здесь представлена поперечноволокнистым хризотил-асбестом в виде отороченных жил, мелкопрожила и тонких просечек. Зональности в распределении этих видов асбестизации не наблюдается. Более 90% перспективных запасов волокна асбеста по всем трем участкам Шайтантасского массива, как и в Ешкеульмесском месторождении, приходится на долю ломкого продольноволокнистого хризотил-асбеста, содержащего значительную примесь немалита, а иногда и карбонатов.

Никеленосность. Изучению никеленосности Шайтантасского массива было уделено значительно больше внимания, чем его асбестоносности. На первой стадии исследований И. И. Бок (1943) высказал мнение, что на массиве имеется площадная кора выветривания со связанными с ней месторождениями силикатного никеля. Последующие работы В. К. Еремина (1944) показали, что древняя кора выветривания на массиве почти полностью размыта и сохранилась только в узких зонах контактов серпентинитов с вмещающими породами. Было установлено также, что рудопроявления силикатного никеля здесь отличаются малыми масштабами, но повышенной кобальтоносностью.

В результате выполненных в 1954—1958 гг. геологоразведочных работ В. Я. Ушаковым было установлено, что никель-кобальтовые рудопроявления массива представлены тремя морфологическими типами, связанными: а) с остаточной корой выветривания халиловского типа; б) с зонами контактов серпентинитов с вмещающими породами (главным образом с известняками); в) с переотложенной корой выветривания.

Концентрации гидросиликатного никеля приурочены в основном к нонтронитам и нонтронитизированным серпентинитам. Кобальт приурочен к марганцево-окисным образованиям асболанового типа, главным образом в переотложенной коре выветривания. Было также установлено, что широко развитые на массиве узкие зоны бирбиритов трещинной коры выветривания нонтронитов не содержат, а образуют отличный от площадной коры самостоятельный силицифицированный профиль. Нонтроniты площадной коры оказались значительно размытыми. В итоге размеры разведанных месторождений определились как незначительные, а содержание в них металлов оказалось ниже промышленного минимума.

В Шайтантасском массиве были обнаружены также проявления и сульфидной минерализации никеля в виде рассеянной рудной вкрапленности сульфидов (никельсодержащего пирротина и пентландита), отмеченной в керне серпентинитов из двух скважин.

* *
*

Остальные массивы улутауского перидотит-пироксенитового комплекса, указанные на рис. 33 и в табл. 7, залегают исключительно среди

докембрийских метаморфических пород Улутауского поднятия и по своему строению, составу слагающих их пород и характеру хризотил-асбестовой минерализации являются в общем аналогичными Ешкеульмесскому массиву, но отличаются от него значительно меньшими размерами и меньшим развитием несерпентинизированных ультраосновных пород. Все они представлены мелкими линзообразными, реже жилообразными телами с размерами, редко превышающими 0,3—0,5 *км*^{2}; площадь лишь самого крупного из этих массивов — Акшатского — достигает 3 *км*^{2}. Все эти массивы сложены перекристаллизованными антигоритовыми серпентинитами, обычно катаклазированными и рассланцованными. Часто среди них встречаются «ядра» очень плотных массивных антигоритовых серпентинитов, имеющие неправильную эллипсоидальную или дисковидную форму с размерами от 2—3 *м* до 20—30 *см* в диаметре. Наличие их в большом количестве придает серпентинитам конгломератовидный облик (массивы Даумбай, Талдысай). По аналогии с Ешкеульмесским массивом, где наблюдались все стадии замещения пироксенов антигоритом, можно предположить, что антигоритовые серпентиниты остальных массивов улутауского комплекса в своей значительной массе являются апопироксенитовыми. Это подтверждается наблюдающимися нередко реликто-псевдоморфными структурами пироксенитов, отсутствием в них хромшпинелида, а также многочисленными термическими анализами, показавшими характерное для апопироксеновых хлорит-серпентинов двухфазовое выделение конституционной воды (см. выше). Несерпентинизированные пироксениты (диаллагиты) были встречены только в двух массивах — Зигешатском и Талдысайском.

Для всех без исключения массивов улутауского перидотит-пироксенитового комплекса характерна минерализация продольно-волокнистого хризотил-асбеста, приуроченная всегда к перемятым антигоритовым серпентинитам. Эта минерализация по своему характеру (ломкий хризотил-асбест с немалитом, иногда с карбонатом), типам руд, морфологии рудных залежей совершенно идентична асбестовой минерализации описанных выше Ешкеульмесского и Акжальских массивов, отличаясь только значительно меньшими масштабами и интенсивностью проявления.

Петрохимические особенности комплекса

Для петрохимической характеристики улутауского перидотит-пироксенитового комплекса мы приведем 32 химических анализа ультраосновных пород, взятых почти изо всех массивов, указанных в табл. 10. Часть этих анализов производилась в лабораториях ВСЕГЕИ, Ленинградского горного института и Архангельской экспедиции Северо-Западного геологического управления в 1961—1965 гг., часть — заимствована из материалов других исследователей. Данные всех этих анализов пересчитаны по методу А. Н. Заварицкого; кроме того, для них рассчитаны дополнительные параметры Н. Д. Соболева (1952) (табл. 11). В обеих таблицах анализы размещены в порядке убывания количества атомов, входящих в фемические компоненты породы, т. е. в порядке уменьшения значений параметра «в» числовой характеристики.

Как видно из приведенных данных анализов и результатов их пересчета, все анализированные породы, за исключением четырех последних (№№ 29—32), обнаруживают в общем обычные для бесполевошпатовых ультраосновных пород петрохимические признаки. Они относятся к подгруппе голомеланократовых бедных щелочами и ненасыщенных кремнеземом пород (класс 6, группа 23, подгруппа В). Для них харак-

терна устойчивая высокая магнезиальность (значения параметра m' обычно больше 80; лишь в единичных случаях 75—76), типичная для всех офиолитовых ультрабазитов. Обособленно в этой группе стоят последние четыре анализа (№№ 29—32) пироксенитов и апопироксенитовых пород, относящиеся к голомеланократовым породам 5-го или даже 4-го класса классификации А. Н. Заварицкого, хотя по своей природе и минеральному составу они должны были попадать в ту же группу (и даже подгруппу), что и все остальные породы рассматриваемого комплекса. Это является следствием одного из недостатков метода пересчета А. Н. Заварицкого, отмеченных С. Д. Четвериковым (1956, стр. 63). Поскольку большая часть анализов (28 из 32) относится к полностью серпентинизированным ультраосновным породам, а одной из особенностей массивов улутауского комплекса, выявленной при петрографическом изучении, является широкое развитие в их составе пироксенитов, мы сделали попытку проанализировать приведенные в табл. 10 и 11 данные на векторной барицентрической диаграмме с целью установить типы исходных пород для возникших серпентинитов.

Известно, что метод А. Н. Заварицкого, являющийся одним из наиболее совершенных способов пересчета химических анализов магматических горных пород, оказывается трудно применимым для бесполевошпатовых ультраосновных пород (Соболев, 1952, стр. 180; Михайлов, 1962, стр. 137—148). Поэтому от использования векторных петрохимических диаграмм А. Н. Заварицкого пришлось отказаться. В этом отношении, казалось бы, более рациональным должен явиться предложенный Н. Д. Соболевым специально для ультраосновных пород способ расчета дополнительных параметров, позволяющий получить соотношение между количествами нормативных оливина (z), ромбического пироксена (y) и моноклинного пироксена (x), т. е. именно те соотношения, которыми и определяется состав ультраосновной бесполевошпатовой породы (Соболев, 1952, стр. 180—188). Изображение этих дополнительных параметров (x, y, z) векторами в правой половине диаграммы вместо обычных дополнительных параметров А. Н. Заварицкого (f', m', c', a'), по идее Н. Д. Соболева, должно наглядно показать главнейшие особенности химического и минерального состава ультрабазитов. Действительно, длина и направление вектора в правой части диаграммы дают в этом отношении вполне определенные указания. Вертикальные векторы: длинные — дуниты, короткие — верлиты; горизонтальные векторы: длинные — энстатиты, бронзититы, короткие — вебстериты, диаллагиты; наклонные векторы: длинные — гарцбургиты, короткие — лерцолиты. Однако оказывается, что все это справедливо лишь для несерпентинизированных или очень слабо серпентинизированных ультраосновных пород. На рис. 45 представлена барицентрическая векторная диаграмма химических составов ультраосновных пород улутауского комплекса, где в правой части от фигуративных точек «а» нанесены векторы (направленные вверх) по методу Н. Д. Соболева. Здесь хорошо обособляется лишь группа пироксенитов (анализы 29—32). Однако из них только горизонтальный вектор 31 точно отражает состав свежего почти мономинерального бронзитита; остальные же векторы значительно отклонены от горизонтали, и поэтому, по идее Н. Д. Соболева, они должны показывать присутствие в породе оливина (которого там фактически нет). Все остальные 28 анализов на диаграмме дают удивительно однообразную картину: почти все они имеют длинные наклонные векторы, что, по Н. Д. Соболеву, должно указывать на гарцбургитовый состав пород. На самом же деле эти породы, как показывают данные микроскопического изучения, представлены серпентинитами, происшедшими за счет и перидотитов и пироксенитов. Однако на диаграмме усмотреть различия между теми и другими невозможно. Причина этого заключается в том, что в построениях

Таблица 10

Химический состав ультраосновных пород улутауского перидотит-пироксенитового комплекса

№ образца / Окислы	1/1302		2/1301		3/1030		4/1382		5/3226		6/1306		7/598		8/1207		9/17		10/2136	
	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
SiO_2	32,44	540	36,44	606	37,80	629	36,80	613	38,72	644	37,16	619	38,64	643	38,50	641	37,36	622	37,93	661
TiO_2	0,10	001	0,10	001	—	—	—	—	0,04	—	0,10	001	0,10	001	—	—	—	—	0,05	—
Al_2O_3	—	—	—	—	0,73	007	2,35	023	0,79	018	0,20	002	2,67	026	1,43	014	1,50	015	0,50	005
Fe_2O_3	6,40	040	5,20	033	5,05	031	6,80	043	6,64	041	8,00	050	6,06	038	10,80	068	12,20	075	5,20	033
FeO	2,52	035	1,80	025	3,12	043	3,60	050	2,09	029	6,48	090	3,02	042	2,88	040	0,54	007	2,80	039
MnO	0,54	007	0,60	008	0,04	—	0,60	008	0,09	001	0,36	006	0,21	003	1,00	014	0,60	008	0,07	—
MgO	39,00	967	41,00	1017	39,70	985	35,30	876	37,90	940	32,10	796	37,37	928	34,70	861	33,40	828	38,70	960
CaO	0,14	003	0,20	004	0,42	007	0,14	003	0,12	001	3,08	055	0,30	005	0,28	005	0,21	004	1,24	021
Na_2O	—	—	0,24	003	0,48	007	0,23	003	0,04	001	0,17	003	0,02	—	0,07	001	0,05	001	Следы	—
K_2O	—	—		—	Следы	—		—	0,05	—		—	0,01	—		—		—	Следы	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,90	006
CO_2	—	—	—	—	3,60	—	1,63	—	—	—	—	—	—	—	1,72	—	1,90	—	—	—
Cr_2O_3	0,13	—	0,07	—	0,05	—	—	—	0,65	004	0,06	—	—	—	0,07	—	0,22	001	0,40	002
NiO	0,58	007	0,41	006	—	—	0,27	003	0,28	004	0,34	005	—	—	0,18	002	0,17	002	0,35	004
CoO	0,04		0,03		—	—	0,02		0,01	—	0,02		—	—	0,02		0,02		—	—
H_2O^-	0,30	017	0,70	039	0,37	020	0,70	039	0,74	041	0,28	017	0,20	011	0,44	025	0,82	045	0,06	004
H_2O+	17,14	—	13,24	—	8,77	—	12,00	—	12,15	—	12,08	—	11,36	—	8,81	—	11,64	—	11,00	—
Сумма	99,33	—	100,03	—	100,13	—	100,45	—	100,31	—	100,43	—	99,96	—	100,90	—	100,63	—	99,20	—

Продолжение табл. 10

№ образца / Окислы	11/1305		12/267		13/287		14/2155		15/424		16/280		17/9		18/19		19/2819		20/12		21/77	
	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
SiO_2	37,40	623	38,60	643	37,68	627	39,48	657	41,10	684	38,00	633	40,00	666	40,84	680	37,00	616	40,00	666	41,60	693
TiO_2	0,10	001	—	—	0,10	001	Следы	—	0,49	006	—	—	—	—	—	—	0,14	002	—	—	0,12	001
Al_2O_3	1,93	019	1,33	013	1,38	004	0,62	006	0,48	007	3,80	037	1,33	013	0,50	005	3,79	037	1,20	012	0,91	009
Fe_2O_3	1,20	007	8,80	055	11,37	071	5,00	031	3,61	023	8,40	053	2,23	014	3,60	023	6,66	041	4,80	030	3,02	019
FeO	2,52	035	2,58	036	1,78	025	—	—	2,66	037	2,88	040	4,32	060	2,16	030	6,73	093	3,24	045	3,62	050
MnO	0,42	006	0,30	004	0,21	003	0,07	—	0,27	004	0,60	008	0,48	006	0,54	007	0,20	003	0,48	007	0,10	001
MgO	39,40	977	35,93	891	33,98	843	38,63	958	38,97	967	34,00	843	36,59	908	37,90	940	30,35	752	35,60	883	38,05	942
CaO	1,29	023	0,28	005	0,45	008	Следы	—	0,14	003	1,40	025	0,28	005	0,28	005	4,31	077	1,40	025	—	—
Na_2O	—	—	—	—	0,02	—	—	—	0,02	—	0,20	003	—	—	0,17	003	0,05	001	0,09	002	0,22	003
K_2O	—	—	—	—	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	0,32	002	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,06	—
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,06	—	—	—	0,20	—	—	—	—	—	—	—
Cr_2O_3	0,18	001	0,07	—	—	—	0,25	001	0,25	001	Следы	—	0,07	—	0,26	001	0,68	004	—	—	0,22	001
NiO	0,28	004	0,18	002	—	—	0,33	004	—	—	0,20	003	0,25	003	0,09	001	0,20	003	0,22	003	—	—
CoO	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	—	—	—	0,02	—	0,01	—	—	—	—	—
H_2O^-	0,36	020	0,22	012	1,58	088	—	—	0,38	021	0,40	022	0,14	008	1,10	001	0,71	039	0,26	014	0,52	029
H_2O+	14,68	—	11,15	—	11,25	—	14,00	—	11,62	—	10,15	—	13,44	—	12,54	—	9,41	—	13,42	—	11,59	—
Сумма	99,79	—	99,44	—	99,82	—	98,70	—	99,99	—	100,14	—	99,13	—	100,20	—	100,29	—	100,71	—	100,03	—

SiO_2	37,32	621	42,08	701	41,00	683	38,25	637	43,32	721	42,54	708	45,12	751	50,00	833	52,00	866	52,49	874	51,10	851
TiO_2	0,10	—	—	—	—	—	0,13	001	—	—	0,12	001	—	—	0,12	001	0,12	001	Следы	—	0,23	003
Al_2O_3	8,10	079	—	—	0,70	007	4,42	043	2,36	024	1,68	016	2,66	026	2,74	026	1,30	013	1,32	013	3,21	031
Fe_2O_3	1,40	009	2,40	015	5,60	035	6,64	041	8,12	051	1,12	007	5,91	037	3,31	021	2,20	014	2,85	017	1,37	009
FeO	3,42	047	—	—	3,24	045	4,49	063	—	—	2,52	035	—	—	3,82	053	6,19	086	7,16	100	3,72	051
MnO	0,54	007	0,24	003	0,60	008	0,16	002	—	—	0,04	—	—	—	0,12	001	0,14	002	0,10	001	0,12	001
MgO	33,40	828	40,70	1010	35,66	884	31,03	769	36,58	907	35,40	878	32,93	817	23,27	577	29,85	740	29,05	720	18,52	459
CaO	2,24	040	0,20	004	0,98	018	4,96	088	0,69	013	3,32	059	4,18	075	11,97	213	0,40	007	1,03	019	19,27	344
Na_2O	—	—	0,18	002	0,15	003	0,05	001	—	—	—	—	—	—	0,14	002	0,21	003	0,75	012	0,26	004
K_2O	—	—	—	—	—	—	0,05	—	—	—	—	—	—	—	0,10	001	—	—	Следы	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,50	004	—	—	0,05	—	0,06	—	—	—	0,04	—
CO_2	—	—	0,30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,64	—	—	—
Cr_2O_3	0,17	001	—	—	0,10	001	0,42	003	—	—	0,39	003	—	—	—	—	0,18	001	0,19	001	0,24	001
NiO	0,22	003	—	—	0,18	002	0,17	002	—	—	0,20	002	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CoO	0,02	—	—	—	—	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O-	0,52	029	0,80	044	0,28	016	0,48	027	—	—	0,18	010	—	—	0,14	008	0,32	018	0,12	007	0,32	018
H_2O+	12,88	—	13,90	—	11,40	—	8,93	—	11,48	—	11,40	010	11,12	—	4,45	—	7,08	—	3,09	—	1,80	—
Сумма	100,33	—	100,80	—	99,89	—	100,19	—	102,55	—	99,41	—	101,92	—	100,23	—	100,05	—	100,79	—	100,20	—

Примечания: 1/1302 — серпентинит. Талдысайский массив (данные Г. А.Казаряна, 1953); 2/1301 — серпентинит. Талдысайский массив (данные Г. А. Казаряна, 1953); 3/1030 — серпентинит антигоритовый. Ешкеульмесский массив. ЛабораторияВСЕГЕИ, аналитик В. К. Коноплева; 4/1382 — серпентинит. Ешкеульмесский массив (данные Г. А. Казаряна, 1953); 5/3226 — серпентинит апоперидотитовый. Ешкеульмесский массив. Лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик К. К. Филатова; 6/1306 — серпентинит. Талдысайский массив (данные Г. А. Казаряна, 1953); 7/598 — серпентинит. Жангобулский массив. Лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик М. О. Ручкина; 8/1207 — серпентинит. Ешкеульмесский массив (данные Г. А. Казаряна, 1953); 9/17 — серпентинит.Шайтантасский массив (данные Г. А. Казаряна, 1953); 10/2136 — серпентинит. Акшатский массив (данные Н. П. Набокова, 1947); 11/1305 — серпентинит. Талдысайский массив (данные Г. А. Казаряна, 1953); 12/267 — серпентинит апоперидотитовый. Ешкеульмесский массив (данные Г. А. Казаряна и др., 1953); 13/287 — серпентинит.Северо-Аиртауский массив. Лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик М. О. Ручкина; 14/2155— серпентинит. Арпабулакский массив (данные Н. П. Набокова, 1947); 15/424 — серпентинит антигоритовый перекристаллизованный. Акжальский массив. Лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик М. О. Ручкина; 16/280 — серпентинит. Ешкеульмесский массив(данные Г. А. Казаряна, 1953); 17/9 — серпентинит. Ешкеульмесский массив (данные Г. А. Казаряна, 1953); 18/19 — серпентинит. Шайтантасский массив (данные Г. А. Казаряна, 1953); 19/2819 — лерцолит серпентинизированный. Ешкеульмесский массив. Лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик К. К. Филатова; 20/12 — серпентинит хризотил-антигоритовый Ешкеульмесский массив (данные Г. А. Казаряна, 1953); 21/77 — серпентинит. Акшатский массив. Лаборатория Архангельской экспедиции СЗГУ, аналитики В. В.Курзаева, В. П. Козлова, О. А. Плавинская; 22/1304 — серпентинит. Талдысайский массив (данные Г. А. Казаряна, 1953); 23/18 — серпентинит. Шайтантасский массив(данные Г. А. Казаряна, 1953); 24/960 — серпентинит антигоритовый. Ешкеульмесский массив (данные Г. А. Казаряна, 1953); 25/492 — лерцолит серпентинизированный.Ешкеульмесский массив. Лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик К. К. Филатова; 26/001 — серпентинит. Шайтантасский массив (данные В. Я. Ушакова, 1959); 27/2104 — серпентинит. Акшатский массив (данные Н. П. Набокова, 1947); 28/002 — серпентинит перекристаллизованный. Шайтантасский массив (данные В. Я. Ушакова, 1959); 29/1112в —апопироксенитовая цоизито-амфиболовая порода. Ешкеульмесский массив. Лаборатория НИС ЛГИ; 30/1137 — бронзитит оталькованный и серпентинизированный. Ешкеульмесский массив. Лаборатория Архангельской экспедиции СЗГУ, аналитики В. В. Курзаева, Е. П. Козлова, О. А. Плавинская; 31/1002 — бронзитит. Ешкеульмесский массив. Лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик В. К. Коноплева; 32/8134 — диаллагит. Зигешатский массив. Лаборатория Архангельской экспедиции СЗГУ, аналитики В. В. Курзаева,, Е. П. Козлова, О. А. Плавинская.

Таблица 11

Числовые характеристики ультраосновных пород улутауского перидотит-пироксенитового комплекса

№ образца	Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому)										Дополнительные параметры (по Н. Д. Соболеву)			
	a	*c*	*b*	*S*	*a'*	*c'*	*f'*	*m'*	*n*	*Q*	*z*	*y*	*x*	*h*
1302	—	—	67,0	33,0	—	0,3	11,7	88,0	—	—34,0	88,0	11,1	0,9	100,0
1301	0,3	—	64,8	34,9	—	0,4	9,3	90,4	—	—30,8	89,4	9,7	0,9	94,6
1030	0,8	—	63,1	36,1	—	0,6	9,6	89,8	100	—29,4	81,4	17,0	1,6	88,4
1382	0,4	0,2	63,0	36,4	3,2	—	13,9	82,9	—	—28,2	75,4	23,9	0,7	92,4
3226	0,2	0,1	62,8	36,9	2,7	—	11,3	86,0	67	—26,7	72,4	27,1	0,5	86,8
1306	0,2	—	62,7	37,0	—	5,1	19,1	75,8	—	—26,3	62,8	23,1	14,1	86,3
568	—	0,3	62,7	37,0	3,8	—	10,8	85,8	—	—26,3	72,1	26,7	1,2	81,2
1207	0,1	0,3	62,3	37,3	1,5	—	17,9	80,6	—	—25,9	73,6	25,2	1,2	89,5
17	0,1	0,2	61,9	37,8	2,0	—	16,8	81,2	—	—24,1	70,3	28,7	1,0	96,7
2136	—	0,3	61,9	37,7	—	1,5	9,7	88,8	—	—24,7	73,3	21,9	4,8	78,5
1305	—	1,1	61,9	37,0	—	0,4	5,8	93,8	—	—27,1	77,2	17,3	5,5	100,0
267	—	0,3	61,8	37,9	1,4	—	14,6	84,0	—	—24,5	71,6	27,2	1,2	79,4
287	—	0,5	61,7	37,8	1,2	—	16,6	82,2	—	—24,9	70,8	27,3	1,9	80,5
2155	—	—	61,1	38,9	1,2	—	6,0	92,8	—	—22,2	65,0	35,0	—	100,0
424	—	0,2	60,6	39,2	0,7	—	8,2	91,1	—	—21,8	63,8	35,5	0,7	83,0
280	0,4	1,5	60,6	37,5	1,8	—	15,4	82,8	—	—27,3	70,8	23,2	6,0	80,2
9	—	0,3	60,4	39,3	1,6	—	9,5	88,9	—	—21,7	74,7	24,2	1,1	96,2
19	0,3	0,1	60,0	39,6	—	0,3	8,3	91,4	—	—21,5	61,5	37,3	1,2	100,0
2819	0,2	2,2	59,9	37,7	—	4,2	19,2	76,6	—	—25,2	72,3	8,8	18,9	67,1
12	0,2	0,6	59,8	39,2	—	1,7	11,3	87,0	—	—22,4	57,7	36,2	6,1	96,0
77	0,3	—	59,8	39,9	0,6	—	8,6	90,8	100	—20,9	59,0	41,0	—	82,9
1304	—	2,4	59,8	37,8	7,9	—	7,8	84,3	—	—26,8	61,4	28,3	10,3	92,2
18	0,2	—	58,7	40,1	—	0,4	2,8	96,8	—	—20,2	59,5	39,6	0,9	100,0
960	0,4	0,2	59,6	39,8	—	1,6	12,3	86,1	—	—21,4	56,8	39,2	4,0	81,5
492	0,2	2,5	58,7	38,6	—	4,7	16,0	79,3	67	—25,7	67,3	11,3	21,4	63,7
001	—	0,7	58,5	40,8	2,1	—	10,1	88,8	—	—19,1	51,8	45,2	3,0	82,0
2104	—	1,0	57,2	41,8	—	4,4	5,6	90,0	—	—17,4	49,3	36,8	13,9	81,5
002	—	1,5	54,8	43,7	—	5,2	7,9	86,9	—	—14,1	37,6	44,9	17,5	79,5
1112в	0,3	1,3	50,4	48,4	—	22,0	11,1	66,9	67	—5,1	9,2	41,2	49,6	31,8
1137	0,3	0,4	49,6	49,7	0,7	—	13,7	85,0	100	—1,6	15,9	82,6	1,5	50,6
1002	1,4	—	49,3	49,3	—	1,9	15,7	82,4	100	—4,2	0,2	99,5	4,3	41,0
8134	0,5	1,3	49,0	49,2	—	37,8	8,2	54,0	100	—3,9	3,8	16,4	79,8	12,9

Н. Д. Соболева за основу принимаются соотношения главных породообразующих окислов $(Mg, Fe)O : CaO : SiO_2$, что справедливо для неизмененных вторичными процессами ультраосновных пород. В серпентинитах же содержание кремнекислоты всегда будет отличаться от такового в исходных породах, а потому эти соотношения будут нарушены. Так, при серпентинизации существенно оливиновых пород содержание кремнекислоты будет повышаться. Н. Д. Соболев этого обстоятельства не учитывает и весь избыточный после расчета величины «*z*» кремнезем относит к коэффициенту «*y*», в результате чего при пересчете анализов этим методом всегда получается несколько завышенное количество нормативного ромбического пироксена. По этой причине анализ, например, полностью серпентинизированного дунита на диаграмме никогда не даст нормального вертикального вектора, а будет несколько отклонен вправо, т. е. принят за гарцбургит. С другой стороны, серпентинизация энстатитита или бронзитита ведет к уменьшению общего количества кремнекислоты в породе, и потому векторы будут отклоняться от горизонтальной оси в сторону поля гарцбургитов, указывая на присутствие нормативного оливина, которого на самом деле в породе нет. Таким образом, на значения параметров Н. Д. Соболева (*x*, *y*, *z*) сильно влияет степень серпентинизации, при-

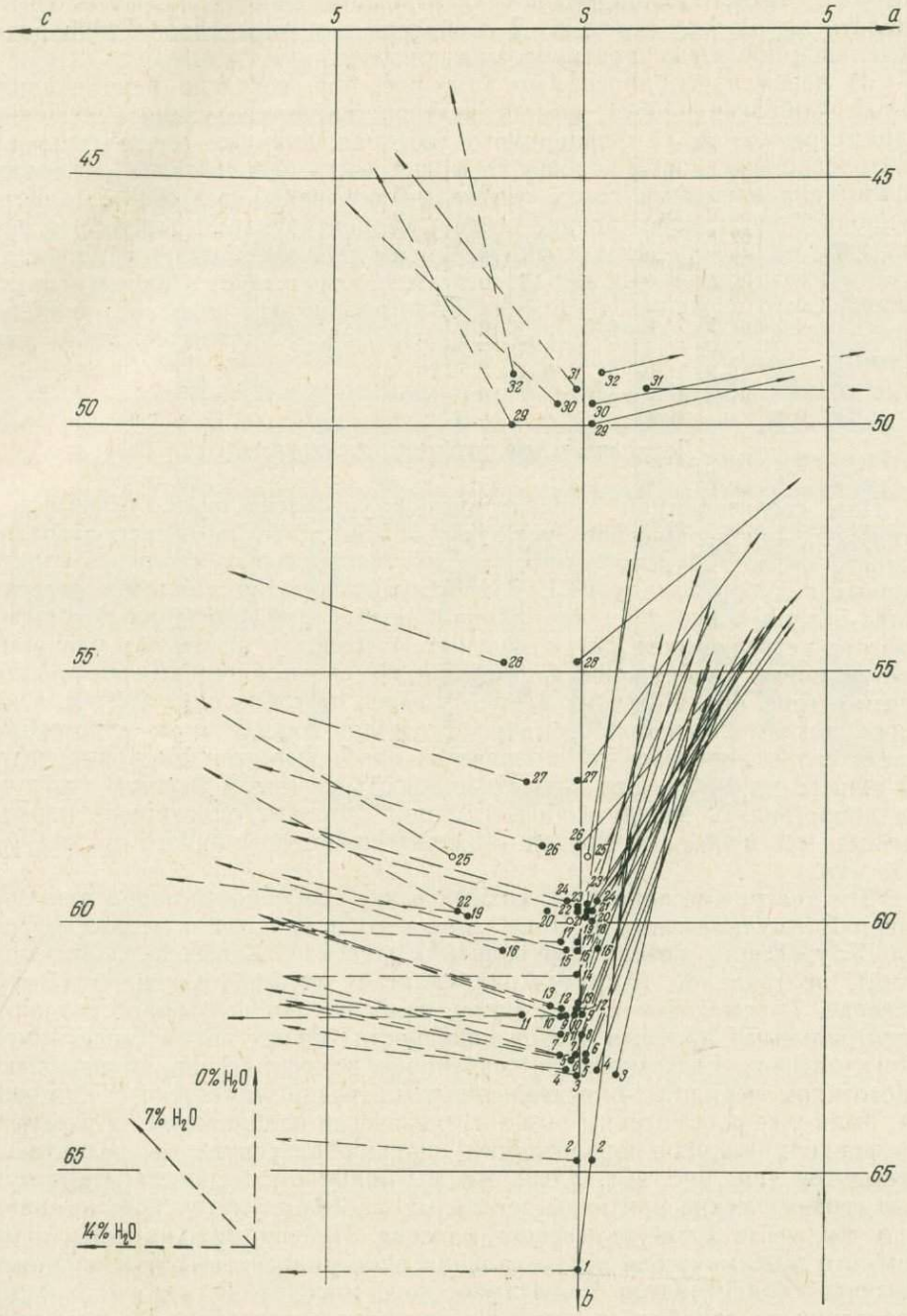


Рис. 45. Диаграмма химических составов ультраосновных пород улутауского перидотит-пироксенитового комплекса (по методу А. Н. Заварицкого с дополнениями Н. Д. Соболева)

водящая к некоторому «усреднению» состава серпентинизированных дунитов (оливинитов) и пироксенитов в отношении содержания SiO_2. Это легко можно видеть из отношений $(Mg, FeO)O : SiO_2$ в стехиометрических формулах оливина, серпентина и ромбического пироксена, которые соответственно равны 2, $1^1/_2$ и 1. Следовательно, приходится сделать вывод, что метод Н. Д. Соболева для определения типа родоначальной породы серпентинитов не пригоден.

В левой части диаграммы (см. рис. 45), согласно рекомендации Н. Д. Соболева (1952), вместо вектора, характеризующего величину параметра «*n*» А. Н. Заварицкого (которая, как уже отмечалось, для ультраосновных пород вообще не может быть использована), пунктирными направленными вверх векторами показаны содержания конституционной воды, отражающие степень серпентинизации пород. Эти векторы наглядно показывают, что мы имеем дело здесь с почти полностью серпентинизированными породами, что соответствует данным микроскопического изучения и что, как было только что показано, является причиной однообразного характера векторов в правой половине диаграммы.

Геохимические особенности комплекса

Для геохимической характеристики ультраосновных, основных и жильных пород массивов улутауского комплекса нами использованы данные около 190 полуколичественных спектральных анализов, выполненных в лабораториях ВСЕГЕИ. Результаты этих анализов пересчитаны обычным способом на кларки-концентраций, значения которых и частота встречаемости для отдельных массивов и отдельных разновидностей пород изображены графически на сводной геохимической диаграмме (рис. 46). Каждому элементу здесь отведена одна клетка, в которой показывается одновременно его кларк-концентрации и встречаемость его в определенном количестве проб, выраженном в процентах от общего их числа. Это дает возможность на одной сводной диаграмме сопоставлять между собой, с одной стороны, однотипные породы разных массивов, а с другой — различные породы одного и того же массива.

На диаграмме показаны геохимические особенности пород для массивов Ешкеульмесского и Шайтантасского и для групп мелких массивов Улутауского пояса: северной (Акжальские, Акшатский, Зигешатский), центральной (Аиртау-Арпабулакская группа) и южной (Даумбайские, Талдысайские). Как видно, наиболее полно охарактеризованы спектральными пробами все разновидности горных пород Ешкеульмесского массива. Геохимические особенности этого массива, являющегося прототипом перидотит-пироксенитовых интрузий улутауского комплекса, были уже рассмотрены выше и графически изображены на диаграмме средних кларков-концентраций породообразующих и рассеянных элементов (см. рис. 40). Здесь же мы попытаемся сопоставить основные геохимические признаки остальных массивов улутауского комплекса с таковыми Ешкеульмесского массива. Предварительно лишь отметим, что геохимические черты отличия апоперидотитовых и апопироксенитовых серпентинитов Ешкеульмесского массива (а также сходство последних с амфибол- и пироксен-цоизитовыми породами), подмеченные при рассмотрении рис. 40, достаточно ясно выступают и на сводной геохимической диаграмме (см. рис. 46).

Как видно из этой диаграммы, набор элементов-примесей в породах всех массивов улутауского комплекса, как и в габбро-перидотитовых комплексах Казахстана, не отличается большим разнообразием. Для ультраосновных пород здесь характерны те же «сквозные» эле-

менты-примеси: Cr, Mn, Co, Ni, Cu, встречающиеся во всех без исключения пробах, но не в одинаковых количествах. Так, отмечаются низкие (ниже кларка) содержания Mn, Co и Ni в большинстве проб всех массивов, за исключением Шайтантасского, серпентиниты и габбро которого показывают по крайней мере в половине всех проб высокие концентрации кобальта. Любопытно поведение алюминия: он также является «сквозным» элементом и содержания его почти во всех породах

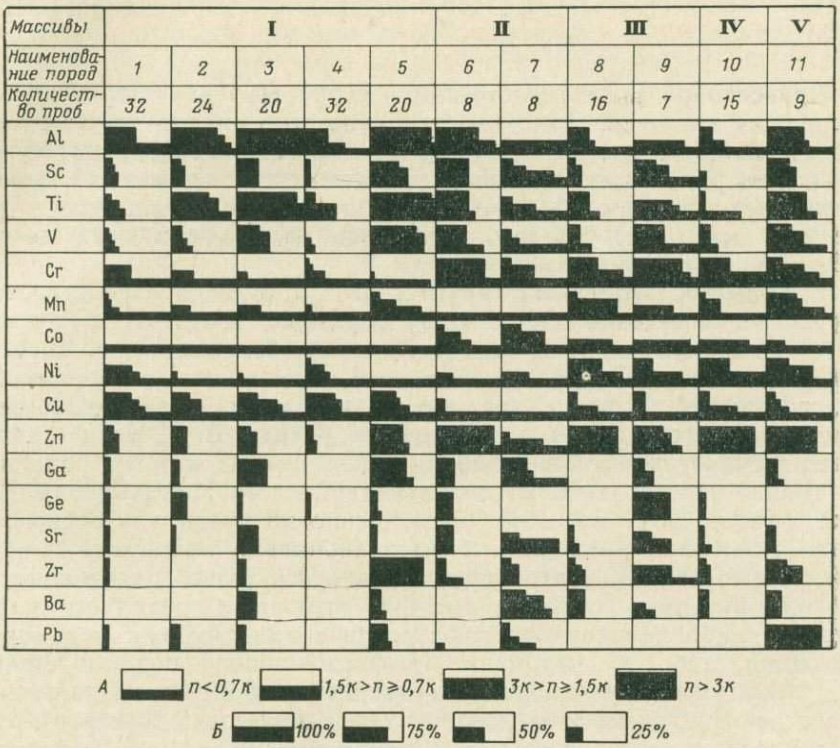


Рис. 46. Сводная геохимическая диаграмма кларков-концентраций элементов-примесей в породах улутауского комплекса

I. Ешкеульмесский массив: 1 — перидотиты и апоперидотитовые серпентиниты; 2 — пироксениты и апопироксенитовые серпентиниты; 3 — апопироксенитовые амфибол-цоизитовые и пироксен-цоизитовые породы; 4 — перекристаллизованные антигоритовые серпентиниты; 5 — жильные породы. II. Шайтантасский массив: 6 — серпентиниты и пироксениты; 7 — габбро. III. Акжальский, Акшатский и Зигешатский массивы: 8 — серпентиниты; 9 — родингиты. IV. Аиртау-Арпабулакская группа массивов: 10 — серпентиниты. V. Талдысайский и Даумбайский массивы: 11 — серпентиниты и хлорит-серпентиновые породы. А — содержание элементов в кларках-концентраций; Б — частота встречаемости элементов в породах(в процентах от общего количества проб)

значительно превышают кларковые. При этом в большинстве случаев алюминий не связан с хромшпинелидом, низкое содержание или даже отсутствие которого (особенно в пироксенитах) является отличительной чертой ультрабазитов данного комплекса. Характерно высокое содержание титана в пироксенитах Ешкеульмесского массива и в некоторых серпентинитах (возможно, также апопироксенитовых) других массивов. Близкое к титану, но не столь отчетливое распределение отмечается и для скандия, ванадия и цинка. Наиболее высокие и постоянные концентрации этих элементов (особенно цинка) наблюдаются в ультрабазитах Шайтантасского массива, а габброиды последнего обнаруживают большие содержания стронция и бария, т. е. элементов, случайных или отсутствующих в бесполевошпатовых ультраосновных породах рассматриваемого комплекса. К числу таких же очень рассеянных эле-

ментов-примесей в ультрабазитах относятся также геллий, германий, стронций, цирконий и свинец. Как обычно, наиболее богаты элементами-примесями породы жильной свиты (графы 5 и 9 на рис. 46). Ограниченный набор перечисленных выше элементов, встреченных в породах улутауского комплекса, связан, вероятно, не столько с бедностью этих пород рассеянными элементами, сколько с тем, что содержания многих элементов находятся ниже порога чувствительности применяемых в наших лабораториях методов массового спектрального анализа.

* *
*

Приведенная выше геолого-петрографическая характеристика ультраосновных интрузий Джезказган-Улутауского района показывает, что все они обладают рядом характерных общих признаков, позволяющих объединить их в самостоятельный перидотит-пироксенитовый комплекс. Анализируя изложенный фактический материал, рассмотрим эти общие для всего интрузивного комплекса признаки в двух аспектах: геологическом и петрологическом *:

I. *Геология.* Интрузии улутауского комплекса пространственно приурочены к древнему глыбовому поднятию Джезказган-Улутауской миогеосинклинальной зоны каледонид, представляющему, по В. Е. Хаину (1964), типичный срединный массив, т. е. реликт зоны консолидации, возникшей в конце допалеозойского цикла, предшествовавшего каледонскому геосинклинальному циклу. Кстати, В. Е. Хаин в качестве примера субконтинентальных срединных массивов второго рода приводит именно этот древний массив западной части Центрального Казахстана (Хаин, 1964, стр. 164). Размещение интрузий улутауского комплекса, образующих в целом субмеридионально вытянутый пояс протяженностью 180 *км,* контролируется системой тесно сопряженных друг с другом разломов, секущих жесткую структуру срединного массива. Интрузии либо целиком залегают среди допалеозойских метаморфических толщ, либо же занимают межформационные полости отслоения между жестким метаморфическим цоколем и более пластичными вулканогенно-осадочными породами нижнего палеозоя. В первом случае они представляют собой типичные трещинные интрузии обычно небольших размеров, иногда наблюдающиеся в виде серии сближенных друг с другом параллельных плоских линз. В случае залегания в зонах межформационного отслоения они образуют более крупные интрузивные залежи, отличающиеся большей сложностью своего геологического строения (Шайтантасский массив).

Будучи связанными с разломами в жесткой структуре срединного массива, эти интрузии во время последующих тектонических подвижек подверглись сильному динамометаморфизму, в результате чего многие мелкие интрузивные тела оказались целиком образованными сильно перемятыми и рассланцованными серпентинитами, а в более крупных массивах возникли отдельные полосы смятия и брекчирования с сохранившимися между ними блоками недеформированных массивных пород. В наиболее интенсивно брекчированных участках образовывались характерные «конгломератовидные» серпентиниты, представляющие собой как бы уменьшенную модель зон смятия, в которых также наблюдаются округлые дисковидные глыбы массивных серпентинитов, обволакиваемые перемятыми тонко рассланцованными серпентинитами. Такие зоны смятия прослежены многими буровыми скважинами на Ешкеуль-

---

* Особенности минерагении улутауского перидотит-пироксенитового комплекса — уникальные для ультрабазитов СССР проявления интенсивной минерализации продольноволокнистого хризотил-асбеста карачаевского типа — рассмотрены авторами в другой работе (Михайлов, Москалева, 1967, стр. 267—290).

месском, Шайтантасском и Акжальских массивах, причем доказано их продолжение на большую глубину (до 560 *м*).

Геологический возраст улутауского интрузивного комплекса определяется временем внедрения Шайтантасского массива, которое, как было показано, достаточно четко датируется средним ордовиком и потому должно быть связано с предкарадокской фазой тектогенеза. Все остальные массивы комплекса не дают критериев для определения их возраста, так как залегают целиком в докембрийских метаморфических породах. Однако принадлежность их вместе с Шайтантасским массивом к одному интрузивному комплексу заставляет рассматривать все эти массивы как одновозрастные интрузивные образования, связанные с той же предкарадокской фазой. Косвенным доказательством более молодого по отношению к вмещающим докембрийским гнейсам и сланцам возраста этих массивов может служить наличие в них относительно свежих или слабо метаморфизованных пород, представленных гранитовыми структурными фациями (например, пироксениты Ешкеульмесского, Зигешатского, Акшатского массивов, пироксениты, перидотиты, габбро и натровые гранитоиды Шайтантасского массива). Но вместе с тем в краевых частях и в зонах смятия некоторых массивов наблюдаются и гнейсовые фации. Однако их происхождение не имеет отношения к общему региональному метаморфизму, которому подвергались докембрийские толщи (до внедрения ультрабазитов), а связано с последующими, наложенными процессами динамометаморфизма, происходившими вдоль отдельных узких тектонических зон, что было показано на примере Ешкеульмесского массива.

Одним из наиболее сложных вопросов геологии массивов улутауского интрузивного комплекса является вопрос взаимоотношения их с вмещающими амфиболитами. Это можно показать на примере юго-западной границы Ешкеульмесского массива. С амфиболитами здесь контактируют апопироксенитовые амфибол-цоизитовые породы массива, которые всеми предыдущими исследователями принимались за соссюритизированные и амфиболизированные габбро. В зоне непосредственного контакта массива эти амфибол-цоизитовые породы подвергаются интенсивному рассланцеванию, приобретая внешний облик, близкий к амфиболитам вмещающей толщи, которые здесь также сильно рассланцованы и превращены в амфиболитовые сланцы. Эти обстоятельства и послужили причиной того, что юго-западная граница Ешкеульмесского массива представлялась ранее недостаточно четкой. Более детальные исследования показали вполне определенные различия в минеральном составе амфибол-цоизитовых пород массива и вмещающих его амфиболитов.

Отличия этих пород хорошо устанавливаются и в их химическом составе, который приведен в табл. 12.

Из табл. 12 видно, что состав амфиболита близок к среднему составу габбро или диабаза, тогда как химизм амфибол-цоизитовой породы почти точно соответствует среднему составу вебстерита, по Р. Дэли (Четвериков, 1956, стр. 214). Одинаковая степень метаморфизма тех и других пород и полное совпадение направлений их сланцеватости свидетельствуют о наличии зоны разлома, проходящей вдоль юго-западного контакта Ешкеульмесского массива, в пределах которой и измененные пироксениты, и вмещающие массив породы подверглись интенсивному метаморфизму практически в одинаковых термодинамических условиях. В результате этого в зоне разлома возникли метаморфические породы, внешне весьма сходные и относящиеся к одной амфиболитовой фации.

Аналогичная связь серпентинитов с амфиболитами наблюдается в Акжальских, Жангобулских, Талдысайских и некоторых других массивах рассматриваемого комплекса. Неясной во всех случаях остается

Таблица 12

Окислы	Обр. 405а — амфиболит		Обр. 1112в — рассланцованная амфибол-цоизитовая порода	
	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
SiO_2	45,15	752	50,00	833
TiO	0,12	1	0,12	1
Al_2O_3	25,54	251	2,74	26
Fe_2O_3	1,63	10	3,31	21
FeO	1,91	26	3,82	53
MnO	0,08	1	0,12	1
MgO	4,28	111	23,27	577
CaO	16,29	290	11,97	183
Na_2O	1,96	63	0,14	5
K_2O	0,42	8	0,10	2
P_2O_5	0,06	—	0,05	—
H_2O+	2,30	—	4,45	—
H_2O-	0,20	—	0,14	—
Сумма	99,94	—	100,23	—

природа пород вмещающей толщи, за счет которых образовались амфиболиты и амфиболитовые сланцы. В амфиболитах иногда сохраняются реликты диабазовой структуры, указывающие на происхождение этих пород за счет основных эффузивов. Такие амфиболиты по своему минеральному составу и структурам близки к амфиболитам и амфиболитовым сланцам бектурганской серии докембрия и именно к тем их разностям, для которых предполагается изверженное происхождение (Филатова, 1962, стр. 49, 74 и др.).

Вопрос о геологическом положении и генезисе амфиболитов в зонах развития ультраосновных интрузий неоднократно рассматривался и в трудах уральских геологов, где мы также находим определенные указания на связь процесса образования пород амфиболитовой фации с явлениями динамометаморфизма. Так, А. Н. Заварицкий, рассматривая возможные условия образования амфиболитов Урала, писал: «весьма вероятно, что действие бокового давления продолжалось и после того, как магматическая масса закристаллизовавшись, превратилась в «мертвый плутон»... и эти плутоны ... очутились под действием стресса, и в них непосредственно вслед за кристаллизацией происходили те процессы, которые обыкновенно возникают в таких условиях динамического метаморфизма. Процесс кристаллизации при возрастающем действии бокового давления сменился перекристаллизацией и возникновением кристаллобластических структур. Наиболее устойчивой ассоциацией минералов будет ассоциация, свойственная метаморфической фации... Кристаллобластез в условиях стресса приводил и к развитию свойственных этим условиям кристаллически-сланцеватых структур» (Заварицкий, 1941, стр. 416) *. По мнению Е. А. Кузнецова (1939), амфиболизация вместе с рассланцеванием приурочена к тектоническим зонам. Таким образом, оба эти исследователя, как и многие другие, придают динамометаморфизму главенствующее значение в развитии такого весьма распространенного процесса, как амфиболитизация, вдоль всей полосы габбро-перидотитовых массивов Урала. А. Н. Заварицкий, кроме того, отмечает, что «...подобные явления, вероятно, имеют широкое развитие и в других массивах на земном шаре, где

* Цитируется по изданию 1956 г. «Избранные труды», т. 1.

проявляются амфиболитовые фации» (там же, стр. 416). Со всем этим вполне согласуются изложенные выше представления о происхождении амфибол-цоизитовых пород Улутауского массива и амфиболитов вмещающей толщи в узких тектонических зонах.

II. *Петрология.* Интрузии улутауского комплекса ряд петрографических особенностей, отличающих их от габбро-перидотитовых комплексов Казахстана. В составе их почти исключительно развиты бесполевошпатовые ультраосновные породы, а генетически связанные с ними габброиды и натровые гранитоиды (столь обычные в габбро-перидотитовых комплексах) известны только в одном Шайтантасском массиве. В улутауских интрузиях широко развиты процессы автометаморфической серпентинизации, на которые накладываются процессы более поздней антигоритизации и перекристаллизации в связи с тем, что почти все массивы приурочены к зонам разломов, активность которых неоднократно возобновлялась. В результате этого преобладающей разновидностью пород улутауского комплекса оказались перекристаллизованные антигоритовые серпентиниты, для которых определить исходный состав пород почти невозможно. Однако еще со времени работ И. С. Яговкина (1935) установилось мнение о том, что все ультраосновные массивы Джезказган-Улутауского района состоят из серпентинизированных пироксенитов и что родоначальная для них магма имела пироксенитовый состав. Эта точка зрения сложилась главным образом на основании изучения Ешкеульмесского массива, в составе которого действительно широко развиты слабо метаморфизованные пироксениты. Последующими исследователями она была без особых оснований распространена на все ультрабазитовые массивы района и поддерживалась больше по традиции, чем на основании нового фактического материала. Впоследствии это мнение о широком развитии пироксенитов в улутауских интрузиях подверглось сомнению в основном под влиянием представлений В. Н. Лодочникова, считавшего мало вероятной возможность образования сколько-нибудь значительных масс апопироксенитовых серпентинитов (Лодочников, 1936, § 453а). Однако детальное исследование Ешкеульмесского массива убедило нас в том, что в его составе не только пироксениты, но и апопироксенитовые серпентиниты имеют исключительно широкое развитие. Значительно меньшее, но также существенное количество неметаморфизованных или слабо метаморфизованных пироксенитов было констатировано и в составе других массивов рассматриваемого комплекса: Шайтантасском, Зигешатском, Акшатском. Более того, детальное изучение реликто-псевдоморфных структур и характера вторичных минералов антигоритовых серпентинитов с применением методов термического анализа (см. выше) убедительно показало, что даже среди перекристаллизованных разностей серпентинитов значительная роль принадлежит апопироксенитовым образованиям. Все это вместе взятое позволило сделать вывод о том, что главной отличительной особенностью петрографии интрузий улутауского комплекса является необычно широкое (по сравнению с другими ультрабазитовыми комплексами Казахстана) распространение в них пироксенитов.

Изучение неметаморфизованных или слабо метаморфизованных пироксенитов показало, что преобладающими разновидностями их являются бронзититы и вебстериты, связанные между собой постепенными переходами. Главным породообразующим минералом этих пород является бронзит с содержанием 15—20% ферросилитового компонента; в нем постоянно устанавливается также присутствие алюминия. В вебстеритах в количестве обычно не более 20—25% появляется диопсид, почти всегда характеризующийся пониженной величиной двупреломления, что позволяет относить его к переходным к салиту раз-

ностям. Очень характерно отсутствие в бронзититах и вебстеритах хромшпинелида. Своеобразен характер вторичных изменений этих пород: они замещаются тальком, амфиболом (тремолитом) и антигоритом. Антигоритовые серпентиниты, сохраняющие первичную структуру пироксенитов, произошли за счет бронзититов или вебстеритов.

Менее распространенной разновидностью пироксенитов являются диаллагиты (диопсидиты), образованные обычным CaMg-моноклинным пироксеном, но также повышенной железистости (низкое двупреломление). Эти пироксениты подвергаются амфиболизации и хлоритизации, а в зонах тектонических нарушений превращаются в амфибол-цоизитовые породы.

Сложнее решается вопрос выяснения типа перидотитов. Во многих массивах улутауского комплекса наблюдаются несомненно апоперидотитовые серпентиниты, встречающиеся в массе антигоритовых серпентинитов в виде отдельных полос и блоков, сохранившихся от полной антигоритизации. Серпентиниты с реликтами структуры перидотитов наиболее распространены в массивах южной группы — Талдысайских, Даумбайских, Шайтантасском. Такие апоперидотитовые серпентиниты характеризуются почти постоянным присутствием зерен метаморфизованного хромшпинелида, сравнительно большим содержанием баститовых псевдоморфоз и наличием реликтов ксеноморфных зерен моноклинного пироксена. Это позволяет предполагать, что исходными для них породами были в большинстве случаев перидотиты типа лерцолитов, но не гарцбургитов, как в габбро-перидотитовых комплексах. Однако определение точного состава перидотитов, явившихся исходными породами для улутауских серпентинитов, в большинстве случаев невозможно из-за сильной серпентинизации пород, подвергшихся, кроме того, в зонах разломов перекристаллизации и рассланцеванию. Слабо измененные перидотиты, содержащие реликты не только пироксена, но и оливина, были встречены только в Шайтантасском массиве в виде обособлений своеобразных полосчатых лерцолитов, связанных постепенными переходами с вебстеритами.

Для перидотит-пироксенитовых интрузий улутауского комплекса очень характерна свита комагматических жильных пород, среди которых наиболее широко развиты различные родингиты, а также довольно редкие и неизвестные в других ультрабазитовых комплексах Казахстана биотит-пироксеновые и биотит-хлорит-серпентиновые породы, условно пока названные нами «бесполевошпатовыми лампрофирами». Обе эти группы пород представляют собой жильные образования типа микрогаббро или пироксенитов, подвергшихся в первом случае кальциевому, а во втором — и щелочному метасоматозу. Таким образом, главными петрографическими особенностями интрузий улутауского комплекса, отличающими их от других офиолитовых интрузий Казахстана, являются: 1) относительная стерильность их в отношении полевошпатовых пород; 2) большое развитие в них пироксенитов главной интрузивной фазы, нередко количественно преобладающих над перидотитами; 3) повышенная железистость породообразующих минералов (главным образом ромбического пироксена).

Нетрудно видеть, что между геологоструктурной позицией интрузий и особенностями их петрографического состава имеется прямая, если не причинная связь. Отмеченные признаки присущи всем трещинным интрузиям, залегающим в пределах срединного массива. Только один Шайтантасский межформационный массив представляет как бы промежуточное звено между габбро-перидотитовыми интрузиями Центрального Казахстана и интрузиями рассматриваемого перидотит-пироксенитового комплекса, так как в этом массиве: 1) появляются габброиды и натровые гранитоиды; 2) перидотиты (серпентинизированные) количественно преобладают над пироксенитами, слагающими среди

первых сравнительно небольшие обособления; 3) повышенная железистость пироксенов наблюдается только в наиболее поздних продуктах дифференциации магматического расплава.

Шайтантасский массив, имеющий площадь (и, конечно, объем), во много раз превышающую средние размеры остальных массивов улутауского комплекса, и разместившийся в межформационной полости между жестким ядром древнего Эскулинского купола и более пластичными толщами нижнего палеозоя, формировался, естественно, в несколько отличных условиях, нежели другие интрузии комплекса, внедрившиеся по разломам в консолидированные докембрийские образования. Несмотря на то что данный массив формировался на небольшой глубине (интрузивные контакты с O_{1-2}; гальки ультраосновных пород в конгломератах O_3), огромный объем магматической массы благоприятствовал медленной ее кристаллизации с ясно выраженной частичной дифференциацией в камере плутона, о чем можно судить по наличию шлироподобных обособлений полосчатых лерцолитов и пироксенитов с фракционированием все более железистых компонентов в конечных продуктах кристаллизации. Тангенциальные напряжения в этой межформационной камере, вероятно, способствовали развитию директивных структур, наблюдаемых в лерцолитах и пироксенитах. Все это и обусловило иной ход процесса становления Шайтантасской интрузии, в итоге чего она и отличается от остальных интрузий улутауского комплекса. Но эти отличия отнюдь не обусловлены какими-то провинциальными особенностями магматизма. Как только что было показано, они легко объясняются различиями в структурно-геологической позиции массивов, определяющими особенности процесса их становления *. Напротив, для всех массивов Улутауского пояса устанавливаются определенные черты сходства, указывающие на общность происхождения их из одного магматического источника, что и дает основание относить их к единому интрузивному комплексу. Вся ассоциация горных пород рассматриваемых интрузий ближе всего отвечает родоначальной перидотитовой магме, которая в данном случае в силу действительно каких-то общих для всего комплекса провинциальных особенностей отличалась несколько большей железистостью и большей обогащенностью кремнекислотой, о чем свидетельствует широкое распространение здесь пироксенитов, образованных преимущественно бронзитом, переходным к гиперстену.

Обогащенность исходной для данных интрузий ультрабазитовой магмы кремнекислотой может быть объяснена с позиций гипотезы кинетически-гравитационной дифференциации (Кадик, 1963), согласно которой установление в расплавах гравитационного равновесия приводит к дифференциации их вещества по высоте, общей тенденцией которого является обогащение верхних частей расплава кремнеземом, алюминием и щелочами. Степень такого гравитационного разделения зависит от «растянутости» системы в поле тяготения или иначе — от вертикальной протяженности расплава (Кадик, 1963, стр. 26). В нашем случае ультрабазитовая магма, внедрившаяся по разломам в область срединного массива, должна была пройти путь, протяженный по крайней мере на первые километры больше, нежели бы она проникла лишь до основания геосинклинального трога (как в обычных габбро-перидотитовых комплексах). Не исключено, что существенную роль в этом отношении мог играть и процесс частичной контаминации ультрабазитовой магмы веществом гнейсов и кристаллических сланцев срединного массива.

---

* Вероятно, известное значение здесь имеет и глубина эрозионного среза: интрузии, залегающие в пределах срединного массива, являются более эродированными, и, возможно, даже представляют собой корневые части более крупных интрузий типа Шайтантасской.

Но независимо от того, каким путем объяснять эти явления, объективной реальностью остается основной факт: все петрологические особенности интрузий улутауского комплекса, и в первую очередь — существенно пироксенитовый состав слагающих их пород, определяются их особой структурногеологической позицией, создавшей условия их формирования, отличные от условий формирования габбро-перидотитовых комплексов Центрального Казахстана.

Щучинский перидотит-пироксенитовый комплекс

Геологическая характеристика комплекса

К щучинскому интрузивному комплексу относятся широко развитые вдоль восточной окраины Кокчетавской глыбы (к северу, востоку и югу от г. Щучинска) мелкие интрузивные тела серпентинитов, пироксенитов, перидотитов и габбро как обнажающиеся на поверхности, так и погребенные под покровом рыхлых кайнозойских отложений. Наличие отдельных небольших массивов ультраосновных пород в этом районе было известно еще с 30-х годов, когда производились первые геологические съемки. Отрывочные сведения о нахождении здесь новых выходов ультрабазитов и габброидов появлялись и в последующие годы в процессе развития в районе геологических исследований. Однако в условиях очень слабой обнаженности как вмещающих метаморфических толщ, так и самих массивов ультраосновных и основных пород, изучение последних в этом районе продвигалось очень медленно. Качественно новый этап в изучении ультраосновных и основных интрузий всего Кокчетавского района (и Щучинского пояса в частности) начался в конце 50-х годов, когда широко стали применяться геофизические методы и бурение для поисков ультрабазитовых массивов не только выходящих на поверхность, но и скрытых под покровом рыхлых отложений.

Проведенной в 1956—1957 гг. Западно-Сибирским геофизическим трестом аэромагнитной съемкой в восточной части Кокчетавской глыбы было выявлено множество локальных магнитных аномалий интенсивностью до 3000—5000 гамм, многие из которых оказались вызванными залегающими под покровом рыхлых отложений серпентинитовыми массивами с сохранившейся на них никеленосной корой выветривания. Это послужило стимулом к началу поисково-оценочных работ на силикатный никель, которые проводились здесь Кокчетавской экспедицией ЦКГУ под руководством М. Р. Абрамсона с 1957 по 1962 г. В итоге последних были проверены многие новые магнитные аномалии, уточнены размеры и формы погребенных интрузивных тел, выяснен их вещественный состав, а также морфология, типы и мощность развитой на них древней коры выветривания.

В результате работ авторов в Северном Казахстане в 1961—1965 гг. были обследованы все обнажающиеся на поверхности массивы Щучинского пояса, а по погребенным массивам был просмотрен и петрографически изучен керновый материал Кокчетавской экспедиции ЦКГУ и Северо-Казахстанской геофизической экспедиции. Это позволило нам составить геологическую карту распространения ультраосновных и основных интрузий Щучинского пояса и дать их геолого-петрографическое описание.

Район распространения интрузий щучинского перидотит-пироксенитового комплекса в геологоструктурном отношении представляет собой зону сочленения Кокчетавской глыбы с обрамляющими ее с востока каледонскими складчатыми сооружениями Восточно-Кокчетавского прогиба (см. рис. 1). Последние образуют здесь дугообразно изогнутую зону складок, на юге имеющих север-северо-восточное направление, которое севернее постепенно переходит в меридиональное; на широте 53°00′ эти складки, огибая выступ Кокчетавской глыбы с Бо-

ровским гранитным массивом в центре, круто поворачивают к западу и приобретают северо-западное, а затем широтное простирание.

Малые интрузивные тела ультраосновных и основных пород в своем распространении подчиняются складчатым структурам нижнего палеозоя и системе разломов, разбивающих окраину Кокчетавской глыбы. Эти интрузии образуют также дугообразно изогнутый пояс, который начинается на севере, в районе озер Малого и Большого Чебачьих, группой широтно расположенных массивов, протягивается оттуда сначала к юго-востоку через поселки Жанаталап и Маданият, а затем — к югу до оз. Жукей и, отклоняясь к юго-западу, прослеживается в район оз. Урымкай и далее на юг до Матского массива (см. рис. 54). Общая протяженность Щучинского пояса составляет около 140 *км*. В северной части пояса массивы ультраосновных и основных пород, располагаясь в виде сравнительно узкой (до 5 *км*) линейной зоны, образуют выпуклую к востоку дугу, согласную с дугообразной структурой нижнепалеозойских складок, окружающей выступ Кокчетавской глыбы. Южнее параллели 53° эта линейная зона массивов, в соответствии с поведением контролирующих их размещение разломов, испытывает значительную виргацию, и пояс расширяется на юге до 30 *км*, что в целом создает довольно типичную структуру «конского хвоста». Таким образом, в расположении интрузий щучинского комплекса, с одной стороны, наблюдается хорошо выраженная линейность, характерная для всех ультрабазитовых комплексов Казахстана, а с другой стороны, здесь очень четко сказалось влияние жесткого выступа Кокчетавской глыбы, наличие которого не только отразилось на формировании каледонских складчатых структур, но и определило такую не совсем обычную для других ультрабазитовых поясов дугообразную структуру Щучинского пояса с довольно сильной виргацией в южной части. По времени внедрения эти интрузии отвечают начальным стадиям развития нижнепалеозойской Восточно-Кокчетавской геосинклинали, что доказывается залеганием отдельных интрузивных тел среди кембрийских отложений последней; они обладают всеми основными признаками, характерными для офиолитовых интрузий. В то же время эти интрузии, представляя собой типичные проявления геосинклинального магматизма, располагаются в подавляющем большинстве своем не среди геосинклинальных осадков, а выходят по разломам за пределы геосинклинали в прилегающую окраинную часть Кокчетавской глыбы. Последнее обстоятельство сближает интрузии щучинского комплекса с серпентинизированными перидотит-пироксенитовыми массивами охарактеризованного выше улутауского комплекса, с которыми они имеют сходство не только в структурной позиции, но и в составе слагающих их пород и в характере связанной с ними минерализации.

В составе щучинского перидотит-пироксенитового комплекса выделено двадцать две группы массивов ультраосновных и основных пород, объединяющих около 115 мелких интрузивных тел, суммарная площадь которых составляет всего 49,5 *км*^{2}. Перечень всех этих массивов с указанием размеров их площадей (подсчитанных по детальным геологическим картам) и относительного распространения отдельных разновидностей пород приведен в табл. 13.

Краткая геолого-петрографическая характеристика массивов

Для характеристики геолого-петрографических особенностей щучинского интрузивного комплекса приведем краткое описание некоторых наиболее характерных массивов.

Жукейские массивы расположены в центральной части Щучинского пояса, в 30 *км* восточнее г. Щучинска, на восточном побережье оз. Жукей. Здесь установлено пять очень небольших линзовидных тел

Таблица 13

Характеристика массивов Щучинского перидотит-пироксенового комплекса

Название массива	Количество отдельных выходов	Общая площадь ($км^2$)	Распространение отдельных разновидностей пород				
			Перидотиты	Пироксениты	Серпентиниты	Габбро	Древняя кора выветривания
Майбалыкские	6	0,05		+		+++	
Текекольские	10	0,15			+	+++	
Чебаккольские	3	0,25			+++		
Кымкасакские	4	1,50			++		+++
Озерный	1	4,40	+	++	+++		
«Боровое»	2	1,05		+	++	+	+++
Лысогорский	1	0,02			+		+++
Жанаталапские	4	8,60		+	+	+++	
Маданиятские	8	2,50	+	+	+++	+++	+
Жукейские	5	1,0	+		+++	+	+
Котуркольские	20	8,00		+	+++	+	++
Базарбекские	14	2,50		+	+++	+	++
Массив у Разъезда № 22	7	1,30		+	+++	+	++
Сасыкские	2	0,15		+++		++	
Савинские	5	2,20			+	+++	+
Брусиловские	5	0,30			++	+++	+
Дороговские	6	0,18	+		++	++	+
Жанажолские	2	0,15	+	+++	+	+	
Черноярский	2	2,00	+	+	+++		+
Урымкайские	5	4,50	+	+	+++	++	+
Киндыккаргайские	2	6,60	+	+	++	+++	+
Матский	1	2,00	+++		++		
Всего . . .	115	49,4					

ультраосновных пород общей площадью около 1 $км^2$. Все они залегают среди кварцитов, амфиболитов, амфиболовых сланцев и порфироидов кокчетавской свиты верхнего протерозоя. Непосредственные контакты с вмещающими породами обычно перекрыты рыхлыми отложениями и поэтому наблюдаются весьма редко. В составе пород, слагающих массивы, преобладают апоперидотитовые серпентиниты.

Серпентиниты сложены на 60—70% ячеисто-петельчатым агрегатом серпофито-хризотилового состава с мелкими реликтовыми участками оливина и на 30—40% — изометричными псевдоморфозами бастита или тонколистоватого антигорита по ромбическому пироксену. В серпентинитах часто встречаются прожилки поперечноволокнистого, реже косоволокнистого хризотил-асбеста толщиной всего лишь в 0,1—0,5 *мм*, принадлежащие иногда к различным генерациям.

В серпентинитах наблюдаются мелкие тела эпидот-гранат-пироксен-амфиболовых и эпидот-гранат-амфиболовых пород, являющихся, по всей вероятности, жильными образованиями, сходными с таковыми в массивах Джезказган-Улутауского района.

Габбро в массивах представлены мезо- или меланократовыми, среднекристаллическими и мелкокристаллическими разностями. Первичные минералы интенсивно изменены и наблюдаются лишь в отдельных, уцелевших от замещения участках зерен. Структура пород — реликтовая габбровая, с переходом в гранонематобластовую.

Маданиятские массивы находятся в 10 *кг* севернее Жукейских у пос. Маданият. Они представлены несколькими разобщенными интрузивными телами общей площадью около 2,5 $км^2$, залегающими в гнейсово-амфиболитовой толще условно нижнепротерозойского возраста.

Эти массивы по составу слагающих их пород имеют близкое сходство с Жукейскими массивами, отличаясь от последних присутствием пироксенитов и более широким распространением габбро. Перидотиты были встречены лишь в виде небольших выходов среди габбро в одном из массивов Маданиятской группы. Наиболее распространены серпентиниты, аналогичные серпентинитам Жукейских массивов. В хризотиловых серпентинитах наблюдаются отчетливые псевдоморфозы бастита и зерна моноклинного пироксена, почти нацело замещенные уралитовой роговой обманкой, что в целом позволяет установить аполерцолитовый состав этих пород. Наряду с такими серпентинитами широко развиты антигоритовые перекристаллизованные разности, лишенные реликтопсевдоморфных структур. Пироксениты (диаллагиты) обладают панидиоморфнозернистой структурой, образованной призматическими кристаллами моноклинного пироксена, замещающегося уралитовой роговой обманкой и лучистым актинолитом. Габбро средне- и мелкокристаллические, мезо- и меланократовые, обычно интенсивно амфиболизированные и соссюритизированные. Иногда порода с сохранением в целом габбровой структуры замещена целиком уралитовой роговой обманкой и мелкозернистым агрегатом гроссуляра.

Озерный массив очень интересен своеобразием своего положения и составом слагающих его пород. Этот массив целиком находится под водами Большого Чебачьего озера и был выявлен геофизическими методами, а затем вскрыт пробуренными со льда озера тремя скважинами колонкового бурения.

В 1960 г. Северо-Казахстанской геофизической экспедицией была проведена детальная магнитометрическая съемка на площади ранее известной аэромагнитной аномалии, центр которой находился в средней части оз. Большого Чебачьего. Этой съемкой была оконтурена крупная магнитная аномалия площадью 5,5 *км*×1,5 *км* интенсивностью от 500 до 6000 гамм, а в отдельных пунктах до 10000 гамм, причем изоаномалы в 800—1000 гамм целиком располагались на акватории озера. По мнению геофизиков, аномалии до 1000 гамм связаны с порфиритами, их туфами и агломератами; более высокие аномалии интерпретировались либо как залежи магнетита контактово-метасоматического типа, либо как интрузии ультрабазитов. Зимой 1961 г. Кокчетавской экспедицией ЦКГУ под руководством М. Р. Абрамсона со льда озера были пройдены две буровые скважины глубиной 200 *м* и 50 *м* (недобурена из-за оттепелей), вскрывшие пироксениты и серпентиниты. Затем была пробурена третья скважина глубиной 175 *м*, вскрывшая серпентинизированные перидотиты и пироксениты с редкой вкрапленностью сульфидов и магнетита. В 1962 г. авторами был задокументирован керн всех скважин и обследованы побережья оз. Большого Чебачьего и все его острова. Выходов на поверхности ультраосновных пород обнаружено не было. Лишь на одном из островов в западной части озера среди глыб известняков и порфиритоидов был обнаружен обломок серпентинита с сульфидами, а на северной оконечности того же острова найдены глыбы измененных пироксенитов с радиальнолучистыми образованиями актинолита. Таким образом, о составе массива можно судить только по данным трех буровых скважин, а о его форме и размерах — по данным магнитометрии, условно принимая за границы массива изоаномалу 1000 гамм. Исходя из этого можно предположить, что массив имеет вытянутую в субширотном направлении линзовидную форму и площадь около 4,5 *км*^{2}. Массив расположен среди поля развития метаморфических образований протерозойского возраста вблизи контакта их с Боровским гранитным массивом.

В составе массива установлены серпентинизированные перидотиты, серпентиниты и пироксениты. Во всех породах массива отмечено присутствие чешуек бурой слюды и вкрапленность сульфидов и магне-

тита. В пространственном расположении этих пород не наблюдается какой-либо закономерности; в разрезах скважин отмечено чередование перидотитов и пироксенитов, но нет заметной ритмичной слоистости, как это имеет место в интрузиях златогорского комплекса (см. ниже). Наблюдаются постепенные переходы от перидотитов через оливиновые пироксениты к пироксенитам. Обычно перидотиты более интенсивно серпентинизированы и содержат больше магнетита, чем пироксениты, в которых преобладают сульфиды.

Перидотиты сложены серпофит-лизардит-антигоритовым агрегатом, обычно нацело замещающим крупные зерна оливина, и моноклинным пироксеном, короткопризматические кристаллы которого почти полностью замещены бледно-зеленым уралитовым амфиболом; реже наблюдаются псевдоморфозы бастита по ромбическому пироксену. Довольно часто в перидотитах присутствует бледноокрашенная желтовато-бурая слюда (флогопит?). Постоянно наблюдается вкрапленность метаморфизованных зерен хромшпинелида и очень мелкая сыпь и прожилки серпентинизационного магнетита. Сульфиды в перидотитах выделились позднее оливина и пироксена и цементируют зерна последних. Наблюдаются также жилки поперечно- и косоволокнистого хризотил-асбеста шириной до 1 *мм*. В большинстве случаев они замещены шестоватым грязно-серым карбонатом.

Пироксениты представлены исключительно диопсидовыми (диаллаговыми) разностями, на 90% сложенными бледно-зеленым или бесцветным диопсидом ($cNg=55°$, $2V=+60°$), обрастающим уралитовой роговой обманкой. В промежутках зерен пироксена нередко располагается более поздний биотит (или флогопит), а также еще более поздние выделения пирротина, пирита и халькопирита. Иногда наблюдается ромбический пироксен, почти полностью замещенный тонкочешуйчатым агрегатом талька. Пироксениты подвергаются также амфиболизации и хлоритизации. Появление слюды, наблюдаемой преимущественно в брекчированных разностях пироксенитов и перидотитов, вероятно, связано с воздействием гранитов Боровского массива.

Массив «Боровое», называемый также «Сарыадыр», расположен на юго-восточном берегу оз. Большого Чебачьего, на северной окраине курорта Борового. Здесь известно два расположенных в 1 *км* друг от друга и, возможно, соединяющихся на глубине небольших интрузивных тела ультраосновных и основных пород площадью около 1 $км^2$, залегающих среди известняково-кварцитовой толщи нижнего протерозоя. Массив сложен серпентинитами и продуктами их изменения при подчиненном участии пироксенитов и габбро. Среди серпентинитов преобладают апоперидотитовые разности с редкими зернами бастита и вкрапленностью хромшпинелида; реже встречены антигоритовые перекристаллизованные серпентиниты с перекрещенно-листоватой структурой и секущими магнетитовыми прожилками. Пироксениты встречены лишь в западном массиве. Это средне- и крупнокристаллические диопсидиты, подобные пироксенитам Озерного массива, с вкрапленностью магнетита, но не содержащие сульфидов и слюды. В западном массиве прослежены единичные небольшие тела среднекристаллических габбро, сильно измененных и превращенных в эпидот-пренит-диопсид-амфиболовые породы, в которых тем не менее отчетливо устанавливается реликтовая габбровая структура.

Котуркольские массивы расположены в окрестностях поселка и озера Котурколь, примерно в 15—20 *км* восточнее г. Щучинска. Массивы в целом плохо обнажены; лишь их приповерхностные части, сложенные измененными породами, вскрыты горными выработками и буровыми скважинами. К настоящему времени установлено около двадцати отдельных интрузивных тел общей площадью 8,0 $км^2$. Все эти тела представлены линзообразными и, как показало бурение, крутопадаю-

щими залежами, имеющими резкие секущие контакты с вмещающими сланцами, кварцитами и амфиболитами нижнепротерозойского возраста. В составе пород установлены серпентиниты, пироксениты, габбро, микрогаббро. По сравнению с серпентинитами других массивов пояса котуркольские серпентиниты несколько богаче акцессорным хромшпинелидом. В серпентинитах встречены ветвящиеся прожилки продольно- и косоволокнистого ломкого хризотил-асбеста шириной в 0,5—3,0 *мм*, но в антигоритовых разностях асбест чаще замещен тонкошестоватым магнезитом.

Пироксениты пространственно тесно связаны с серпентинитами и представлены средне- и крупнокристаллическими диопсидитами с вкрапленностью магнетита. Обычно пироксениты интенсивно изменены с замещением диопсида уралитовой роговой обманкой и хлоритом.

Габбро представлены мезо- и меланократовыми, средне- и мелкокристаллическими разностями и даже микрогаббро. Исключительно плохая обнаженность района при его густой залесенности не позволяет проследить взаимоотношения между отдельными разновидностями пород, слагающих Котуркольские массивы.

Древняя кора выветривания, по сравнению с другими массивами Щучинского пояса, распространена более широко. Мощность ее на отдельных участках достигает 10—15 *м*.

Базарбекские массивы находятся в районе пос. Базарбек, в 20 *км* к юго-востоку от г. Щучинска и в 10 *км* южнее Котуркольских массивов. Почти все тела ультраосновных и основных пород этой группы перекрыты мощным чехлом рыхлых отложений и были вскрыты буровыми скважинами при проверке магнитных аномалий и поисках гидросиликатного никеля. В Базарбекскую группу включено около полутора десятков мелких линзовидных массивов общей площадью 2,5 $км^2$, залегающих среди древних метаморфических пород. Массивы сложены главным образом апоперидотитовыми хризотиловыми серпентинитами и перекристаллизованными антигоритовыми серпентинитами с вкрапленностью хромшпинелида и редкими тонкими прожилками золотисто-зеленого поперечно- и косоволокнистого хризотил-асбеста. Отдельные небольшие тела или участки в более крупных массивах сложены пироксенитами (диопсидитами) и габбро, при этом устанавливается приуроченность пироксенитов и габбро к верхним и краевым частям перидотитовых (серпентинитовых) тел, что указывает на некоторое гравитационное разделение пород различного состава и плотности. В целом же породы массивов близки соответствующим породам Котуркольских массивов; кора выветривания обеих групп массивов также однотипна. Асбестоносность антигоритовых серпентинитов массивов несколько богаче, чем хризотиловых, и представлена в них исключительно продольно- и косоволокнистыми жилками ломкого хризотил-асбеста. В пироксенитах установлены мелкие выделения ромбического пироксена, интенсивно оталькованного, и единичные чешуи бурой слюды, очень сходной с биотитом из пироксенитов Озерного массива.

Массивы у разъезда № 22 расположены вблизи железной дороги Кокчетав—Целиноград, в 5 *км* к югу от г. Щучинска, у 22-го разъезда. Наземная магнитометрическая съемка в 1959 г. выявила здесь небольшие линейные аномалии интенсивностью 500—700 гамм, которые при проверке бурением оказались вызванными скрытыми под рыхлым покровом телами ультраосновных пород и линзами протерозойских амфиболитов. Всего здесь установлено семь интрузивных тел общей площадью 1,3 $км^2$. Работами Кокчетавской экспедиции (М. Р. Абрамсон) здесь установлены две сближенные полосы ультраосновных и основных пород, имеющие северо-восточное направление: восточная, объединяющая четыре серпентинитовых массива, и западная — с кулисообразно расположенными телами пироксенитов и габбро, находящимися

как бы в «висячем боку» серпентинитовых интрузий. Среди пород этих массивов выделяются примерно такие же апоперидотитовые хризотиловые и антигоритовые серпентиниты, пироксениты, (диопсидиты, очень редко вебстериты), амфиболизированные габбро, что и для предыдущих массивов. В серпентинитах по плоскостям сланцеватости развиваются беспорядочно расположенные коротковолокнистые образования хризотил-асбеста типа mass-fiber Ешкеульмесского массива.

Дороговские массивы расположены в районе пос. Дороговки и оз. М. Тюктинского, вблизи восточного контакта Зерендинского гранитоидного массива, в 45 *км* к юго-западу от г. Щучинска. Здесь установлено шесть тел перидотитов и габбро общей площадью 0,3 *км*^{2}. Три южные тела не вскрыты, а фиксируются лишь магнитными аномалиями и ореолами рассеяния никеля, кобальта, хрома. Перидотиты представлены лерцолитами и сложены оливином, ромбическим пироксеном и диопсидом; они обычно сильно серпентинизированы и содержат многочисленные прожилки хризотил-асбеста и магнезита. Асбест образует продольноволокнистые жилки шириной от 1,0—5,0 до 10,0 *мм*, но асбестоносная зона резко выклинивается с глубиной (в интервале до 50 *м*). В эндоконтактовых зонах серпентинизированных перидотитов развиты серпентино-хлоритовые породы с магнетитом; в экзоконтактах отмечены карбонатизация и хлоритизация вмещающих пород.

Остальные массивы щучинского комплекса, указанные в табл. 13, имеют много сходных черт с описанными выше. Несмотря на то что одни из них сложены преимущественно перидотитами, превращенными в серпентиниты, в составе других наряду с перидотитами существенное значение имеют пироксениты и габбро, третьи — сложены в основном габброидными породами, иногда с небольшим участием пироксенитов, все эти массивы в общем весьма сходны как по своей структурной позиции, морфологии, отношению к вмещающим породам, так и в части текстурных и структурных особенностей и минерального состава слагающих их однотипных ультраосновных и основных пород. Не менее ясно эти черты сходства рассмотренных массивов проявляются и в их петрохимических и геохимических особенностях, что является еще одним подтверждением правомерности отнесения их к единому интрузивному комплексу.

Петрохимические и геохимические особенности комплекса

Химизм ультраосновных и основных пород щучинского перидотит-пироксенитового комплекса изучен недостаточно. Мы располагаем только тринадцатью химическими анализами горных пород, выполненными в лабораториях ВСЕГЕИ и Архангельской экспедиции СЗГУ (табл. 14). Из них десять анализов характеризуют серпентиниты и серпентинизированные перидотиты, два — пироксениты и один — габбро. Числовые характеристики и дополнительные параметры, рассчитанные по методу А. Н. Заварицкого с дополнениями Н. Д. Соболева, сведены в табл. 15. Данные пересчетов анализов ультраосновных пород нанесены на векторную барицентрическую диаграмму (рис. 47).

Как видно из всех этих данных, ультраосновные и основные породы щучинского комплекса относятся в общем к нормальному типу ненасыщенных кремнеземом и бедных щелочами меланократовых или голомеланократовых пород (класс 6, группа 23, по классификации А. Н. Заварицкого). В нижней части диаграммы, почти на вертикальной оси, располагаются фигуративные точки и длинные круто направленные вверх векторы, свидетельствующие о дунитовом составе пород (анализы 1, 2 и 3 из Озерного и Котуркольских массивов), что несколько не согласуется с данными изучения шлифов, в которых заведомо аподунитовых серпентинитов не наблюдалось. Следующие четыре ана-

Таблица 14

Химический состав ультраосновных и основных пород щучинского перидотит-пироксенитового комплекса

Окислы	1/26		2/4294		3/2057		4/4130		5/5г		6/605а		7/17а		8/7179		9/742а		10/509		11/1517		12/2058		13/1325	
	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
SiO_2	33,65	560	33,57	559	34,39	573	33,90	564	39,88	664	38,76	646	40,57	675	41,13	684	39,87	664	43,66	728	48,80	813	46,71	778	46,80	779
TiO_2	0,16	002	0,14	002	0,06	001	Следы	—	0,01	—	0,03	—	0,14	002	0,06	001	1,28	016	1,20	015	0,43	005	0,80	010	1,08	014
Al_2O_3	0,91	009	0,56	006	2,25	022	0,36	004	1,70	017	8,68	085	0,39	004	1,26	013	5,43	053	4,94	048	2,22	002	4,35	043	16,50	162
Fe_2O_3	8,29	052	6,69	043	4,96	030	6,72	004	7,58	048	3,33	021	9,99	063	6,30	039	6,18	039	7,39	046	2,56	016	4,46	028	3,29	021
FeO	4,10	0,57	4,08	057	3,56	050	1,91	026	1,08	015	5,60	078	0,66	009	2,84	039	6,61	092	5,74	080	4,68	065	6,38	089	6,93	096
MnO	0,14	002	0,09	001	0,19	003	0,08	001	0,07	001	0,11	001	0,08	001	0,09	001	0,15	002	0,15	002	0,14	002	0,15	002	0,23	003
MgO	38,00	942	37,71	935	40,01	992	37,72	935	36,28	900	33,74	837	34,97	867	34,37	853	26,31	652	23,86	592	17,91	444	13,77	342	6,57	163
CaO	0,23	004	—	—	1,77	031	0,60	011	0,40	007	2,44	044	0,47	008	0,68	013	4,52	080	6,75	120	20,81	371	20,62	367	7,94	142
Na_2O	0,20	003	0,21	003	0,03	001	0,05	001	0,07	002	0,13	002	0,15	002	0,15	002	0,25	004	0,16	008	0,35	005	0,31	005	2,95	047
K_2O	—	—	—	—	0,02	—	0,06	001	0,07	001	0,07	001	—	—	0,18	002	0,13	001	0,06	001	—	—	0,45	004	2,17	023
P_2O_5	0,06	—	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,06	—	—	—	—	—	0,14	001	0,08	001	--	—	0,38	008
Cr_2O_3	0,24	001	0,26	002	—	—	0,16	001	0,31	002	0,20	001	0,22	001	0,71	004	0,25	002	0,01	—	0,09	—	—	—	0,03	—
NiO	—	—	—	—	—	—	0,17	002	0,16		0,18		—	—	0,28		0,30		0,11	001	—	—	—	—	—	—
CoO	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01	002	0,01	002	—	—	0,011	004	0,01	004	—	—	--	—	—	—	—	—
H_2O^-	0,68	038	0,40	022	0,69	0,39	0,69	039	0,38	0,21	0,25	014	1,40	078	0,19	011	0,48	028	0,42	022	0,36	020	0,20	011	0,40	022
H_2O^+	13,55	—	16,24	—	12,28	—	17,70	—	12,42	—	7,00	—	11,83	—	11,82	—	8,03	—	5,65	—	1,51	—	1,94	—	4,66	—
Сумма	100,21	—	100,01	—	100,21	—	100,12	—	100,42	—	100,52	—	100,93	—	100,07	—	99,80	—	100,24	—	99,94	—	100,14	—	99,93	

Примечание: 1/26 — перидотит серпентинизированный. Озерный массив. Лаборатория Архангельской экспедиции СЗГУ, аналитик В. В. Курзаева; 2/4294 — серпентинит. Котуркольские массивы. Лаборатория Архангельской экспедиции СЗГУ, аналитик В. В. Курзаева; 3/2057 — перидотит серпентинизированный. Озерный массив. Лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик Э. С. Иодова; 4/4130 — серпентинит антигорит-хризотиловый. Маданиятский массив. Лабораторая ВСЕГЕИ, аналитик А. Н. Гусакова; 5/5г — серпентинит хризотиловый. Жукейский массив. Лаборатория ВСЕГЕИ, аналитикА. Н. Гусакова; 6/605а — перидотит серпентинизированный. Урымкайский массив. Лаборатория ВСЕГЕИ, аналитск А. Н. Гусакова; 7/17а — серпентинит. Черноярский массив. Лаборатория Архангельской экспедиции СЗГУ, аналитик В. В. Курзаева; 8/7179 — серпентинит антигоритовый. Савинский массив. Лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик К. К.Филатова; 9/7142а — перидотит серпентинизированный. Жанажолский массив. Лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик Ж. Ф. Константиниди; 10/509 — перидотит серпентинизированный и хлоритизированный. Котуркольские массивы. Лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик А. Н. Гусакова; 11/1517 — пироксенит. Озерный массив. Лаборатория Архангельской экспедиции СЗГУ, аналитик В. В. Курзаева; 12/2058 — пироксенит серпентинизированный. Озерный массив. Лаборатория ВСЕГЕИ, аналитики Э. С. Иодова, М. П.Филатова; 13/1325 — габбро амфиболизированное. Жанаталапский массив. Лаборатория Архангельской экспедиции СЗГУ, аналитик В. В. Курзаева.

лиза (векторы 4, 5, 6 и 7) указывают на перидотитовый состав пород, промежуточный между гарцбургитом и лерцолитом. Анализы 8 и 9 укладываются в интервал между средним типом лерцолита и верлита, а анализ 10 близко отвечает верлиту. Эти данные химизма полностью соответствуют результатам микроскопического изучения пород. Хорошо выделяются на диаграмме анализы пироксенитов, из которых анализ

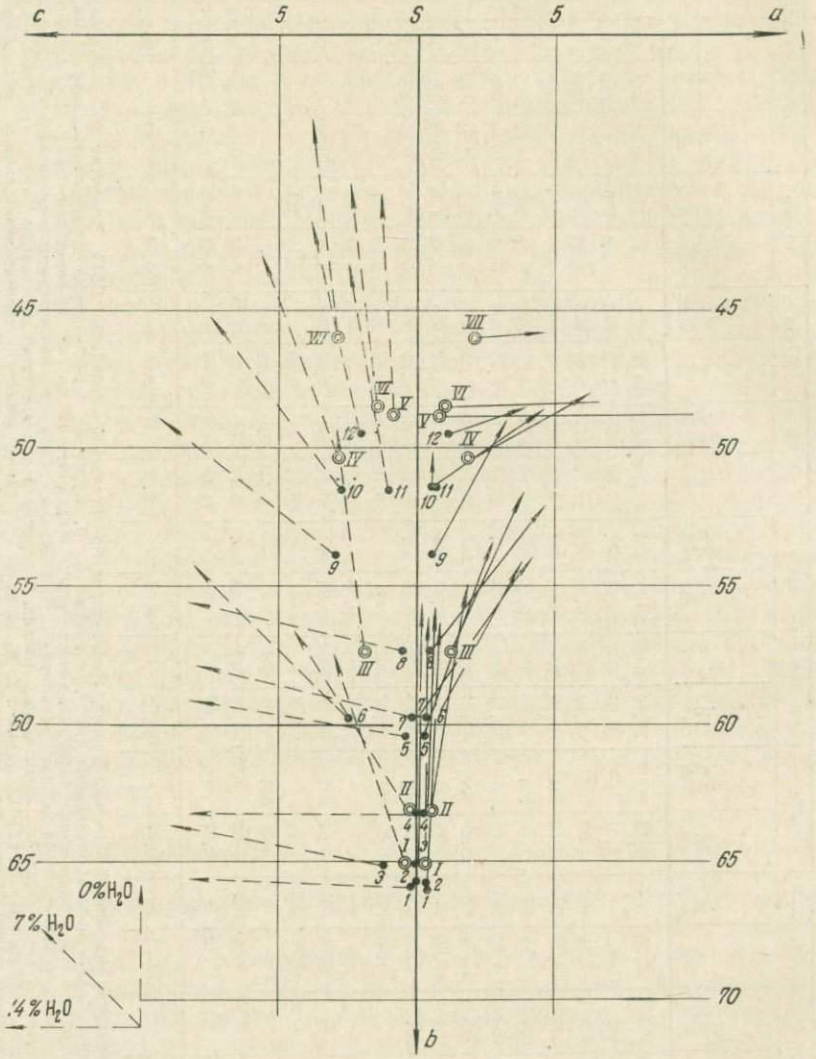


Рис. 47. Диаграмма химических составов ультраосновных пород щучинского перидотит-пироксенитового комплекса

1—12 — породы щучинского комплекса; I—VII — средние составы пород по Дэли; I — дунит; II — гарцбургит; III — лерцолит; IV — верлит; V — бронзитит; VI — вебстерит; VII — диаллагит

11 близок к оливиновому диаллагиту, а анализ 12 занимает промежуточное положение между вебстеритом и диаллагитом. В целом же ультраосновные породы щучинского комплекса по своему химизму близки к ультрабазитам улутауского перидотит-пироксенитового комплекса, отличаясь от последних только отсутствием пироксенитов, сложенных ромбическим пироксеном.

Геохимические особенности пород щучинского комплекса отражены на приведенной сводной геохимической диаграмме (рис. 48), по-

Таблица 15

Числовые характеристики ультраосновных и основных пород щучинского перидотит-пироксенитового комплекса

№ образца	Основные числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому)				Дополнительные параметры (по Н. Д. Соболеву)				Соотношение.
	a	*c*	*b*	*S*	*Z*	*y*	*X*	*h*	Mg:Fe
26	0,4	0,2	66,0	33,4	98,9	0,1	1,0	96,6	8,8
4294	0,4	—	65,8	33,8	95,7	4,3	—	100,0	9,3
2057	0,1	1,2	65,2	33,5	99,1	0,9	—	87,7	12,4
4130	0,3	0,1	63,3	36,3	81,2	15,9	2,9	100,0	31,2
5г	0,3	0,4	60,5	38,8	63,1	35,3	1,6	88,8	14,3
605а	0,3	2,5	59,8	37,4	65,0	24,4	10,6	50,0	8,5
17а	0,2	0,1	59,8	39,9	60,1	38,0	1,9	84,6	11,9
7179	0,5	0,5	57,4	40,6	54,2	42,7	3,1	84,4	10,9
7142а	0,6	3,0	53,9	42,5	51,7	28,4	19,9	57,3	5,0
509	0,5	2,7	51,5	45,3	29,4	41,9	29,7	40,4	4,7
1517	0,6	1,0	51,5	46,9	12,4	—	87,6	10,8	5,4
2058	1,1	2,0	49,5	47,4	9,9	28,2	61,9	13,9	2,9
1325	10,1	6,7	25,6	57,6	—	—	—	—	1,4

казывающей распределение характерных элементов-примесей и некоторых породообразующих элементов в следующих четырех группах пород: серпентиниты, перидотиты, пироксениты и габбро. Использовано 86 полуколичественных спектральных анализов (на 45 элементов), выполненных в спектральной лаборатории ВСЕГЕИ. На этой диаграмме обращает на себя внимание большое сходство в распространении главных элементов-примесей во всех четырех группах пород, что говорит об их геохимической общности и о вероятной комагматичности. Действительно, почти все 17 элементов-примесей, показанных на диаграмме, присутствуют во всех породах комплекса (т. е. являются «сквозными» элементами), отличаясь лишь количественными содержаниями в отдельных группах пород. Серпентиниты обладают устойчивыми повышенными содержаниями таких типичных для ультраосновных пород элементов, как хром и никель; отмечаются также высокие содержания здесь меди и цинка. Перидотиты и пироксениты несут более разнообразный набор элементов-примесей, показывающих положительные кларки — концентраций; к упомянутым четырем элементам здесь добавляются еще алюминий, скандий, титан, ванадий, марганец, а в пироксенитах еще — галлий и германий. Повышенная концентрация алюминия, как отмечалось, является характерной особенностью ультрабазитов, особенно — пироксенитов, улутауского комплекса. Ту же закономерность мы отчетливо

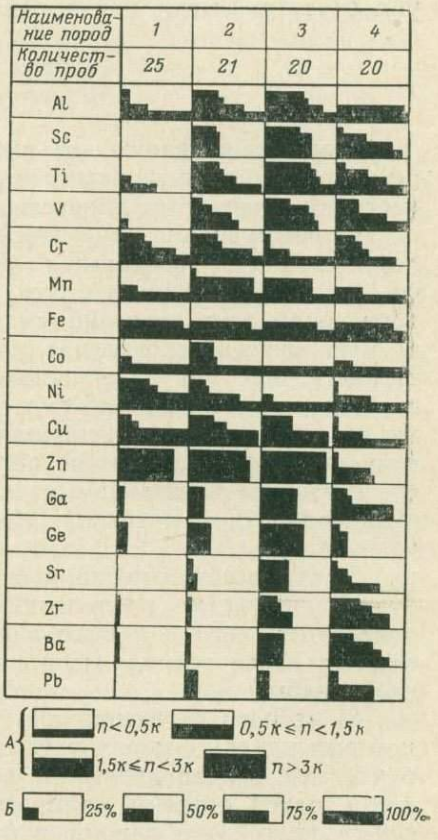


Рис. 48. Сводная геохимическая диаграмма кларков-концентраций элементов-примесей в породах щучинского комплекса

А — содержание элементов в кларках-концентраций; Б — частота встречаемости элементов в породах. 1 — серпентиниты; 2 — перидотиты; 3 — пироксениты; 4 — габбро

наблюдаем и здесь. Что же касается остальных четырех элементов, то их высокие кларки-концентраций также не являются случайностью, а обусловлены широким развитием среди перидотитов и пироксенитов щучинского комплекса разностей, обогащенных моноклинным пироксеном, который, как известно, является концентратором именно этих элементов. Общей специфической геохимической особенностью ультрабазитов щучинского комплекса и мелких ультрабазитовых интрузий улутауского комплекса являются очень устойчивые высокие кларки-концентраций в них цинка. Пироксениты как в щучинском, так и в улутауском комплексах характеризуются еще более богатым (по сравнению с серпентинитами и перидотитами) набором элементов-примесей: здесь в части проб отмечены повышенные содержания хрома и никеля, что вполне закономерно. Характерно поведение кобальта, который во всех породах обнаруживает содержания, ниже кларковых, за исключением небольшой части проб перидотитов. Этот же факт был отмечен и для ультрабазитов улутауского комплекса, где только один Шайтантасский массив отличается положительными кларками-концентраций кобальта.

Габбро щучинского комплекса содержат почти те же «избыточные» элементы-примеси, что и пироксениты; однако здесь имеются и некоторые различия, связанные отчасти с резким изменением величин кларков для основных пород по сравнению с ультраосновными (по А. П. Виноградову, 1962). Для габбро характерны устойчивые высокие кларки-концентраций скандия, титана, ванадия, хрома, циркония, бария, отчасти — меди, цинка, галлия, стронция и свинца.

* *
*

Резюмируя изложенное выше, можно отметить следующие основные особенности щучинского интрузивного комплекса, позволяющие отнести его к перидотит-пироксенитовой формации:

1) несомненная генетическая связь интрузий щучинского комплекса с ранними стадиями развития нижнепалеозойской Восточно-Кокчетавской геосинклинали, что доказывается: а) общим офиолитовым характером этих интрузий, резко отличающим их от интрузий описываемых ниже постконсолидационных интрузивных комплексов; б) пространственной приуроченностью интрузий к стыку Восточно-Кокчетавской складчатой зоны с Кокчетавской глыбой, что подчеркивается также их дугообразным расположением, как бы повторяющим дугообразную структуру складчатого обрамления Кокчетавской глыбы; в) непосредственным залеганием отдельных интрузий комплекса (например, Жанаталапские массивы) в нижнепалеозойских геосинклинальных толщах;

2) структурная позиция интрузий щучинского комплекса, которые, будучи типичными проявлениями геосинклинального магматизма, располагаются хотя и в виде линейного пояса, но не внутри геосинклинали, а за ее пределами, в прилегающей окраинной части Кокчетавской глыбы;

3) петрографический состав пород щучинского комплекса, среди которых наряду с перидотитами, представленными в основном не гарцбургитами, а лерцолитами и верлитами, широко развиты пироксениты, что, с одной стороны, отличает их от габбро-перидотитовых комплексов, с другой — сближает с перидотит-пироксенитовыми комплексами Казахстана;

4) геохимическая специализация ультраосновных и основных пород щучинского комплекса, весьма близкая к таковой улутауского перидотит-пироксенитового комплекса как по набору «избыточных» и «дефицитных» элементов-примесей, так и по распределению их в от-

дельных разновидностях пород, что отчетливо видно на сводных геохимических диаграммах (ср. рис. 46 и рис. 48);

5) характер минерагении интрузий щучинского комплекса: проявления минерализации косо- и продольноволокнистого ломкого хризотил-асбеста (иногда амфибол-асбеста), наличие в некоторых массивах сульфидной вкрапленности, отсутствие хромитовой минерализации.

Указанные пять признаков щучинского интрузивного комплекса по-существу составляют ту его основную качественную характеристику, которая определяет его принадлежность к перидотит-пироксенитовой формации.

Изложенные выше данные показывают, что щучинский интрузивный комплекс, обладая сходством с улутауским комплексом в отношении своих главных признаков, имеет в то же время и некоторые индивидуальные особенности: а) более широкое, чем в улутауском комплексе, развитие в составе массивов габброидных пород, что, видимо, связано с составом исходной магмы; б) отсутствие среди пироксенитов разностей, сложенных ромбическим пироксеном, при исключительном развитии диопсидитов (диаллагитов), что могло явиться следствием либо большего обогащения известью исходной магмы, либо же более полным развитием естественных реакционных рядов последовательности образования магматических минералов (оливин — ортопироксен — клинопироксен) в условиях относительно спокойной кристаллизации магмы в жесткой раме; в) несравненно более слабые проявления хризотил-асбестовой минерализации, в частности, карачаевского подтипа; г) наличие в некоторых массивах (Озерный, Чебаккольский) довольно интенсивной сульфидной минерализации, которая в улутауском комплексе была отмечена только в отдельных участках Шайтантасского массива.

Присутствие в массивах щучинского комплекса медно-никелевых сульфидов, совершенно не свойственных офиолитовым интрузиям, но типичных для постконсолидационных интрузивных образований, является, видимо, также одним из следствий формирования инструзий в условиях жесткого фундамента Кокчетавской глыбы. Эта особенность сближает интрузии щучинского комплекса с ультрабазитовыми интрузиями «недоразвитых» геосинклиналей, заложившихся на неглубоко залегающем древнем консолидированном основании и не прошедших полного цикла развития (Коровяков, 1962). Среди последних, кстати, известны примеры залегания никеленосных интрузий за пределами геосинклинали в консолидированных архейских образованиях (например, Алла-Реченская интрузия в Печенгском районе на Кольском полуострове). В связи с этим интересными и заслуживающими внимания являются многие черты сходства, устанавливаемые между интрузиями щучинского комплекса и интрузиями ультраосновных и основных пород Печенги. Последние, как известно (Елисеев, Горбунов и др. 1961), представлены небольшими пластовыми или линзовидными телами мощностью от нескольких до сотен метров; по простиранию они прослеживаются от 100—200 *м* до 5 *км*. По внутреннему строению печенгские интрузии разделяются на: а) дифференцированные, сложенные (снизу вверх) серпентинитами измененными перидотитами, пироксенитами и габбро и б) недифференцированные, сложенные полностью или серпентинитами или габбро. Не отмечено ни одного случая, чтобы интрузии слагались целиком пироксенитами. Сульфидное медно-никелевое оруденение связано только с дифференцированными интрузиями. Минерализация хризотил-асбеста приурочена к серпентинитам и серпентинизированным перидотитам. Перидотиты относятся к верлитам; ромбический пироксен в перидотитах и в габброидах Печенги не встречается. Главным минералом пироксенитов также является моноклинный пироксен. Среди разнообразных жильных пород печенгских ин-

трузий известны пироксен-гранатовые породы, развивающиеся за счет метаморфизма диабазов. Нетрудно видеть, что все эти признаки печенгских интрузий присущи и интрузиям щучинского комплекса. В последнем при детальных исследованиях, вероятно, также могут быть выделены дифференцированные и недифференцированные интрузии. Так, Озерный массив уже сейчас выявляется как пример дифференцированной интрузии с переслаиванием перидотитов и пироксенитов и с вкрапленностью медно-никелевых сульфидов, причем содержания никеля в отдельных пробах, по данным М. Р. Абрамсона, здесь достигали 1%. Не исключена возможность, что при разбуривании и других массивов щучинского комплекса среди них выявится еще ряд дифференцированных и несущих сульфидную минерализацию интрузий.

Олентинский перидотит-пироксенитовый комплекс

В олентинский интрузивный комплекс объединяются массивы ультраосновных пород, составляющие меридионально вытянутую зону, протягивающуюся на 70 *км* вдоль долины реки Оленты, на северо-востоке Центрального Казахстана. Все они приурочены к зоне крупного регионального разлома и залегают в метаморфических толщах позднепротерозойского возраста.

Наиболее крупным и хорошо изученным массивом олентинского комплекса является *массив Аджи*, находящийся на правом берегу р. Оленты, в 20 *км* к северу от пересечения ее железной дорогой Павлодар — Целиноград. Впервые массив был отмечен и кратко описан Е. Е. Миллер в 1932 г., затем обследован Г. И. Водорезовым, Н. Г. Кассиным и Г. Ц. Медоевым (1933) при геологической съемке территории Средне-Шидертинского и Олентинского районов Казахстана. Наиболее детально он был изучен Г. Ф. Ляпичевым (1955), которым составлена геологическая карта массива, выяснено его внутреннее строение и дано описание главных разновидностей пород. В 1963 г. этот массив был обследован Ю. Л. Семеновым и Н. П. Михайловым во время работ в Ерементау-Баянаульском районе.

Массив вытянут в меридиональном направлении на 3 *км* при наибольшей ширине в северной части около 2 *км*. Он имеет линзовидную форму, достигая наибольшей мощности в районе сопки Аджи и выклиниваясь к северу и югу. На севере ультраосновные породы перекрыты рыхлыми отложениями р. Оленты, а на юге — конгломерато-песчаниковой толщей верхнего ордовика. Вдоль восточного контакта массива обнажаются глубоко метаморфизованные основные эффузивы, местами содержащие линзы кварцитов, а на западе ультраосновные породы прорваны крупной интрузией альбитовых сиенит-порфиров, в приконтактовой части с которой пироксениты превращены в пироксен-роговообманковые роговики гетеробластовой структуры. На небольшом участке контакта в северо-восточной части массива вмещающие породы представлены кварцитами кокчетавской свиты. Массив сложен преимущественно апопироксенитовыми антигоритовыми серпентинитами, среди которых встречаются участки слабо измененных первичных пород — пироксенитов и оливиновых пироксенитов, а также небольшие тела амфиболизированного габбро. Мелкие тела кварцевых диоритов, плагиогранитов и плагиогранит-порфиров, залегающие в амфиболитах и метаморфизованных порфиритах, вероятно, генетически с ультрабазитами не связаны и относятся к более молодому бощекульскому габбро-граносиенитовому комплексу.

Антигоритовые серпентиниты слагают всю центральную и северо-восточную части массива. Под микроскопом они обнаруживают перекрещеннолистоватую структуру, образованную мелкими пластинками антигорита. В отдельных шлифах удается наблюдать, что пластинки

антигорита замещают крупные баститовые псевдоморфозы, образовавшиеся, вероятно, по ромбическому пироксену. Очень редко в серпентинитах встречаются реликты (в количестве 5—10%) моноклинного пироксена-диопсида.

Пироксениты и оливиновые пироксениты сохранились только на трех участках. Первый, самый большой, находится в северо-западной части массива, где полоса пироксенитов протягивается вдоль юго-во-

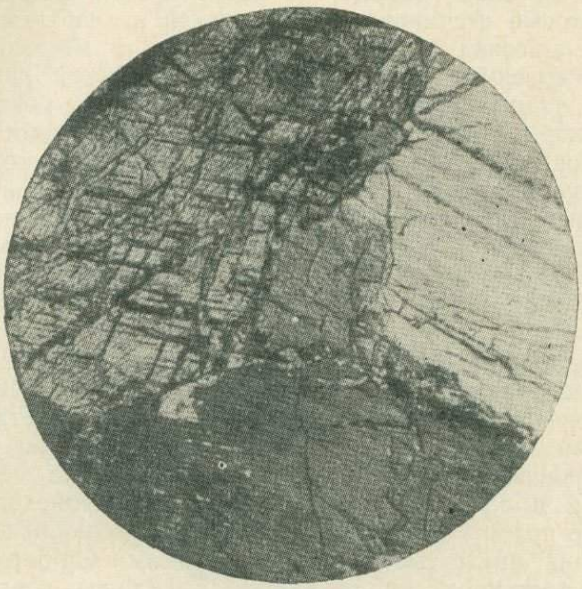


Рис. 49. Бронзитит панидиоморфнозернистой структуры. Массив Аджи. Николи+, увел. 20

сточного основания сопки Аджи, а второй и третий, площадью по несколько десятков квадратных метров, расположены у восточного контакта в южной и центральной частях интрузии. Под микроскопом устанавливается, что пироксениты состоят преимущественно из бронзита ($2V=-87$, $Ng'-Np'=0{,}010$), представленного бесцветными изометрическими крупными кристаллами, в промежутках между которыми или в виде пойкилитовых вростков наблюдаются более мелкие зерна оливина ($2V=-88$, $Ng'-Np'=0{,}032$), составляющего не более 10—15% породы. Как оливин, так и бронзит по трещинам замещаются пластинчатым серпентином, слабо зеленоватым в проходящем свете. В восточной части массива обнажаются темные буровато-зеленые пироксениты, состоящие целиком из крупных (3—5 *мм*) бесцветных кристаллов бронзита ($2V=-89$), образующих панидиоморфнозернистую структуру (рис. 49). Таким образом, судя по составу серпентинитов и отдельным сохранившимся участкам пироксенитов, можно предполагать, что первоначально массив Аджи был сложен преимущественно бронзититами, в отдельных случаях с небольшой примесью оливина и моноклинного пироксена.

В серпентинитах в юго-западной и центральной частях массива отмечено несколько мелких выходов соссюритового габбро и габбро-амфиболитов того же состава, но имеющих полосчатую текстуру.

В северо-западной части массива и в центральной части у его восточного контакта сохранились небольшие останцы коры выветривания, представленной бурыми грубопористыми бирбиритами и выщелоченными серпентинитами, содержащими многочисленные магнезитовые жилы. В северо-восточной части массива встречены жилки карбонати-

зированного продольно-волокнистого хризотил-асбеста в перемятых серпентинитах.

Массив Акшабай расположен в 18 *км* к югу от массива Аджи. Массив вытянут в близком к меридиональному направлению на 1,5 *км* при ширине 200—300 *м*. Форму его установить не представляется возможным, так как вся западная часть массива уничтожена крупной интрузией сиенит-порфиров, а вдоль восточного, вероятно, тектонического контакта массива повсеместно наблюдаются серые и буровато-серые полимиктовые песчаники, относящиеся к верхнему ордовику. Только на юге массива обнажаются кварциты и метаморфизованные порфириты вмещающей ультрабазиты ерементауской свиты. Южная часть массива, занимающая группу сопок Акшабай, покрыта продуктами древней коры выветривания, представленными плотными и мелкопористыми красно-бурыми бирбиритами. Под микроскопом устанавливается, что серпентиниты представлены преимущественно апоперидотитовыми разностями, так как во всех шлифах наблюдаются реликтовые петельчатые структуры по кристаллам оливина, составлявшим 40—50% первоначального состава породы. В серпентинитах залегают жилообразные тела темных мелкокристаллических диабазовых порфиритов.

Массив Журнай находится на северо-западном склоне гряды Журнай, в 3 *км* к юго-востоку от железнодорожного моста через р. Оленты. Он приурочен к небольшому блоку, сложенному метаморфизованными основными эффузивами и кварцитами ерементауской свиты, который на востоке по разлому соприкасается с серыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами средне-верхнедевонского возраста. Ультраосновные породы массива почти полностью закрыты древней корой выветривания, представленной двумя грядами бирбиритов, вытянутыми в северо-восточном направлении. На склонах гряд бирбиритов наблюдаются редкие обнажения и щебенка серпентинитов. Под микроскопом устанавливается, что серпентиниты представлены исключительно апопироксенитовыми антигоритовыми разностями листоватой структуры. Антигорит слагает крупные (до 5 *мм*) пластинчатые сложно построенные псевдоморфозы (рис. 50), вероятно по ромбическому пироксену, которые хорошо отличаются по одновременному угасанию одинаково ориентированных листочков, а также по параллельным тонким прожилкам магнетита, располагающимся вдоль трещин спайности пироксена. Возможно, что в исходных пироксенитах в небольшом количестве содержался оливин, так как между антигоритовыми псевдоморфозами по пироксену отмечаются участки с реликтами решетчатой структуры, образованной многочисленными переплетающимися прожилками магнетита.

Остальные массивы олентинского комплекса также представлены небольшими телами серпентинитов, серпентинизированных перидотитов и пироксенитов. Большая часть этих массивов перекрыта образованиями древней коры выветривания, что лишает возможности провести их детальное петрографическое изучение и установить состав первичных пород. Спектральными анализами в ультраосновных породах олентинского комплекса установлены устойчивые повышенные против кларка содержания Ni, V, Cu, Ti и Zn и пониженные содержания Fe и Co. По набору элементов-примесей породы олентинского комплекса хорошо сопоставляются с улутауским и щучинским перидотит-пироксенитовыми комплексами.

На основании изучения серпентинитов и сохранившихся участков слабо серпентинизированных пород можно предполагать, что первичные породы олентинских массивов были представлены пироксенитами и перидотитами, которые, вероятно, пользовались примерно одинаковым распространением. Однако в составе перидотитов оливин имел подчи-

ненное значение (меньше 50%), и они чаще всего были представлены верлитами и лерцолитами. Сравнительно широкое распространение имели оливиновые пироксениты. Таким образом, петрографический состав и минерализация интрузий олентинского комплекса указывают на его промежуточное положение между описанными выше интрузивными комплексами габбро-перидотитовой и перидотит-пироксенитовой формаций. Это, вероятно, объясняется тектоническим положением интру-

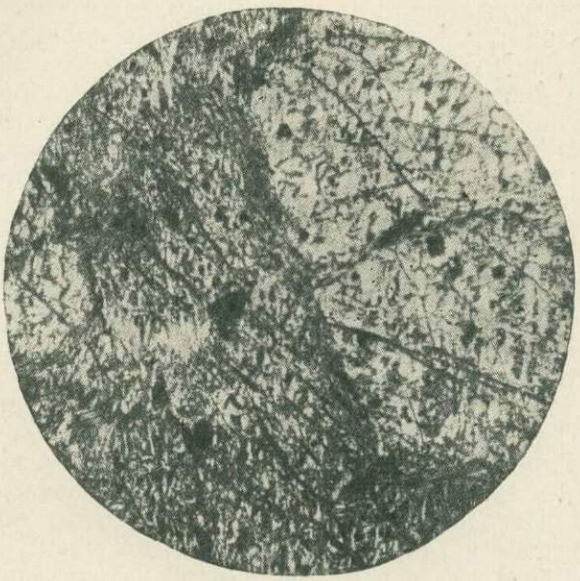


Рис. 50. Апопироксенитовый антигоритовый серпентинит. Видна крупная псевдоморфоза антигорита по ромбическому пироксену. Массив Журнай. Николи +, увел. 20

зий олентинского комплекса, приуроченных к разлому, отделяющему древний Ементауский антиклинорий от окаймляющей его каледонской геосинклинали, на ранних стадиях развития которой произошло внедрение ультрабазитовых интрузий.

Некоторые выводы и сопоставления

Изучение интрузий ультраосновных и основных пород, размещенных в краевых частях зон допалеозойской консолидации, но обнаруживающих определенную связь с начальными стадиями развития каледонских геосинклиналей, позволило выявить целый ряд их геологических, петрологических и минерагенических особенностей, отличающих такие интрузии от обычных «альпинотипных» интрузий, и на основании этого отнести такие интрузии к самостоятельной перидотит-пироксенитовой формации.

Главная, определяющая особенность интрузий этой формации, кроме их структурно-тектонической позиции, заключается в существенно ином составе исходных ультраосновных пород, характеризующемся присутствием пироксенитов и перидотитов, причем первые нередко преобладают над вторыми. В группе перидотитов, как правило, гарцбургиты занимают подчиненное положение или даже совсем отсутствуют; основной же разновидностью перидотитов являются лерцолиты с большим содержанием пироксенов, а также верлиты, которые, в отличие от верлитов «альпинотипных» интрузий, связаны здесь не с габ-

бро, а с клинопироксенитами, представляя собой переходные разности между диаллагитами (диопсидитами) и лерцолитами.

Существенные различия в петрографическом составе выявляются между интрузивными комплексами, связанными с развитием структурно-формационных зон различного типа. В частности, интрузии улутауского комплекса, связанные с развитием миогеосинклинальной Ишим-Улутауской зоны, характеризуются стериальностью в отношении полевошпатовых пород и преимущественным распространением пироксенитов с ромбическим железисто-магнезиальным пироксеном (бронзититы, вебстериты). Напротив, в интрузиях щучинского пояса, связанных с развитием эвгеосинклинальной Восточно-Кокчетавской зоны, наряду с ультрабазитами довольно широко распространены габброидные породы, а главным породообразующим минералом пироксенитов является известково-магнезиальный моноклинный пироксен (диаллагиты, диопсидиты). Интрузивные комплексы перидотит-пироксенитовой формации в Восточном Казахстане имеют довольно ограниченное распространение. Общая площадь массивов этой формации едва превышает 150 $км^2$ (см. табл. 6).

Кроме описанных выше трех интрузивных комплексов — улутауского, щучинского и олентинского, — к данной формации, вероятно, следует отнести также ультраосновные массивы хр. М. Каратау, объединяемые в бессазский интрузивный комплекс. Анализ литературных материалов по этому району выявляет несомненное сходство бессазских ультраосновных интрузий с интрузиями улутауского комплекса, расположенными в пределах той же структурно-формационной зоны с миогеосинклинальным типом развития (см. рис. 1). По данным Г. И. Макарычева и В. И. Пазиловой, интрузии ультраосновных пород в Малом Каратау приурочены к Бессазскому блоку, сложенному метаморфическими толщами нижнего протерозоя и карбонатной формацией верхнего протерозоя. Массивы локализованы на небольшом участке в зоне Главного Каратауского разлома. Они представляют собой узкие дайкообразные тела длиной от 0,5 до 5 *км*. Массивы сложены различными серпентинитами, актинолито-тремолитовыми и тальково-хлоритовыми породами. Среди серпентинитов встречаются отдельные небольшие жилообразные тела лиственитоподобных пород. Г. И. Макарычев отмечает, что «согласно силикатным анализам, породы соответствуют пироксенитам» (Макарычев, Пазилова, 1963, стр. 160). Возраст бессазских интрузий почти всеми исследователями считается каледонским. Таким образом, структурное положение и петрографическая характеристика интрузий бессазского комплекса позволяют считать их аналогами улутауских интрузий и относить их также к периодитт-пироксенитовой формации.

Изучение литературных материалов по другим регионам развития ультрабазитовых интрузий и в первую очередь по тем из них, с которыми связаны месторождения продольноволокнистого асбеста карачаевского подтипа, показывает, что правомерность выделения перидотит-пироксенитовой формации не ограничивается только пределами Восточного Казахстана, а имеет, вероятно, и более общее значение. П. М. Татариновым (1934) давно уже было отмечено, что месторождения хризотил-асбеста карачаевского подтипа приурочены почти всегда к массивам серпентинизированных пироксенитов. Но до сего времени мало обращалось внимания на то обстоятельство, что такие массивы залегают всегда среди вмещающих пород, значительно более древних, чем возраст самих массивов. Этот факт устанавливается для таких наиболее характерных представителей месторождений карачаевского подтипа, как Шаман-Беклеген на Северном Кавказе и Восточный Браутон в Канаде (Михайлов, Москалева, 1967, стр. 288). Иначе говоря, массивы серпентинизированных пироксенитов Шаман-Беклеген и Во-

сточный Браутон на основании их структурно-тектонической позиции, петрографического состава и характера связанной с ними минерализации, можно отнести к той же перидотит-пироксенитовой формации. Аналогичную тектоническую позицию занимают, видимо, также массивы Чебаркульский (Гергенредер, 1930), Ишкильдинский на Южном Урале и Бунайский (Мышкин, 1951) в Таджикской ССР, с которыми также связаны месторождения продольноволокнистого хризотил-асбеста и которые по ряду своих признаков могут быть также отнесены к перидотит-пироксенитовой формации.

Интрузии существенно пироксенитового состава, расположенные в краевых частях геосинклинальной рамы, видимо имеют более широкое развитие, чем это представляется сейчас, но при их описании на этот факт обычно не обращается внимания. Так, например, Н. К. Высоцкий при описании уральских месторождений платины отмечает выходы пироксенитов в виде небольших изолированных линзовидных масс, «защемленных среди серии плагиоклазовых амфиболитов и слюдистых сланцев» в бассейне р. Иса и по левобережью р. Межевой Утки к северо-западу от Висимо-Шайтанского завода (Высоцкий, 1913, стр. 350—351). В. М. Сергиевский в этих линзах серпентинизированных пироксенитов наблюдал примазки ломкого длинноволокнистого продольного асбеста (устное сообщение). Уже одни эти отдельные отрывочные данные позволяют предполагать, что и на Урале могут быть выделены ультраосновные интрузии, которые по структурному положению, петрографическому составу, а возможно и по характеру минерагении являются аналогами рассмотренных выше казахстанских перидотит-пироксенитовых интрузий. В частности, у нас почти не остается сомнений в том, что Вишерский пояс существенно пироксенитовых интрузий, следует относить к перидотит-пироксенитовой формации. Этот пояс геологически и петрографически изучен еще недостаточно. Однако положение его в миогеосинклинальной зоне западного склона Урала, формы и размеры интрузивных тел, сложенных преимущественно серпентинизированными пироксенитами и перидотитами при отсутствии габбро, их слабая хромитоносность и ряд других признаков вполне определенно свидетельствуют о близком сходстве его с Улутауским поясом перидотит-пироксенитовых интрузий Казахстана.

Интрузии рассматриваемого типа возможно имеются и в Алтае-Саянской складчатой области. Материалы, приведенные в монографиях Г. В. Пинуса, В. А. Кузнецова и И. М. Волохова (1955, 1958, стр. 171), показывают, что ультраосновные массивы кембрийского возраста местами встречаются здесь и среди докембрийских метаморфических образований, выдвинутых на уровень современного денудационного среза тектоническими процессами. Такие массивы известны на юго-востоке и востоке Тувы, в северной части Кузнецкого Алатау, в Салаирском Кряже и в Горном Алтае. В составе этих массивов наряду с серпентинизированными перидотитами встречаются и пироксениты (вебстериты, диаллагиты), образующие неправильные по форме линзообразные или жилообразные обособления среди серпентинитов.

Меньше материалов для сопоставлений с перидотит-пироксенитовой формацией Казахстана дает анализ литературы по зарубежным ультрабазитам. Однако нам представляется, что это связано не столько с редкостью распространения интрузий перидотит-пироксенитовой формации, сколько с тем, что при описании ультрабазитовых поясов авторы обычно недостаточно акцентируют свое внимание, во-первых, на структурно-тектонических позициях интрузий, во-вторых, на выяснении исходного состава ультраосновных пород, в большинстве случаев нацело серпентинизированных.

В качестве одного из довольно характерных примеров проявления перидотит-пироксенитовой формации в зарубежных странах, кроме упо-

минавшихся уже канадских интрузий (В. Браутон), можно указать некоторые ультрабазиты Малой Азии и Аравийского полуострова. Так, по данным В. К. Казьмина и В. В. Кулакова (1965), ультраосновные интрузии СЗ Сирии и Хатая (Турция) залегают не в геосинклинальной области, как обычные «альпинотипные» ультрабазиты, а в краевой части платформы, переработанной альпийским тектогенезом, среди осадочных формаций платформенного типа. Местами ультраосновные породы слагают межформационные залежи, внедрившиеся между метаморфическим цоколем и толщей основных эффузивов. Указанные авторы, достаточно четко характеризуя структурно-тектоническую позицию изученных ими ультрабазитовых интрузий, к сожалению, мало данных приводят по их петрографии. Они лишь отмечают, что массивы были сложены оливинитами и перидотитами, нацело превращенными в серпентиниты. Пример же изучения серпентинитовых интрузий улутауского комплекса показывает, что установление состава исходных ультраосновных пород представляет далеко не легкую задачу и требует специальных исследований. Однако некоторые данные, приведенные в указанной статье, безусловно привлекают внимание. Так, на стр. 8 авторы пишут: «В серпентинитовых телах отмечается полосчатость, которая обусловлена появлением полос, обогащенных пироксеном и обедненных им... Первоначально этим полосам отвечали породы существенно пироксенового состава». Далее отмечается, что в составе массивов развиты агломератовидные, рассланцованные, листоватые серпентиниты, связанные с местами развития наиболее интенсивных тектонических дислокаций, и что сланцеватые серпентиниты вместе с серпентино-тальково-тремолитовыми породами развиваются даже вдоль систем мелких трещин. Едва ли нужно доказывать, что все эти признаки очень напоминают картину, описанную для Ешкеульмесского массива. Аналогичная ситуация известна и для района Омана и юго-восточного побережья Аравийского полуострова, где отмечается внедрение ультрабазитов в зонах разломов, рассекающих краевую часть платформы (Мортон, 1959).

Возможно, что более детальный анализ литературных материалов приведет к выявлению других примеров проявления ультраосновного магматизма в краевых частях жестких геосинклинальных рам, где признаки, указанные для перидотит-пироксенитовой формации, будут закономерно повторяться.

ГАББРО-ПЛАГИОГРАНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Общеизвестно, что следом за внедрением глубинной перидотитовой магмы на ранних стадиях развития складчатых систем подымаются массы, образованные смешанными расплавами основного и кислого состава, дающие сложные габбро-плагиогранитовые интрузивные комплексы. Эта закономерность впервые четко была сформулирована В. М. Сергиевским (1948), который отметил, что с вулканогенными спилит-диабазовыми и кератофировыми поясами Урала пространственно и генетически ассоциируют интрузивные породы — гипербазиты, габбро, плагиограниты. Ю. А. Билибин (1948, 1953, 1955) в своих работах по металлогеническому анализу складчатых областей неоднократно рассматривал габбро-плагиогранитовые и габбро-граносиенитовые интрузивные комплексы, которые он относил к ранним этапам и считал их представителями двух линий дифференциации базальтовой магмы — натровой и калиевой. При этом он отмечал, что данные комплексы проявляются хотя и одновременно, но в различных тектонических условиях: габбро-плагиогранитовые в условиях большой мобильности, габбро-граносиенитовые — в жестких структурах. Представителями этих комплексов Ю. А. Билибин считал крупные многофазные

массивы сложного состава: Крыккудукский в Казахстане, Змеиногорский на Алтае, Таннуольский в Туве и пр. Эти идеи были полностью восприняты металлогенической школой ВСЕГЕИ и нашли отражение в ряде публикаций и при составлении металлогенических карт.

Однако уже в коллективной монографии «Общие принципы регионального металлогенического анализа...» (1957) Н. К. Морозенко, давший характеристику магматических комплексов начальных и ранних этапов, внес первые уточнения, указывая, что некоторые крупные многофазные интрузивы — такие, как Крыккудукский, Магнитогорский и др., следует относить уже к среднеэтапным и выделять их из состава собственно габбро-плагиогранитовой формации. Дискуссионность положения сложных и многофазных интрузий, несмотря на ограниченное число новых публикаций, посвященных характеристике отдельных конкретных габбро-плагиогранитовых комплексов, неоднократно указывалась многими исследователями. Эти комплексы перестали уже рассматриваться как продукты дифференциации базальтовой магмы, так как в них резко преобладают кислые породы плагиогранитового состава.

В последнее время все чаще высказываются мнения о том, что в процессе развития геосинклинали, в условиях продолжающегося прогибания и первых фаз складчатости, мощность сиалического слоя настолько возрастает, что ко времени появления габбро-плагиогранитовых интрузий вместе с базальтовым начинает плавиться и гранитный слой, что и рассматривается как главная причина появления широкой гаммы пород в габбро-плагиогранитовых комплексах (Хаин, Шейнманн, 1960, стр. 26). Примерно такие же взгляды высказывает в своих последних работах Г. В. Пинус на происхождение пород таннуольского интрузивного комплекса, являющегося характерным представителем габбро-плагиогранитовой формации в Туве. В частности, он указывает, что «... процесс возникновения родоначальной магмы для пород таннуольского интрузивного комплекса носил не субтрактивный, а аддитивный характер, т. е. процесс этот приводил не к дифференциации вещества, а к соединению веществ различного химического состава с образованием нового вещества, имеющего некоторый смешанный состав... Возникновение магмы подобного состава было обусловлено процессами глубинной ассимиляции вторгшимися массами высокотемпературной весьма подвижной базальтовой магмы каких-то алюмосиликатных масс, вероятно гнейсовой толщи протерозоя, слагающей нижнюю часть фундамента каледонской геосинклинальной системы» (Пинус, 1960, стр. 33).

Указанную закономерность геосинклинального магматизма, эмпирически подтвержденную исследованиями во многих регионах Советского Союза, учел также Ю. А. Кузнецов при составлении своей схемы классификации магматических формаций (Кузнецов, 1964). Среди магматических формаций собственно геосинклинального этапа развития подвижных зон он выделил «группу габбро-плагиогранитных формаций», различая в ней габбро-плагиогранитную и собственно плагиогранитную формации, отметив, правда, что отличия между ними скорее количественные, чем качественные.

На территории Центрального Казахстана интрузии габбро-плагиогранитового состава развиты преимущественно в каледонских структурно-формационных зонах (см. рис. 1), где они также проявляются после альпинотипных габбро-перидотитовых комплексов, но значительно раньше появления собственно гранитоидных интрузий, связанных с главными фазами складчатости. Однако изучению габбро-плагиогранитовых интрузий в Казахстане до сих пор не уделялось должного внимания, вследствие чего они объединялись обычно с комплексами гранитоидов, а особенности их петрографического состава объяснялись

лишь явлениями гибридизма (например, Коптев-Дворников и др., 1962, стр. 274).

Едва ли не единственной работой, посвященной характеристике казахстанских габбро-плагиогранитовых комплексов, за последние годы (если не считать недавно появившейся статьи М. В. Иняхина, 1968) была небольшая монография Г. Ф. Ляпичева (1956), в которой рассмотрены ультрабазитовая и габбровая формации северо-восточной части Центрального Казахстана.

Интрузии габбровой формации Г. Ф. Ляпичев тесно связывает с эффузивами спилито-кератофировой формации, отмечая ее сложность, многофазность и широкое развитие в ее составе плагиогранитов. Иначе говоря, «габбровая формация Г. Ф. Ляпичева вполне отчетливо сопоставляется с габбро-плагиогранитовыми комплексами, выделенными Ю. А. Билибиным.

В последние годы в связи с составлением Карты магматических формаций СССР в масштабе 1 : 2 500 000 был систематизирован и значительно пересмотрен материал по магматизму Центрального Казахстана. При работе над казахстанским макетом этой карты В. Н. Москалевой было, в частности, показано, что габбро-плагиогранитовая формация на территории Центрального Казахстана распространена не так широко, как это считалось по схеме Ю. А. Билибина, и представлена она не крупными сложными плутонами, а преимущественно интрузиями трещинного типа с размерами, редко превышающими десятки квадратных километров. Было также установлено, что крупные многофазные интрузии крыккудукского комплекса следует относить не к габбро-плагиогранитовой, а к габбро-диорит-гранодиоритовой формации, характеризующей средние стадии тектономагматического цикла (Д. С. Харкевич, В. Н. Москалева, 1969 г.). Вместе с тем габбро-плагиогранитовая формация до сего времени остается одной из наименее изученных магматических формаций Казахстанской складчатой области. Проведенные в последние годы исследования отдельных комплексов этой формации Г. Ф. Ляпичевым, М. Н. Сергиевой, М. В. Иняхиным, В. Н. Москалевой, Н. П. Михайловым позволили лишь в общих чертах наметить ее основные геологические, петрологические и геохимические особенности.

Комплексы габбро-плагиогранитовой формации в складчатых системах Казахстана, как и в других регионах, являются наиболее поздними проявлениями интрузивного магматизма собственно геосинклинальной стадии тектоно-магматических циклов. Это устанавливается по появлению габбро-плагиогранитовых интрузий всегда позже спилит-диабазовых и альпинотипных габбро-перидотитовых комплексов, но до появления флишевых — флишоидных формаций и андезитового вулканизма в островных и наземных типах излияний, характеризующих начало средней стадии цикла. Наблюдается пространственная приуроченность габбро-плагиогранитовых комплексов к зонам развития кератофир-спилит-диабазовой формации (в некоторых случаях недостаточно четкая). Интрузии габбро-плагиогранитовых комплексов, имеющие трещинный характер, часто группируются в протяженные прерывистые зоны, контролируемые региональными разломами. Петрографически в составе габбро-плагиогранитовых комплексов выделяются три группы пород, составляющих отдельные интрузивные фазы: 1) габбро, роговообманковые габбро, габбро-диориты, иногда с резко количественно подчиненными лерцолитами, пироксенитами и горнблендитами; 2) диориты, кварцевые диориты; 3) плагиограниты, гранодиориты с подчиненными двуполевошпатовыми гранитами. В дайках, развитых слабо, встречаются микрогаббро, диорит-порфириты, плагиогранит-порфиры, спессартиты. Петрохимически устанавливается близость пород этой формации эффузивам кератофир-спилит-диабазовой формации. Грани-

тоиды имеют резко выраженный натровый характер, обычно пересыщены кремнеземом, иногда глиноземом.

Металлогеническая специализация габбро-плагиогранитовых комплексов в Казахстане недостаточно ясна; с ними связана медная, медно-золоторудная и, возможно, полиметаллическая минерализация.

Указанные отличительные признаки габбро-плагиогранитовой формации могут быть иллюстрированы приводимыми ниже краткими геолого-петрографическими описаниями некоторых конкретных интрузивных комплексов, являющихся наиболее типичными представителями этой формации в Центральном Казахстане.

Геолого-петрографическая характеристика габбро-плагиогранитовых комплексов

Сарытауский габбро-плагиогранитовый комплекс

В сарытауский габбро-плагиогранитовый комплекс включаются четыре небольшие массива — Сарытау, Едельбай, Киикпай и Сандыкбай, расположенные на западном склоне Улутауского поднятия (рис. 33), в 190—240 *км* к северо-западу от г. Джезказгана (Иняхин, 1968).

Габбро-плагиогранитовые массивы Сарытау, Едельбай и Киикпай располагаются в пределах восточного крыла крупного нижнепалеозойского Байконурского синклинория и прорывают песчано-сланцевые отложения, заключающие в себе редкие маломощные прослои известняков, в которых западнее исследованного района найдена фауна трилобитов, мшанок, брахиопод нижне-среднеордовикского возраста (Боровиков, 1955). Массив Сарытау вытянут в меридиональном направлении на 4,5 *км* при ширине от 0,5 до 2,5 *км*, массив Едельбай образует близкое к изометричному в плане тело, а массив Киикпай имеет грубо эллипсоидальную форму и вытянут в широтном направлении на 4 *км* при максимальной ширине 2,2 *км*. В строении этих массивов пространственно и генетически обособляются три группы пород: 1) пироксениты, горнблендиты, габбро; 2) диориты, кварцсодержащие диориты, кварцевые диориты; 3) гранодиориты, плагиограниты, граниты.

Для интрузий характерны эндоконтактовые и экзоконтактовые изменения пород. В эндоконтактах существенное изменение проявлено лишь в появлении зон закалки, шириной до одного метра (в породах среднего и основного состава), сложенных мелкозернистыми и тонкозернистыми резко порфировидными породами. Гораздо большие изменения проявлены в экзоконтактах интрузий: вмещающие песчаники и алевролиты в контактах с интрузивными породами повсеместно испытали интенсивную перекристаллизацию, ороговикование, сопровождаемое перераспределением материала с образованием отчетливых зон контактовых мелко- и среднезернистых слюдистых роговиков и пятнистых сланцев. Ширина контактового ореола вокруг интрузий неодинакова, составляя от 20—50 *м* у контактов с пироксенитами, горнблендитами и габбро до 80—150 *м* у контактов с гранодиоритами и гранитами. Установление отчетливо рвущих контактов массивов с песчано-сланцевыми отложениями нижнего-среднего ордовика, сопровождающихся зонами контактовых роговиков и присутствие гальки интрузивных пород в конгломератах каргалинской свиты верхнего ордовика позволяет принять время внедрения интрузий от верхней половины лландейльского яруса до нижней половины карадока.

Внутреннее строение и становление интрузий сарытауского комплекса являются сложными. Выделенные выше три группы пород (габброиды, диориты и гранитоиды) отвечают трем самостоятельным последовательным интрузивным фазам внедрения.

Массив Сандыкбай, находящийся в юго-восточной части гор. Жаксы-Арганаты в 50 *км* к северу от рассмотренных массивов и имеющий с ними много сходных черт, сложен преимущественно равномернозернистыми и порфировидными диоритами и кварцевыми диоритами, то резко, то иногда постепенно сменяющимися габбро-диоритами или гранодиоритами. Массив расположен среди метаморфизованных осадочно-вулканогенных докембрийских отложений, относимых к аралбайской серии. Минеральный состав пород массива Сандыкбай сходен с породами массивов Сарытау, Едельбай и Киикпай.

Соответственно упомянутым интрузивным фазам выделяются три группы пород сарытауского комплекса.

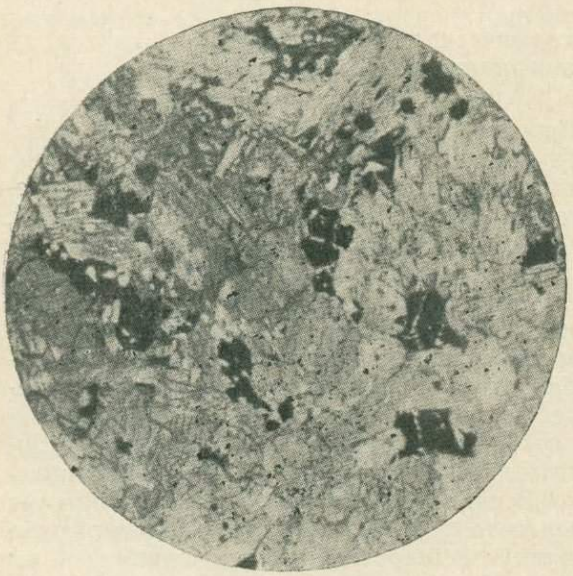


Рис. 51. Горнблендит с титаномагнетитом (черный) и апатитом (светло-серый). Сарытауский массив. Без анализатора, увел. 25

Пироксениты, горнблендиты, габбро составляют группу пород первой интрузивной фазы. Пироксениты и возникшие за их счет при позднемагматическом преобразовании горнблендиты сложены коротко-призматическими кристаллами пироксена или роговой обманки, единичными зернами темного зеленовато-серого плагиоклаза и незначительным количеством зерен рудных минералов и короткостолбчатых кристаллов апатита. Меланократовые габбро в ряде случаев имеют постепенные переходы не только к пироксенитам и горнблендитам, но и к мезократовым габбро. Мезократовые габбро сложены примерно равным количеством плагиоклаза и темноцветных минералов. Неравномерное распределение плагиоклаза приводит к появлению грубополосчатых разностей.

Для пироксенитов и горнблендитов характерны панидиоморфные призматическизернистые структуры (рис. 51), для габбро обычна габбровая структура и изредка габбро-офитовая. В составе пород установлены моноклинный пироксен, обыкновенная роговая обманка, основной плагиоклаз, титаномагнетит, ильменит, хромшпинелиды, сфен, апатит.

Моноклинный пироксен является главным темноцветным минералом пород группы. Он составляет около 90% общего объема в пироксенитах, 35—80% в меланократовых габбро и 35—50% в мезократовых габбро. Константы пироксена: $2V = +60°$, $cNg = 42—47°$ и двупреломление, равное 0,027—0,030, определяют минерал как диопсид.

Роговая обманка развита по диопсиду, замещая его с краев или полностью. Она представлена буровато-зеленой или зеленой обыкновенной роговой обманкой ($2V = -76°$, $cNg = 15—20°$, $Ng'—Np' = 0{,}018—0{,}022$). В результате такого замещения, происходившего в позднемагматическую стадию с участием летучих, возникают существенно роговообманковые породы — горнблендиты, содержащие обычно повышенное количество апатита.

Основной плагиоклаз содержится в породах в переменном количестве, составляя в мезократовых и меланократовых габбро 15—50%, в

горнблендитах — до 3—15% и в пироксенитах 1—3% их общего объема. Во всех этих породах плагиоклаз выделяется после темноцветных минералов и выполняет промежутки между кристаллами пироксена или роговой обманки. Плагиоклаз обычно в той или иной степени замещен кальцито-эпидотовым или соссюритовым мелкозернистым агрегатом. Среди рудных минералов в породах первой фазы резко преобладает титаномагнетит, составляющий в среднем 1—5% общего объема пород, реже встречаются ильменит и халькопирит. Среди акцессорных минералов отмечаются сфен и апатит.

Диориты, кварцсодержащие диориты, кварцевые диориты составляют группу пород второй фазы внедрения интрузий сарытауского комплекса. Для этих пород характерны гипидиоморфнозернистая, иногда приближающаяся к призматическизернистой структура, плоскопараллельная текстура, грубая полосчатость, вызванная чередованием полос, обогащенных то плагиоклазом, то темноцветными минералами. Возле контактов с породами первой фазы происходит увеличение содержания темноцветных минералов. В составе пород установлены плагиоклаз (андезин), моноклинный пироксен, обыкновенная роговая обманка ($2V = -76°$, $cNg = 18—21°$, $Ng—Np = 0{,}016—0{,}020$), кварц, ильменит, титаномагнетит, сфен, апатит, ортит, биотит, микроклин-пертит, мусковит, циркон. Состав цветных компонентов — роговой обманки и пироксена (присутствует в количестве не более 5%) — аналогичен составу этих минералов в породах первой группы. Количественные соотношения минералов в породах непостоянны и позволяют выделить диориты, кварцсодержащие диориты, кварцевые диориты, в которых последовательно увеличивается содержание кварца и обычно соответственно уменьшается количество темноцветных минералов.

Гранодиориты, плагиограниты, граниты являются породами 3-ей фазы внедрения габбро-плагиогранитовой магмы. Структура пород гипидиоморфнозернистая. Гранитоидные породы имеют рвущие контакты с породами первой и второй фаз с апофизами, отходящими в пироксениты, горнблендиты, габбро и диориты. Кроме того, многочисленные ксенолиты и неправильные участки пироксенитов, габбро и диоритов встречаются среди гранодиоритов и плагиогранитов Породы имеют между собой постепенные переходы, обусловленные переменным количеством плагиоклаза, микроклин-пертита, кварца, биотита, роговой обманки, мусковита, ильменита, титаномагнетита, апатита, сфена, циркона и ортита.

Жильные образования сарытауского комплекса имеют ограниченное распространение. Более других развиты диоритовые порфириты и спессартиты, реже встречаются аплиты и кварцевые диоритовые порфириты.

Петрохимические особенности сарытауского габбро-плагиогранитового комплекса изучены недостаточно, так как мы располагаем всего пятью химическими анализами горных пород из массива Сарытау (табл. 16). Данные пересчета этих анализов нанесены на барицентрическую векторную диаграмму А. Н. Заварицкого, где для сравнений нанесены также средние типы изверженных горных пород по Р. Дэли и составы пород таннуольского габбро-плагиогранитового комплекса Тувы (Пинус, 1961; Иванова, 1963), являющегося аналогом сарытауского комплекса.

Как видно из диаграммы (рис. 52), составы пород сарытауского и таннуольского комплексов почти совпадают, причем все они группируются вблизи средних составов горнблендитов-пироксенитов, габбро-оливиновых габбро и диоритов — кварцевых диоритов (по Р. Дэли), образуя три довольно отчетливо разделенных по вертикали роя векторов, соответствующих этим трем группам пород. Обращает на себя

Таблица 16

Химические составы пород габбро-плагиогранитового массива Сарытау (в весовых %)

№ образца / Окислы	1	2	3	4	5
SiO_2	55,80	57,14	41,86	41,98	42,04
TiO_2	0,67	0,89	1,84	1,20	2,08
Al_2O_3	17,43	17,99	18,09	7,24	8,92
Fe_2O_3	1,83	2,84	6,04	6,93	8,63
FeO	4,95	3,95	7,26	11,77	9,29
MnO	0,20	0,26	0,44	0,23	0,16
MgO	1,95	1,74	5,87	10,28	10,04
CaO	6,32	6,90	12,48	17,18	16,10
Na_2O	4,04	3,62	1,90	0,40	0,78
K_2O	3,18	2,50	0,92	0,57	0,64
P_2O_5	—	—	—1,01	—	—
BaO	—	0,17	—	—	—
H_2O	0,56	0,05	0,07	0,33	0,07
П. п. п.	3,38	1,76	2,38	1,82	1,56
SrO	—	—	0,02	—	—
Сумма	100,31	99,81	100,18	99,93	100,31

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	14,4	12,2	6,2	1,5	2,5
c	5,2	5,9	10,0	3,8	4,4
b	12,4	12,9	30,6	48,7	45,9
S	68,0	69,0	53,2	45,9	47,2
a'	—	—	—	—	—
f'	48,5	51,7	44,1	33,4	33,8
m'	28,0	23,9	35,2	33,9	35,2
c'	23,2	24,4	20,7	32,7	31,0
n	65,6	68,3	75,7	50,0	68,5
y	7,0	18,9	18,3	13,7	15,3
t	0,96	1,14	3,2	2,1	3,58
Q	+2,0	+7,7	—16,0	—14,9	—15,0
a/c	2,8	2,1	0,6	0,4	0,6

Примечания: 1 — диорит из центральной части массива (по Л. И. Боровикову, 1955); 2 — кварцевый диорит, к западу от г. Сарытау (обр. 3425). Лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик А. Н. Гусакова); 3 — меланократовое амфиболизированное габбро. У вершины г. Сарытау (обр. 3509. Лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик А. Н. Гусакова); 4 — горнблендит из западной части массива (по Л. И. Боровникову, 1955); 5 — пироксенит амфиболизированный («пироксеновый горнблендит») из юго-западной части массива (обр. 839. Лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик А. Н. Гусакова).

внимание и тот факт, что все фигуративные точки и векторы составов пород этих двух габбро-плагиогранитных комплексов на диаграмме располагаются узкими полосами и почти точно ложатся на вариационные линии нормального щелочноземельного ряда. Эта вариационная линия, являющаяся в данном случае осью полосы векторов, выражает не только вариацию состава пород рассматриваемых интрузивных комплексов, но она показывает и течение магматической дифференциации, в результате которой произошли эти породы, так как эта линия соединяет фигуративные точки, отвечающие химическим составам горных пород в хронологическом порядке их образования (от пироксенитов — горнблендитов через габброиды к диоритам — плагиогранитам). Таким образом, петрохимические особенности габбро-плагиогранитовых комплексов Улутау и Тувы показывают некоторые общие свойства их химизма и однотипный закономерный ход дифференциации.

Крутой и довольно постоянный наклон векторов в левой части диаграммы указывает на преобладание натрия над калием в составе щелочей, а довольно пологий наклон векторов вправо в правой части диаграммы указывает на относительное обогащение цветных компо-

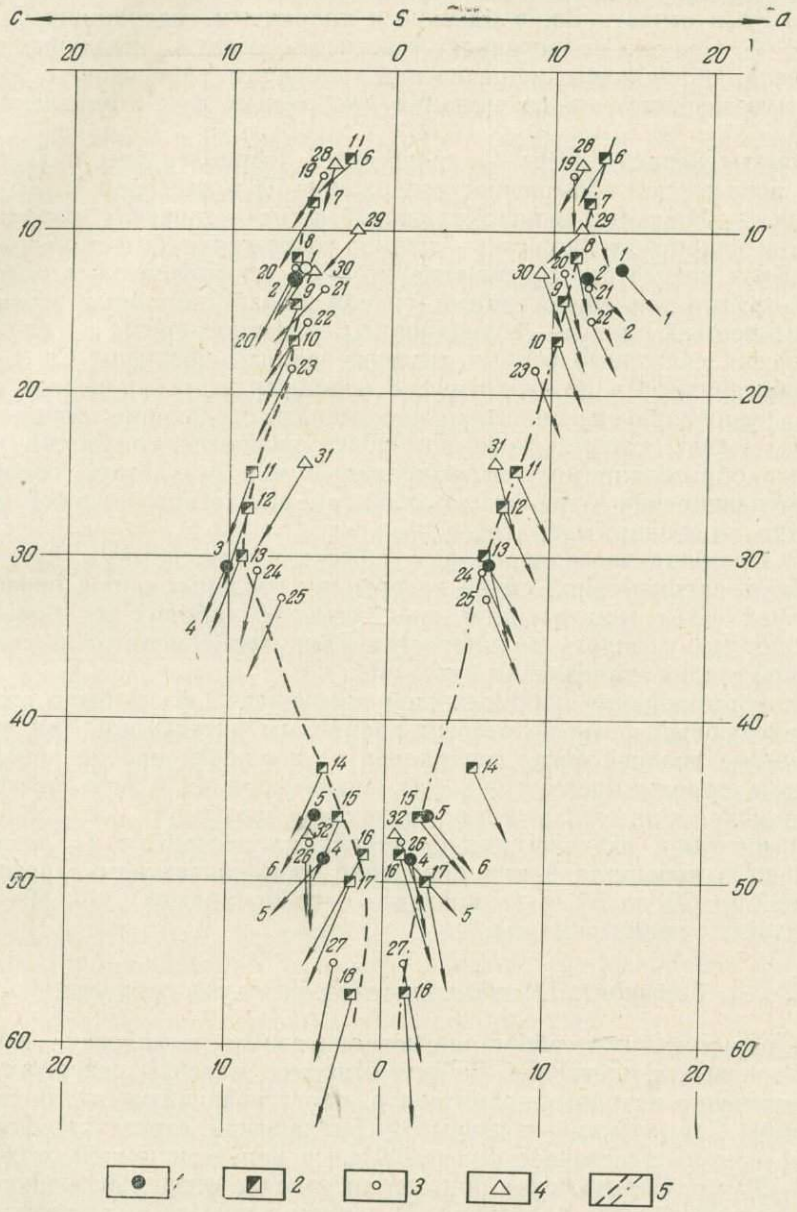


Рис. 52. Диаграмма химических составов пород сарытауского и таннуольского габбро-плагиогранитовых комплексов

I — породы сарытауского комплекса; II — средние типы интрузивных пород по р. Дэли (ряд гранит — лерцолит); III — породы таннуольского комплекса Тувы (по Г. В. Пинусу, 1961); IV — породы таннуольского комплекса Тувы (по Т. Н. Ивановой, 1963); V — вариационные линии средних типов интрузивных пород по Дэли (ряд гранит — лерцолит)

нентов кальцием. Высоким является содержание кальция в составе плагиоклазов, что выражено в положении фигуративных точек левее вариационной линии средних составов по Дэли в левой части диаграммы.

Геохимические особенности пород сарытауского габбро-плагиогранитового комплекса рассмотрены в упоминавшейся уже статье М. В. Иняхина (1968). Здесь же мы лишь отметим, что для всех интрузивных и жильных пород сарытауского комплекса характерны часто встречающиеся устойчивые высокие содержания Na, Ca, Sc, Ti, V, Ga, Sr, Ba, Pb и отчасти Zn, и близкие к кларковым содержания Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu. Это подчеркивает генетическую связь различных пород комплекса, обладающих определенным набором элементов, с закономерным изменением их содержания для разных фаз становления интрузий.

Породы первой фазы — пироксениты, горнблендиты и габбро — всюду показывают повышенное содержание Ti и особенно V, Zn и пониженное — Mn и Ga. В породах второй фазы — диоритах, кварцсодержащих и кварцевых диоритах — падает содержание Ti и особенно резко V, Zn и возрастает содержание Sc и Ga по сравнению с породами первой фазы, при сопоставимых содержаниях остальных элементов. Породы третьей фазы — гранодиориты, плагиограниты и граниты — генетически связанные с ними жильные аплиты обеднены Cr, Co, Zn, Zr и обогащены Ca по сравнению с породами второй и первой групп.

На основании сказанного можно сделать следующие выводы:

1) массивы сарытауского комплекса являются сложными интрузивными образованиями, сформированными в результате последовательного внедрения в три фазы особой габбро-плагиогранитовой магмы, вероятно, из единого магматического очага;

2) эволюция этого очага шла обычным гомодромным путем, что привело к закономерной смене во времени основных пород первой интрузивной фазы (пироксениты, горнблендиты, габбро) все более кислыми породами вплоть до плагиогранитов, гранодиоритов и гранитов конечной стадии становления интрузий;

3) формирование пород каждой интрузивной фазы было отделено от последующей фазы некоторым временным интервалом, так что породы более поздней фазы внедрялись в уже почти нацело консолидированные породы предыдущих фаз, захватывая их в виде ксенолитов или проникая в них жилами и апофизами по трещинам;

4) интрузии активно воздействовали на песчаники и алевролиты ордовика и вызывали в них появление зон контактовых роговиков, шириной от 20 до 50 *м* (в контакте с габброидами) до 80—150 *м* (в контакте с гранитоидами).

Сарытумский габбро-плагиогранитовый комплекс

К сарытумскому габбро-плагиогранитовому комплексу, выделяемому впервые в настоящей работе, отнесены массивы основных пород и существенно натровых гранитоидов, протягивающихся вдоль системы разломов Сарытумской подзоны Чу-Балхашской структурно-формационной зоны на расстояние более 200 *км* в полосе шириной от 2—3 *км* до 10—20 *км*. Сарытумская подзона составляет северо-восточную часть Чу-Балхашской зоны каледонид. В раннем палеозое она представляла собой относительно широкий прогиб, отделенный Джильтауским внутригеосинклинальным поднятием от более узкого и глубокого прогиба (типа рифта) Джалаир-Найманской подзоны. Последняя протягивается вдоль юго-западной окраины Чу-Балхашской зоны, по границе ее с устойчивой Чуйской глыбой, и пространственно совпадает с выделенной еще Д. И. Яковлевым (1941) Джалаир-Найманской системой глубинных разломов. Формирование обоих этих прогибов — Джалаир-Найманского и Сарытумского — происходило в тектонической обстановке ранней (собственно геосинклинальной) стадии развития Чу-Балхашской зоны каледонид и протекало почти одновременно. Однако со-

поставление групп магматических и осадочных формаций ранней стадии тектономагматического цикла в обеих этих подзонах показывает, что Джалаир-Найманский прогиб отличался от Сарытумского большей глубиной заложения, большими амплитудами погружений и несколько более ранними по времени проявлениями эффузивного и интрузивного магматизма.

В Джалаир-Найманской подзоне проявились типичные эвгеосинклинальные формации — эффузивная спилит-диабазовая (ащисуйская свита Cm_3—O_1) и пространственно сопряженная с ней интрузивная габбро-перидотитовая формация с сопровождающими ее малыми интрузивными телами натровых гранитоидов (чу-балхашский интрузивный комплекс, описанный выше).

В Сарытумской подзоне накапливалась своеобразная осадочно-эффузивная толща (сарытумская свита O_1), особенности состава которой дают основание относить ее к кератофир-спилит-диабазовой формации, а следом за ней проявилась интрузивная габбро-плагиогранитовая формация в виде рассматриваемого здесь сарытумского интрузивного комплекса ранне-среднеордовикского возраста.

Эти особенности развития двух рассматриваемых подзон, отмеченные на основании изучения стратиграфии и осадочных формаций Н. Г. Марковой (1956), а затем С. Г. Токмачевой, О. А. Сейдалиным и другими, были наиболее четко подтверждены в результате произведенных в 1966 г. В. Н. Москалевой и М. В. Иняхиным исследований геосинклинальных магматических комплексов в районе Чу-Балхашского водораздела. Ими же впервые выделен сарытумский интрузивный комплекс как представитель самостоятельной габбро-плагиогранитовой формации в Чу-Балхашской структурно-формационной зоне.

Некоторые из массивов, ныне включаемых в состав сарытумского габбро-плагиогранитового комплекса, были описаны под названием «раннекаледонские досилурийские интрузии гранитоидов» в монографии коллектива авторов, занимавшихся изучением гранитов Бетпак-Далы (Коптев-Дворников и др., 1960, 1962). Характерными признаками этих интрузий указанные авторы считали: линейно-вытянутую форму интрузивных тел, приуроченность их к разломам на площадях развития древних зеленокаменных толщ и основных эффузивов, присутствие линейных директивных текстур, катаклаза и милонитизации, указывающих на формирование массивов в активной тектонической обстановке, многофазное сложное строение и разнообразие набора пород — от габбро и габбро-диоритов до плагиогранитов, гранодиоритов и гранитов. Предполагался также широко проявленный гибридизм наряду со слабым контактовым изменением вмещающих пород.

В состав сарытумского габбро-плагиогранитового комплекса нами включается 9 массивов Сарытумской подзоны (с северо-запада на юго-восток): Котнакский, Караунгурский, Турангинский, Кызылкемерский, Ойсаксаульский, Карагузский, Адраспанский, Чемпекский и Сарытумский. Все они приурочены к кератофир-спилит-диабазовой сарытумской свите, развитой вдоль юго-западного борта Сарытумской подзоны. Возраст этой свиты определяется как раннеордовикский на основании залегания ее между фаунистически охарактеризованными отложениями бурубайтальской свиты позднего кембрия — раннего ордовика и толщами среднего ордовика (лландейльский ярус) с многочисленными остатками брахиопод и криноидей. Габбро-плагиогранитовые интрузии прорывают с явлениями эндо- и экзоконтактовых изменений породы бурубайтальской и сарытумской свит. Особенно четко выражены экзоконтактовые явления в виде перекристаллизации, окварцевания и ороговикования пород вмещающих толщ. Как обычно, контактовые ореолы около габброидных пород незначительны, а около гранитоидов более интенсивны и по ширине достигают десятков метров. С отложениями

среднего ордовика габбро-плагиогранитовые интрузии имеют тектонические контакты, что подчеркивается их прямолинейностью и срезанным контактом линий простирания отдельных горизонтов. Гальки пород габбро-плагиогранитовых массивов в изобилии наблюдаются в карадокских конгломератах. Отмечались также единичные случаи трансгрессивного залегания на массивах сарытумского комплекса конгломератов и гравелитов верхов ллайдейльского яруса.

Массивы сарытумского комплекса представлены узкими трещинными интрузивными телами, ориентированными согласно системе разломов в северо-западном направлении. Размеры их колеблются от 1—2 *км* до 10—20 *км* по длине и от 0,3—0,5 *км* до 2—5 *км* по ширине; отношение длины массивов к их ширине составляет обычно 5 : 1—8 : 1. Площадь отдельных массивов также меняется в широких пределах от 2—5 $км^2$ до 80—120 $км^2$. Общая площадь, занятая породами сарытумского габбро-плагиогранитового комплекса, оценивается приблизительно в 560 $км^2$. К сарытумскому комплексу нами условно отнесен также массив кварцевых диоритов, диоритов и габбро, расположенный юго-восточнее горы Пстан в северной части Бетпак-Далы и кратко описанный В. С. Коптевым-Дворниковым и О. С. Полквой (1960) под названием «Северного» в группе выделенных ими гранитоидов досилурийского комплекса. Структурно этот массив, как и все остальные интрузии сарытумского комплекса, расположен в стороне (к северо-востоку) от Джалаир-Найманской системы разломов, с которой, как уже отмечалось, связаны габбро-перидотитовые интрузии чу-балхашского комплекса и сопровождающие их малые интрузивные тела натровых гранитоидов.

Массивы сарытумского комплекса представляют собой обычно сложные многофазные интрузии с широким диапазоном слагающих их пород: от габбро и габбро-диоритов (с подчиненными пироксенитами и горнблендитами) первой фазы через диориты и кварцевые диориты второй фазы до плагиогранитов и гранодиоритов с резко подчиненными гранитами третьей интрузивной фазы. Однако полное проявление всех трех интрузивных фаз наблюдается лишь в некоторых массивах (Котнакском, Қараунгурском, Сарытумском), тогда как в других массивах (например, в Турингинском, Чемпекском, Қызылкемерском) широко развиты породы только диоритовой группы при резко подчиненном развитии остальных типов пород. Такое различие в составе отдельных массивов одного интрузивного комплекса зависит, вероятно, от несколько различного их положения в тектонических структурах, а также от меняющихся соотношений габброидного и гранитоидного материала в исходном расплаве.

Приведем краткую петрографическую характеристику главнейших разновидностей пород сарытумского габбро-плагиогранитового комплекса.

Габбро и габбро-диориты — среднекристаллические, часто порфировидные породы мезократового облика, сложенные примерно равными количествами измененного основного плагиоклаза и моноклинного пироксена, часто замещенного почти нацело буровато-зеленой или зеленой роговой обманкой. В незначительных количествах присутствуют рудный минерал (обычно — титаномагнетит, реже — магнетит), сфен и апатит. Для этих пород характерна гипидиоморфнозернистая структура, атакситовое сложение в приконтактовых частях массивов, интенсивно проявленные процессы послемагматического изменения — амфиболизация, соссюритизация, в меньшей степени — эпидотизация, окварцевание, пренитизация. Среди габбро нередко наблюдаются небольшие (от 10—50 *см* до 50—200 *м* в поперечнике) обособления амфиболизированных пироксенитов и образовавшихся за их счет горнблен-

дитов, которые представляют собой, видимо, голомеланократовые разности габбро, связанные с последними постепенными переходами.

Диориты, кварцсодержащие диориты и кварцевые диориты, составляющие вторую интрузивную фазу, пространственно ассоциируются друг с другом и связаны постепенными переходами. Они сложены переменными количествами среднего плагиоклаза (андезина) и буровато-зеленой роговой обманки (обычно в пределах 20—40%), а также небольшим количеством кварца, сфена, апатита, титаномагнетита. В кварцевых диоритах количество кварца увеличивается до 10%. Структура пород гипидиоморфнозернистая, иногда порфировидная. Диориты нередко заходят апофизами в габбро первой фазы и часто содержат ксенолиты их. В некоторых участках развития диоритов и кварцевых диоритов, расположенных между габбро и плагиогранитами, возникают неравновесные ассоциации минералов — появляется обильный кварц наряду с моноклинным пироксеном, вместе присутствуют обыкновенная роговая обманка и биотит, появляется в незначительном количестве ортоклаз. Такие породы, возможно, представляют собой продукты глубинного гибридизма в контакте застывших габброидов с плагиогранитовым расплавом, что известно и в других районах проявления габбро-плагиогранитовых интрузий (Хильтов, 1959; Кузнецов, 1964). Основная же часть диоритов и кварцеых диоритов сарытумского комплекса — нормальные магматические породы с обычными для них соотношениями минералов.

Гранодиориты и плагиограниты, относящиеся к третьей интрузивной фазе, характеризуются наличием гипидиоморфнозернистых, почти всегда порфировидных структур, широким развитием процессов катаклаза, а в отдельных участках и милонитизации. В массивах сарытумского комплекса гранодиориты и плагиограниты не только слагают значительные площади, ассоциируясь чаще с диоритами и кварцевыми диоритами, чем с габбро, но и слагают небольшие дайкообразные тела, секущие породы ранних интрузивных фаз. С последними повсюду они имеют четкие рвущие контакты с появлением зон закалки, сложенных иногда даже скрытокристаллическими разностями. Между собой гранодиориты и плагиограниты имеют постепенные переходы. Плагиограниты состоят из кислого плагиоклаза (60—70%), кварца (20—30%), бурого биотита (до 10%), а также содержат незначительные количества зеленой роговой обманки, апатита, сфена, титаномагнетита. Гранодиориты от плагиогранитов отличаются присутствием калиевого полевого шпата, резко подчиненного плагиоклазу, основность которого здесь повышается до 15—20% анортитовой молекулы, меньшим содержанием кварца и существенной ролью амфибола в составе темноцветных компонентов. В некоторых массивах среди плагиогранитов встречены двуполевошпатовые (микроклинпертит-альбитовые) граниты, имеющие постепенные переходы к гранодиоритам.

Плагиогранит-порфиры (и гранодиорит-порфиры) встречаются как в форме даек, так и в виде небольших обособлений среди крупных тел плагиогранитов. Они всегда имеют мелкозернистую, но полнокристаллическую кварц-полевошпатовую основную массу и фенокристаллы альбита, реже кварца и биотита. Эти породы связаны постепенными переходами с порфировидными и равномернозернистыми плагиогранитами и гранодиоритами.

Петрохимические особенности пород сарытумского комплекса изучены еще недостаточно. Отдельные анализы показывают близость содержаний главных породообразующих окислов в основных разновидностях пород рассматриваемого комплекса с соответствующими содержаниями в аналогичных типах пород других габбро-плагиогранитовых комплексов Центрального Казахстана. Как и в последних, все гранитоидные породы (включая и гранодиориты и граниты) характеризуются

резким преобладанием натрия в составе щелочей (параметр $n=70-97$) и большим избытком свободной кремнекислоты (параметр Q колеблется от $+25$ до $+45$). В связи с массивами сарытумского габбро-плагиогранитового комплекса сколько-нибудь значительных проявлений полезных ископаемых пока не выявлено; отмечались лишь отдельные точки медной, свинцовой, золоторудной минерализации (Коптев-Дворников и др., 1960). В составе акцессорных рудных минералов установлены титаномагнетит, ильменит, магнетит и в редких случаях халькопирит. Геохимическая специализация пород сарытумского комплекса характеризуется устойчиво повышенными по сравнению с кларковыми содержаниями железа, титана, ванадия, меди, свинца.

Габбро-плагиогранитовые комплексы Северо-Востока и Востока Центрального Казахстана

Северо-Восток и Восток Центрального Казахстана включает части Кокчетав-Северо-Тяньшанской, Бощекульской и Чингиз-Тарбагатайской каледонских складчатых систем, а также обрамляющие их с юга и запада Карагандинскую и Акбастау-Космурунскую раннегерцинские структурно-формационные зоны Джунгаро-Балхашской системы. Как в каледонидах, так и в герцинидах известны чаще всего весьма небольшие тела основных пород и гранитоидов, которые по петрографическим особенностям и времени их появления в развитии складчатых систем относятся к габбро-плагиогранитовой формации. Эти интрузивы принадлежат пяти комплексам (табл. 17), три из которых (кульбайский, касымский, карасуйский) относятся к салаирскому (раннекаледонскому) тектоно-магматическому циклу, а алабасский и космурунский — к раннегерцинскому. В кульбайском и касымском комплексах одинаково развиты как габбро, так и плагиограниты. В других же комплексах резко преобладают либо габбро, либо плагиограниты.

Раннекаледонские комплексы. Массивы кульбайского, касымского и карасуйского комплексов размещены исключительно в нижнем раннекаледонском структурном этаже, формированием которого закончилась ранняя (доинверсионная) стадия развития салаирских геосинклиналей. Этот структурный этаж сложен формациями спилит-кератофировой группы, с породами которых габбро и плагиограниты имеют активные контакты. Вмещающие вулканогенные толщи содержат остатки ископаемой фауны, определяющей их возраст в пределах второй половины нижнего и низов среднего кембрия. Столь же точно определяется и верхняя возрастная граница габбро-плагиогранитовых комплексов. Так, плагиограниты Кан-Чингизского и габбро Карабулакского массивов перекрыты фаунистически охарактеризованными среднекембрийскими образованиями; в южном контакте Кульбайского массива отмечены конгломераты, почти нацело состоящие из гальки габбро, плагиогранитов и сиенитов массива; в свою очередь валуны этих конгломератов здесь же отмечены в базальном слое торткудукской свиты верхнего кембрия — тремадока. Все это не оставляет сомнения в том, что габбро и плагиограниты внедрились в самом начале среднего кембрия после того, как нижне-среднекембрийские вулканогенные толщи были смяты в складки, но до начала образования осадочных толщ среднего кембрия, слагающих средний (инверсионный) структурный этаж салаирского складчатого комплекса.

В современной тектонической структуре массивы карасуйского комплекса образуют пояс длиною около 400 *км*, в большей своей части совпадающий с осевой зоной Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Однако отдельные массивы известны и в других частях мегантиклинория, так что говорить об исключительной приуроченности их к оси бывшей геосинклинальной системы едва ли есть основания. Этот пояс конт-

Таблица 17

Габбро-плагиогранитовые комплексы Северо-Востока и Востока Центрального Казахстана

Комплекс и его возраст	Форма тел и максимальная площадь	Петрографический состав	Жильная серия	Металлогенические особенности
Кульбайский Cm_2	Пластинообразные тела и штоки, 8 *км*²	I фаза — габбро (пироксениты) II фаза — плагиограниты; плагиогранодиорит-порфиры III фаза — граносиениты, сиениты	I — габбро-порфириты, плагиограниты, плагиаплиты, альбититы, граносиенит-гранит-аплиты II — диабазы, спессартиты	Медь, молибден, кобальт, пластина, золото
Карасуйский Cm_2	Пластинообразные и лакколитообразные тела, штоки; 25 *км*²	I фаза — габбро II фаза — плагиограниты, плагиогранодиориты, кварцевые диориты, диориты III фаза — натровые аляскиты	I — аплит-граниты, плагиаплиты, гранодиорит-порфиры II — диабазовые и диоритовые порфириты	?
Касымский Cm_2	Штоки, 2 *км*²		I — габбро-порфириты, плагиаплиты	?
Алабасский O_3	Штоки, 4 *км*²	I фаза — габбро, кварцево-микроклиновое габбро II фаза — гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, сиенодиориты	I — габбро-порфириты	Медь, золото ?
Космурунский O_3	Пластинообразные тела, осложненные куполами, 18 *км*²	I фаза — кварцевые диориты, плагиогранодиориты, плагиограниты II фаза — натровые аляскиты	I — плагиогранит-порфиры, плагиаплиты II — диоритовые порфириты	Полиметаллы, золото

ролируется серией региональных разломов, из которых наиболее значительным является Центрально-Чингизский. Массивы вне пояса также неизменно приурочены к более или менее значительным разломам. Общим для всех массивов карасуйского комплекса является их согласная с региональными складчатыми структурами ориентировка. То же можно сказать и относительно интрузивов касымского комплекса. Иначе размещены массивы кульбайского комплекса. Они также образуют пояс, правда, значительно менее протяженный, но пересекающий поперек складчатые структуры Бощекульской системы.

Габбровые и плагиогранитовые тела рассматриваемых комплексов невелики по размерам. Чаще всего площадь их измеряется первым десятком квадратных километров и лишь редко достигает 20—25 *км*². Подавляющая часть тел — трещинные интрузии, имеющие форму вертикальных или круто наклоненных тупо оканчивающихся пластин; встречаются также мощные дайкообразные тела и штоки.

Раннекаледонские габбро-плагиогранитовые комплексы являются многофазными. Наиболее ранние члены их всюду представлены габбро, иногда содержащими шлировые тела пироксенитов; затем следовали

плагиограниты, в эндоконтакте которых нередко образовывались довольно мощные оторочки гибридных диоритов и плагиогранодиоритов; третья фаза выражена либо натровыми аляскитами (карасуйский комплекс), либо граносиенитами и сиенитами (кульбайский комплекс). Последовательность внедрения устанавливается по четко наблюдаемым интрузивным контактам между породами разных фаз. Исключение составляют лишь граносиениты и сиениты — они прорывают габбро, но взаимоотношения их с плагиогранитами остаются неизвестными.

Среди жильных пород габбро-плагиогранитовых комплексов выделяется две группы. Одна из них включает породы, сопровождающие каждую интрузивную фазу (см. табл. 17); источником расплавов для образования их были, по-видимому, нераскристаллизованные части материнских тел. Другую группу составляют диабазовые и диоритовые порфириты, а также спессартиты, представляющие собой наиболее поздние магматические образования. Впрочем, принадлежность их к габбро-плагиогранитовым комплексам может быть поставлена под сомнение, если иметь в виду то, что по геохимическим особенностям они нередко близки к дайковым породам орогенных гранитоидных комплексов. Габбровые интрузивы раннекаледонских комплексов как правило обладают хорошо выраженными структурами течения, как плоскостными, так и линейными, горизонтальные следы которых всегда согласны с удлинением тел.

С второй, плагиогранитовой фазой описываемых комплексов бывают связаны довольно значительные по масштабам проявления гибридизма. Обилие в гибридных породах разной степени переработанных ксенолитов, среди которых можно опознать обломки вмещающих пород, говорят о том, что материнская магма загрязнялась чуждым материалом уже на уровне становления плутонов. Среди гибридных пород более широко развиты плагиогранодиориты, кварцевые диориты и диориты, габбро-диориты. Последние встречаются лишь в ассоциации с амфиболовыми роговиками и представляют скорее метасоматические образования. Экзоконтактовые метаморфические преобразования заметно проявлены также лишь с гранитоидными фазами комплекса. Связанные с ними контактовые ореолы кварцево-полевошпатовых и амфиболовых роговиков имеют мощность до 300—500 *м*. В связи же с габбровыми телами экзоконтактовые изменения, как правило, ничтожны.

Раннегерцинские комплексы. Раннегерцинские габбро-плагиогранитовые комплексы по распространению резко уступают раннекаледонским. По геологическим же особенностям они имеют много общего с раннекаледонскими. Интрузивы раннегерцинских комплексов размещены в нижнем этаже раннегерцинского геосинклинального комплекса, который здесь представлен андезито-базальтовой формацией верхнего ордовика. Массивы космурунского комплекса подчинены зоне долгоживущих региональных разломов, разграничивающих каледониды Чингиз-Тарбагатайской системы и герциниды Джунгаро-Балхашской. Для алабасского комплекса какой-либо закономерности в пространственном размещении подметить не удается.

Позднеордовикский возраст комплексов устанавливается рядом фактов. С одной стороны, интрузивы неизвестны среди отложений моложе верхнего ордовика, с другой — конгломераты альпеинской свиты верхов ордовика — низов силура содержат гальку пород космурунского массива в непосредственной близости от него. Подобная картина отмечена Н. А. Севрюгиным и для Подгорненского массива в Тарбагатае. Габбровые массивы в северном крыле Карагандинского синклинория в ряде мест прорваны нижне-среднедевонскими гранит-порфирами и лавами. Описываемые массивы имеют очень небольшие размеры от 0,5

до 18 *км*^{2}. Форма их либо штокообразная, либо чаще всего дайкообразная и пластинообразная; гранитоидные трещинные тела бывают осложнены куполами.

Раннегерцинские комплексы включают двухфазные массивы. В одних случаях первая фаза представлена габбро, а вторая гранодиоритами, сопровождающимися гибридными кварцевыми диоритами, сиенодиоритами (алабасский комплекс). В других — к более ранним внедрениям относятся кварцевые диориты и плагиограниты, а во вторую фазу были образованы натровые аляскиты. Как и в раннекаледонских комплексах, контактовый метаморфизм сравнительно интенсивен лишь в связи с гранитоидными фазами. Чаще всего отмечаются разнообразные амфиболовые роговики; ширина контактового ореола достигает 1 *км*.

Раннекаледонские комплексы. В составе многофазных раннекаледонских комплексов развиты преимущественно габбро, диориты, связанные постепенными переходами с гранидиоритами, и плагиограниты; менее распространены натровые аляскиты и граносиениты.

Габбро. Среди габбро наиболее распространены амфиболовые, реже встречаются нормальные габбро и спорадически — кварцево-микроклиновые.

Габбро амфиболовые — мелко- и среднезернистые породы, почти всегда струйчатой или полосчатой, реже массивной текстуры. Структура их типичная габбровая, но нередко приближается к офитовой. Плагиоклаз и амфибол являются главными составными частями породы, в подчиненном количестве встречается моноклинный пироксен; в полосчатых габбро почти всегда в виде примеси присутствуют биотит, кварц, микроклин, содержание которых в лейкократовых слоях становится заметным. Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, сфеном и апатитом. Количественные соотношения породообразующих минералов в габбро приведены в табл. 18. В целом

Таблица 18

Количественно-минеральный состав габбро Джангобульского и Кульбайского массивов

Породы / Минералы	Амфиболовое габбро		Микроклиновое габбро	Кварцево-микроклиновое габбро	Биотитовое габбро
	мезократовое	лейкократовое			
Плагиоклаз	48,5	72,7	43,2	30,9	69,4
Амфибол	49,2	25,2	50,7	39,9	12,3
Биотит	0,4	—	—	1,9	8,7
Кварц	0,9	1,7	—	9,2	7,2
Микроклин	—	—	6,1	16,1	—
Акцессории	1,4	0,4	Следы	2,0	2,4

же состав их характеризуется очень небольшим преобладанием амфибола над плагиоклазом, а содержание пироксена не превышает 10%. Плагиоклаз отмечен лишь в лейкократовом габбро, где он представлен лабрадором № 49—53. Обычно же он нацело альбитизирован с развитием соссюрита, пренита, эпидота, цоизита, серицита, хлорита. Амфибол принадлежит обыкновенной роговой обманке (cNg 18—23°, $2V$=—66—86°, Ng=1,656, Np=1,634). Пироксен-диаллаг ($2V$=+51°, cNg=44°, Ng—Np=0,029) в большинстве случаев отмечается лишь в виде реликтов в амфиболе.

Лейкократовые разности амфиболовых габбро бывают обогащены в отдельных участках одного и того же массива кварцем, микрокли-

ном, биотитом. В биотитовых, микроклиновых и кварцевых габбро плагиоклаз более кислый, чем в амфиболовых (чаще № 40—45, но встречается и лабрадор до № 54), у темноцветных же минералов не удается подметить каких-либо отличий по сравнению с амфиболовыми габбро. Калиевый полевой шпат представлен решетчатым микроклином.

Диориты и кварцевые диориты представляют собой гибридные образования, связанные с плагиогранитами. В Карасуйском массиве, где диориты развиты особенно широко, они средне- и мелкозернистые, иногда порфировидные. Текстура их часто гакситовая. Альбитизированный и серицитизированный плагиоклаз составляет 45—70% объема породы, остальная часть падает на роговую обманку ($cNg = 16—18°$), из акцессорных минералов присутствуют апатит и титаномагнетит.

Помимо роговообманковых встречаются и пироксеновые диориты, связанные с первыми постепенными переходами и содержащие до 15—20% моноклинного пироксена. Все диориты содержат примесь кварца, количество которого близ контактов с плагиогранодиоритами и плагиогранитами повышается до 12—15%. Переходы между диоритами и кварцевыми диоритами, с одной стороны, и с плагиогранодиоритами — с другой, постепенные, но обычно наблюдаются в зоне всего в несколько метров шириной.

Плагиогранодиориты наиболее типичны для Карасуйского массива, где характеризуются массивным крупно-среднезернистым, изредка порфировидным сложением и содержат обильные, обычно глубоко проработанные ксенолиты. Количество роговой обманки в плагиогранодиоритах иногда достигает 20—30%. Содержание кварца колеблется в пределах 15—20%; редко встречается хлоритизированный биотит. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном и титаномагнетитом. Плагиоклаз зональный, состав его лежит в пределах № 33—48. Буровато-зеленый первичный амфибол ($cNg = 18—22°$) обладает неравномерной окраской и замещен зеленой волокнистой роговой обманкой. Повторная зональность плагиоклаза и непостоянный его состав, резко неравномерное распределение роговой обманки, пойкилобластовые вростки кварца в ней и многочисленные ксенолиты подчеркивают гибридный характер плагиогранодиоритов.

Плагиограниты — наиболее распространенные породы раннекаледонских комплексов. Внешний облик их, структура и главные особенности состава поразительно выдерживаются во всех структурно-формационных зонах каледонид. Это средне-крупнозернистые, в той или иной мере порфировидные породы. Структура их гранитовая, реже микропегматитовая. Главные составные части их — кислый плагиоклаз (40—70%) и кварц (25—40%). Количество калиевого полевого шпата не превышает 7—10%, нередко он совсем не отмечается; лишь иногда содержание его повышается настолько, что плагиограниты переходят в лейкократовые граниты типа натровых аляскитов. Темноцветные минералы представлены амфиболитом и биотитом, либо только биотитом (в лейкократовых разностях). Из акцессорных минералов постоянно отмечаются апатит, циркон, сфен, магнетит.

В значительно контаминированных разностях содержание биотита и главным образом роговой обманки повышается до 12—15%. Такие плагиограниты постепенно переходят в плагиогранодиориты. Плагиоклаз в них имеет состав № 17—26, хотя встречается и более основной вплоть до № 32. Роговая обманка, буровато-зеленая обыкновенная ($Ng' — Np' = 0{,}017—0{,}025$%).

Натровые аляскиты — порфировидные породы, с гранитовой или микропегматитовой структурой главной массы. Олигоклаз (№ 14—17), составляющий 30—40% объема породы, почти всегда нацело

альбитизирован. Микроклин-пертит и кварц содержатся примерно в равных количествах. Из акцессорных минералов циркон и сфен заметно преобладают над апатитом. Спорадически встречается нацело хлоритизированный биотит.

Граносиениты под микроскопом обнаруживают равномернозернистую гранитовую, реже микропегматитовую структуру, встречаются также образцы с криптовой структурой. Главными составными частями породы являются плагиоклаз, микропертит и кварц. Из акцессориев присутствуют апатит, рудный минерал и сфен. Вторичные минералы: серицит, мусковит, рутил, гидроокислы железа, лейкоксен, карбонат, хлорит. Плагиоклаз представлен тонкосдвойникованным по периклиновому и альбитовому законам альбитом № 2—5, калиевый полевой шпат — микроклин-пертитом. Наряду с пертитами распада широко развиты пертиты замещения. Темно-бурый биотит часто замещен зеленым резко плеохроирующим хлоритом.

По количественно-минеральному составу рассматриваемые породы стоят между граносиенитами и кварцевыми сиенитами. Значительные колебания их состава видны на примере Джангобульского массива (см. табл. 19):

Таблица 19

Минералы \ № образца	171	187	226	226 а
Микроклин-пертит	17,4	68,5	33,4	35,4
Плагиоклаз	63,1	18,4	40,7	43,2
Кварц	7,5	11,5	21,3	15,8
Биотит	10,1	1,4	3,2	3,8
Акцессории	1,9	0,2	1,4	1,8

Сиениты обладают гломеропорфировой структурой с аллотриоморфнозернистой основной массой. Порфировидные выделения представлены кучными скоплениями плагиоклаза, микроклин-пертита и роговой обманкой; основная масса состоит из плагиоклаза, микроклина и единичных чешуек хлоритизированного биотита. Из акцессорных минералов отмечены апатит, сфен и рудный минерал. Плагиоклаз в фенокристах по углу симметричного угасания имеет состав альбита № 6. Микроклин отличается хорошо выраженной двойниковой решеткой и пертитовым строением с содержанием от 15 до 65% вростков водянопрозрачного альбита. Роговая обманка в значительной степени замещена биотитом и хлоритом: она бледно-зеленая, $cNg = 19—21$. По количественно-минеральному составу (микроклин 32—45%, плагиоклаз 48—60%, биотит и амфибол 3—8%) рассматриваемые сиениты отличаются от типового состава сиенита лейкократовым характером и существенно плагиоклазовым уклоном.

Жильные плагиограниты и плагиоаплиты — мелко- и среднезернистые лейкократовые породы. Под микроскопом плагиограниты имеют равномернозернистую гранитовую структуру, а плагиоаплиты — порфировую с аплитовой основной массой и редкими вкрапленниками плагиоклаза. Они состоят главным образом из плагиоклаза и кварца, в небольшом количестве присутствует темноцветный минерал — биотит или реже роговая обманка; калиевый полевой шпат отмечается в ничтожных количествах, а в большинстве случаев совсем отсутствует. Из акцессорных минералов развиты апатит, сфен и рудный минерал. Вторичные изменения выражаются в альбитизации, се-

рицитизации и соссюритизации плагиоклаза и хлоритизации темноцветного минерала. Плагиоклаз нередко обладает зональным строением и представлен альбит-олигоклазом № 12 или альбитом № 4—5. Роговая обманка ($cNg = 20—22°$, $2V = —79°$) в большинстве случаев замещена эпидотом и хлоритом; содержание ее не превышает 1,5%. Количественно-минеральный состав жильных плагиогранитов и плагиоаплитов характеризуется довольно значительной вариацией содержания кварца.

Альбититы — тонкозернистые порфировые породы с редкими вкрапленниками плагиоклаза и кварца и гнездами бледно-зеленоватой слюдки. Основная масса состоит из альбита № 5, небольшого количества (1—2%) кварца и нацело мусковитизированного биотита. Из акцессорных минералов отмечен только сфен.

Раннегерцинские комплексы. В раннегерцинских комплексах преобладают кварцевые диориты, менее развиты плагиограниты и натровые аляскиты и еще меньше — габбро, диориты, гранодиориты.

Габбро по структуре, минеральному составу и постериорным изменениям не отличаются от раннекаледонских, но для них совершенно не характерны полосчатые текстуры. Подобно раннекаледонским комплексам, в раннегерцинских преобладают амфиболовые габбро, состоящие из лабрадора № 53—57, изредка зонального, обыкновенной роговой обманки (30—45%), а иногда и небольшого (до 7%) количества кварца; среди акцессориев присутствуют апатит и рудный минерал. Для алабасского комплекса характерны также калишпатсодержащие габбро, типа габбро-эссексита, в которых количество нерешетчатого микроклина вместе с кварцем достигает 13%, а наряду с роговой обманкой появляется и моноклинный пироксен.

Диориты имеют стандартный состав, но всегда сильно изменены. Через кварцевые диориты и сиенодиориты они связаны постепенными переходами с гранодиоритами и представляют собой скорее всего гибридные образования. Кварцевые сиенодиориты содержат до 20—25% калиевого полевого шпата при небольшом (9—12%) количестве кварца. Нередко в них отмечается примесь моноклинного пироксена, иногда заметная (3—7%). Гранодиориты отличаются повышенным содержанием калиевого полевого шпата (30—35% при 18—22% кварца) и резким преобладанием роговой обманки (почти нацело замещенной волокнистым амфиболом и хлоритом) над биотитом. Плагиоклаз в них имеет состав олигоклаз-андезина № 27—34. Акцессорные минералы этой группы пород представлены сфеном, апатитом и рудным, в сумме достигающими 2% объема породы.

Кварцевые диориты в космурунском комплексе связаны взаимопереходами с плагиогранодиоритами и плагиогранитами. Обычно они массивные, очень редко наблюдается планпараллельная текстура. Наряду с равномернозернистыми встречаются и порфировидные разности. Содержание главных породообразующих минералов — плагиоклаза и роговой обманки значительно варьирует (в пределах 57—70% и 10—35% соответственно). Количество калиевого полевого шпата никогда не превышает 9—10%, а кварца колеблется от 7 до 15%. Почти постоянно отмечается биотит (до 2%), а из акцессориев — апатит, циркон, сфен, магнетит. Плагиоклаз часто зональный и обычно разложен; первая генерация его имеет состав андезина № 35—40. Судя по продуктам разложения, близкий к этому составу имел и плагиоклаз II генерации, развитый в основной массе порфировидных разностей. В последних отмечаются и мелкие кристаллы прозрачного альбита № 6—8. Роговая обманка по большей части распределена неравномерно, образуя микрошлиры и кучные неправильной формы скопления. Она желтовато-зеленая, как правило, с резким плеохроизмом; $Ng'—Np' = 0{,}018—0{,}026$, $cNg = 24—28°$. Желтовато-бурый биотит большей частью хлоритизирован.

Плагиогранодиориты и плагиограниты отличаются лишь количественными соотношениями кварца, плагиоклаза и роговой обманки. Средние составы тех и других из Космурунского массива такие:

	Плагиогранодиориты	Плагиограниты
Кварц	21,4	37,2
Плагиоклаз	55,8	45,9
Калиевый полевой шпат (микропертит)	10,3	8,4
Роговая обманка	9,0	4,7
Биотит (хлоритизированный)	3,1	2,8
Акцессории (апатит, циркон, сфен, магнетит)	1,4	1,0

Обычно это порфировидные породы с гранитовой или реже микропегматитовой главной массой. В плагиогранитах порфировидные выделения представлены плагиоклазом, обнаруживающим тонкую и неясную зональность. Ядро зональных зерен имеет состав № 32—38. В основной массе породы плагиоклаз имеет состав олигоклаз-андезина № 27. Повсеместно проявлена коррозия плагиоклаза калиевым полевым шпатом с образованием грубых антипертитов. Роговая обманка по оптическим константам не отличается от таковой из кварцевых диоритов. Как и в последних, она распределена неравномерно и почти полностью замещена хлоритом.

Натровые аляскиты подобны таковым из раннекаледонских комплексов. Это среднезернистые порфировидные породы, содержащие (средний состав): 29,6% кварца, 36,1% альбита № 7—9, 29,2% решетчатого микроклин—пертита, 3,5% хлоритизированных биотита и амфибола и 1,6% циркона, апатита, сфена и магнетита. Обычны разности с исчезающе малыми количествами темноцветных минералов. Присутствие их становится заметным лишь в разновидностях, содержащих переработанные ксенолиты. Только этими слабыми признаками контаминации и отличаются натровые аляскиты раннекаледонских и раннегерцинских комплексов.

Как видно из сделанного обзора, петрографические особенности габбро и гранитоидов рассматриваемых двух возрастных групп комплексов весьма сходны, так что принадлежность тех и других к одному формационному типу едва ли может вызывать сомнение.

Особенности химизма пород рассматриваемых габбро-плагиогранитовых комплексов хорошо видны на петрохимической диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 53). Фигуративные точки составов пород в правой части диаграммы образуют одну сравнительно компактную полосу от габбро до наиболее кислых гранитоидов. В кислой области эта полоса расчленяется на две ветви, одна из которых соответствует ряду кварцевый диорит — плагиогранит, а другая — кварцевый диорит — плагиогранит — натровый аляскит и граносиенит. Таким образом выделяется две группы комплексов с натровой и калиевой дифференциальными ветвями. Как видно из диаграммы, гранитоидные породы рассматриваемых комплексов отличаются от нормальных пониженным общим содержанием щелочей при резком преобладании натрия в собственно плагиогранитовой ветви. Другой характерной особенностью является появление габбро с заметным субщелочным уклоном. В геохимическом отношении гранитоиды рассматриваемых комплексов отличаются повышенным против кларка содержанием кобальта (в среднем в 1,5—2 раза), а также иногда ванадия и хрома, что подчеркивает родство плагиогранитов с габброидами. Из других рудных элементов характерно повышенное по сравнению с кларком содержание меди и пониженное цинка, висмута, олова. Особо должен быть отмечен скан-

дий, содержание которого превышает кларк более чем в три раза. Содержания остальных элементов, по-видимому, значительно не отличаются от таковых в кислых магматических породах.

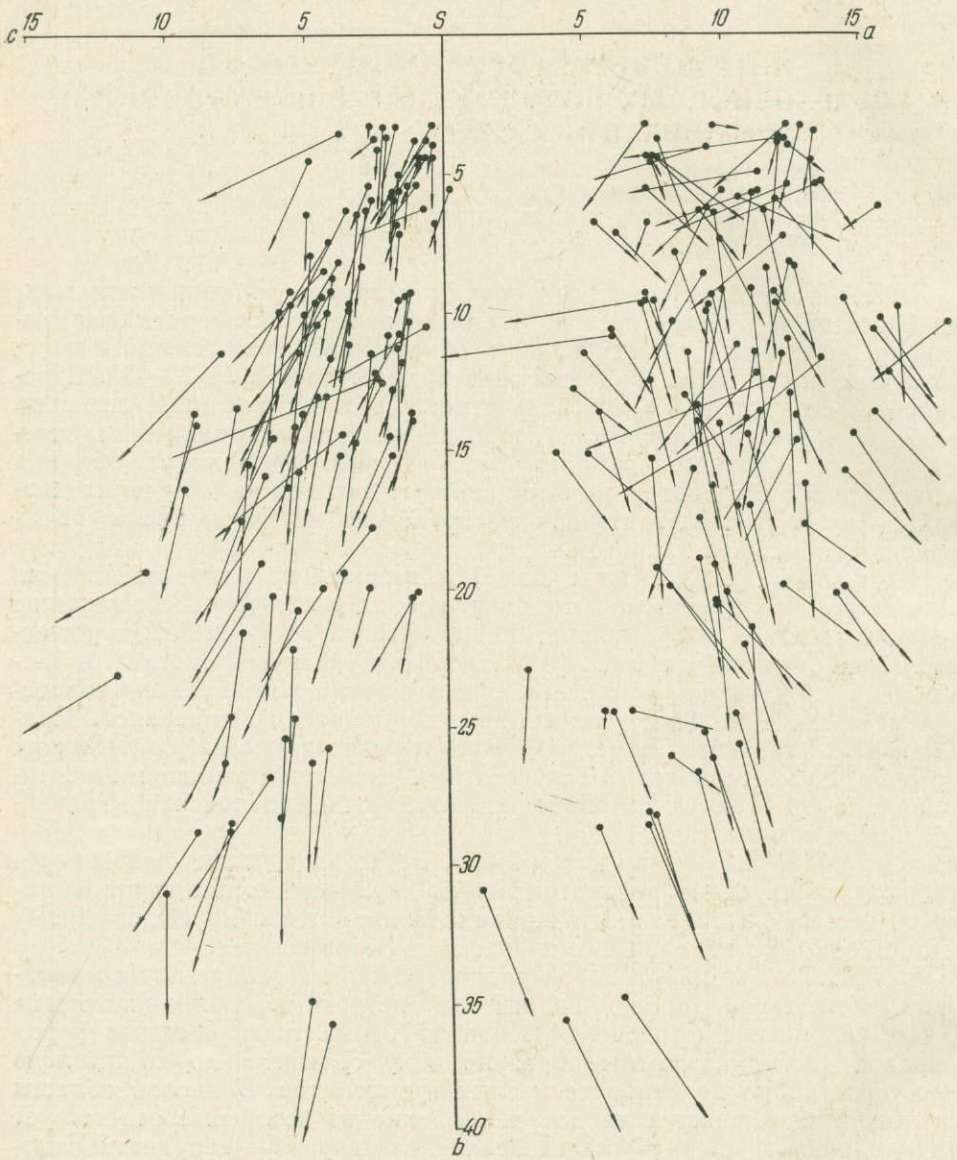


Рис. 53. Диаграмма химических составов пород габбро-плагиогранитовых комплексов Северо-Востока и Востока Центрального Казахстана (касымский, кульбайский, карасуйский, алабасский и космурунский комплексы)

Следует отметить, что многие исследователи не без основания предполагают парагенетическую связь с описанными габбро-плагиогранитовыми комплексами молибденово-медного и золото-полиметаллического оруденения.

ГЛАВА III

ИНТРУЗИВНЫЕ ФОРМАЦИИ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД ПОСТКОНСОЛИДАЦИОННОЙ АКТИВИЗАЦИИ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ

К стадиям постконсолидационной активизации складчатых систем, как уже указывалось, относятся три формации: формация первично-расслоенных перидотит-пироксенит-норитовых интрузий, формация интрузий ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами и формация малых интрузий пикритов и диабазов. Каждая из этих трех формаций в Казахстанской складчатой области представлена одним комплексом: златогорским перидотит-пироксенит-норитовым, красномайским щелочно-ультраосновным и каратургайским диабаз-пикритовым. Поэтому характеристика указанных формаций будет дана в виде геолого-петрографического описания соответствующих интрузивных комплексов. Поскольку первые два комплекса, златогорский и красномайский, пространственно сопряжены и генетически связаны со стадиями раннепалеозойской активизации древней Кокчетавской глыбы, то описанию этих комплексов целесообразно предпослать краткую геологическую характеристику последней, представляющей собой самый крупный древний срединный массив среди каледонид Центрального Казахстана.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОКЧЕТАВСКОЙ ГЛЫБЫ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ В ЕЕ ПРЕДЕЛАХ ИНТРУЗИЙ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОД

Важнейшим и наиболее крупным структурно-тектоническим элементом допалеозойской консолидации в пределах Казахстанской складчатой области является Кокчетавская глыба (Шлыгин, 1935; и др.) или «Кокчетавский массив» (Богданов, 1950). Кокчетавская глыба вытянута почти в широтном направлении на 250 *км* от р. Ишима на западе до курорта «Боровое» на востоке; ширина ее в средней части достигает 150 *км* (рис. 54). Она сложена допалеозойскими метаморфическими образованиями и в центральной своей части прорвана огромным Зерендинско-Сандыктауским массивом позднекаледонских гранитов, являющимся самым крупным из всех гранитных массивов Центрального Казахстана. По периферии Кокчетавской глыбы древние метаморфические толщи погружаются под палеозойские и мезо-кайнозойские отложения. С северо-запада и запада Кокчетавская глыба обрамляется Марьевским синклинорием, образованным осадочными и вулканогенными породами нижнего палеозоя. На юго-западе ее располагается Калмакольский синклинорий, сложенный осадочными толщами ордовика, собранными в относительно спокойные складки. С юго-запада она граничит с Тениз-Кургальджинской синеклизой, образованной верхнепалеозойскими осадочными отложениями. На востоке Кокчетавской глыбы располагается Восточно-Кокчетавский синклинорий (называемый

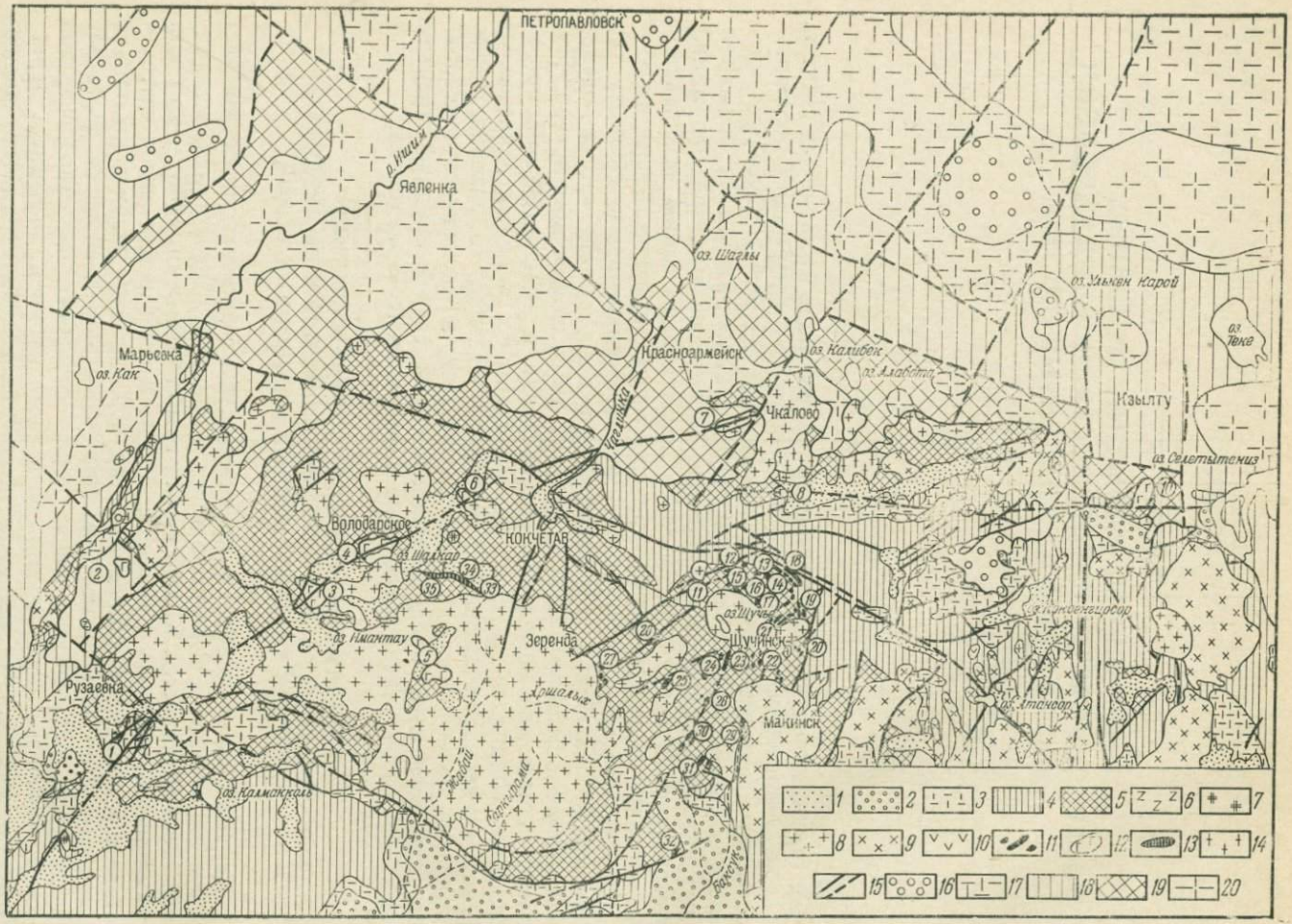


Рис. 54. Схема геологического строения Кокчетавской глыбы. Составлена с использованием геофизических данных О. Д. Иванова и М. И. Мелантьева (1966)

1 — кайнозойские отложения; *2* — верхнепалеозойские отложения; *3* — среднепалеозойские отложения; *4* — нижнепалеозойские отложения; *5* — метаморфические докембрийские образования; *6* — мезозойские базальты; *7* — сиениты; *8* — граниты; *9* — гранодиориты, диориты; *10* — габбро, кварцевые диориты, плагиограниты; *11* — габбровые и перидотит-пироксенитовые массивы щучинского комплекса; *12* — расслоенные перидотит-пироксенит-норитовые массивы златогорского комплекса; *13* — красномайская зона щелочно-ультраосновных интрузий; *14* — докембрийские гнейсо-граниты; *15* — разломы установленные и предполагаемые. Геологическое строение погребенного фундамента южной окраины Западно-Сибирской низменности (по геофизическим данным): *16* — верхнепалеозойские отложения; *17* — среднепалеозойские отложения; *18* — нижнепалеозойские отложения; *19* — докембрийские образования; *20* — гранитоиды. Цифры в кружках — массивы ультраосновных и основных пород: *Златогорского комплекса:* 1 — Дубровский, 2 — Новоселовский, 3 — Златогорский, 4 — Челкарский, 5 — Цуриковский, 6 — Жолдыбайский, 7 — Чкаловский, 8 — Жанадаурский, 9 — Шатский, 10 — Чеховский, *Щучинского комплекса:* 11 — Майбалыкские, 12 — Гекекольские, 13 — Чебаккольские, 14 — Кымкасакские, 15 — Озерный, 16 — Боровое, 17 — Лысогорский, 18 — Жанаталапские, 19 — Маданиятские, 20 — Жукейские, 21 — Котуркольские, 22 — Базарбекские, 23 — Массив разъезда № 22; 24 — Сасыкские, 25 — Савинские, 26 — Брусиловские, 27 — Дороговские, 28 — Жанажолские, 29 — Черноярский, 30 — Урымкайские, 31 — Киндыккарагайские, 32 — Матский. *Красномайского комплекса:* 33 — Павловские, 34 — Красномайский, 35 — Барчинский, 36 — пикриты Крещенского массива

также «Восточно-Кокчетавским прогибом»), сложенный нижнепалеозойскими геосинклинальными толщами. Этот нижнепалеозойский геосинклинальный прогиб отделяет на северо-востоке Кокчетавскую глыбу от так называемого Шатского тектонического блока, также сложенного древними метаморфическими образованиями. На севере Кокчетавская глыба погружается под мезозойские и кайнозойские отложения Западно-Сибирской низменности. Проведенный О. Д. Ивановым и М. И. Мелентьевым (1966) анализ гравитационных и магнитных полей позволил установить, что и с севера Кокчетавская глыба ограничивается каледонским геосинклинальным прогибом, получившим название «Петропавловского». Это подтверждается также данными буровых скважин, вскрывших к югу от г. Петропавловска нижнепалеозойские основные эффузивы. Кокчетавская глыба отделена от Петропавловского прогиба серией ступенчатых разрывных нарушений, которые четко прослеживаются зоной высоких градиентов значения поля Δg и уступом в рельефе допалеозойского фундамента. Аналогичные разломы отделяют Кокчетавскую глыбу от Марьевского, Калмаккольского и Восточно-Кокчетавского синклинориев. В северной погребенной части глыбы по наличию крупной аномалии пониженных значений Δg и по данным бурения выявлен огромный гранитоидный массив (Явленский), вероятно, аналогичный Зерендинско-Сандыктускому.

Размеры Кокчетавской глыбы с включением Шатского блока и с учетом ее погребенных частей (см. рис. 54) составляют 250—340 *км* в широтном направлении и 180—200 *км* — в меридиональном. Таким образом, Кокчетавская глыба представляет собой крупную структуру регионального масштаба, по площади вполне сопоставимую, например, с Чешским (Богемским) массивом в системе герцинид Центральной Европы.

Принципиально важными для выяснения природы интрузивного магматизма Кокчетавской глыбы являются представления Е. Д. Шлыгина о существенном различии структур Улутауского поднятия и Кокчетавской глыбы. Структура Улутау (и Каратау. — *Н. М.*) — это сложно построенный каледонский антиклинорий, в ядрах которого обнажаются породы докембрия. Кокчетавская глыба — это древний срединный массив, представляющий собой совокупность отдельных тектонических блоков, ограниченных расколами. Анализируя все эти данные, Е. Д. Шлыгин заключает, что для Кокчетавского поднятия термин «антиклинорий» (часто употребляемый в современной геологической литературе — *Н. М.*) не определяет существа его структуры, а потому прежнее название «Кокчетавская глыба», предложенное им еще в 1935 г., остается вполне правомочным (Шлыгин, 1962). Эти идеи Е. Д. Шлыгина полностью подтверждаются всеми новыми данными по интрузивному магматизму. Если Улутауское поднятие рассматривалось нами как субконтинентальный срединный массив второго рода (по классификации В. Е. Хаина, 1964), т. е. как реликт зоны консолидации, возникшей в конце верхнепротерозойского цикла, предшествовавшего каледонскому тектоно-магматическому циклу, то Кокчетавская глыба должна рассматриваться как субконтинентальный массив первого рода (по той же классификации). т. е. как обломок древней, досинийской платформы, сохранившийся со времени заложения окружавших ее геосинклинальных прогибов. Ультраосновные и основные интрузии в обоих этих срединных массивах связаны с широким развитием разрывных нарушений. Однако в Улутауском районе магматические проявления непосредственно связаны с развитием нижнепалеозойской геосинклинали, и интрузии здесь лишь выходят за ее пределы в соседний срединный массив, приобретая некоторые специфические для ксеногенных магматических комплексов черты, но сохраняя в целом свой геосинклинальный характер. Интрузивные комплексы Кокчетавской глыбы, свя-

занные с ее тектоно-магматической активизацией в каледонское время, являются самостоятельными по своему генезису и обнаруживают, как будет показано ниже, все особенности типичного платформенного магматизма.

В геологическом строении Кокчетавской глыбы, представляющей, по Е. Д. Шлыгину (1962), мозаику тектонических блоков, характеризующихся резкими различиями простираний, принимают участие докембрийские метаморфические образования и прорывающие их интрузии каледонского возраста (см. рис. 54).

Стратиграфия и вещественный состав метаморфических толщ Кокчетавской глыбы подробно охарактеризованы в I томе монографии «Петрография Центрального Казахстана» (1967). Поэтому на этих вопросах здесь нет необходимости останавливаться.

Переходя к вопросам магматизма, который в Кокчетавском районе проявлен весьма широко и разнообразно, необходимо прежде всего отметить, что все наиболее важные магматические комплексы, в том числе и интересующие нас интрузивные комплексы основных и ультраосновных пород, связаны с различными стадиями развития обрамлявших Кокчетавскую глыбу каледонских геосинклиналей и с соответствующими им по времени стадиями тектоно-магматической активизации самой глыбы.

Наиболее интенсивно в Кокчетавском районе проявился каледонский тектоно-магматический цикл, с которым связано большое количество интрузий различного состава — от ультрабазитов и габброидов до гранитов и щелочных пород. Однако если гранитные интрузии Северного Казахстана изучены достаточно хорошо и уже давно расчленены на отдельные интрузивные комплексы, в отношении генезиса и металлогении которых имеется целый ряд представлений (Е. Д. Шлыгин, Ю. А. Билибин, П. Н. Кропоткин, В. С. Коптев,-Дворников, М. А. Абдулкабирова, В. М. Шульга и др.), то относительно интрузий ультраосновных и основных пород Кокчетавская глыба долгое время оставалась очень слабо изученной. Специальные петрографические работы начали здесь проводиться только в 40-х годах и касались лишь двух наиболее крупных массивов — Златогорского и Челкарского (Е. Д. Шлыгин, М. В. Тащинина, И. И. Бок, Н. А. Елисеев, Э. Е. Федоров и др.).

Сведения об остальных массивах были весьма неопределенны и рассеяны в различных геологических отчетах и немногих опубликованных работах. Однако уже в сводных работах И. И. Бока и Н. П. Михайлова, а также В. Н. Москалевой интрузии ультраосновных и основных пород Кокчетавской глыбы были выделены в особую группу и рассматривались как проявления платформенного магматизма (Михайлов, 1956, 1958).

Большое значение в деле дальнейшего изучения ультраосновных и основных интрузий Кокчетавской глыбы имели начавшиеся в конце 50-х годов комплексные геофизические и геологические работы, проводившиеся Северо-Казахстанской экспедицией Казгеофизтреста и Кокчетавской ГРЭ Центрально-Казахстанского геологического управления. В результате этих исследований на территории Северного Казахстана было выявлено большое число массивов ультраосновных и основных пород, многие из которых, будучи скрытыми под покровом рыхлых кайнозойских отложений, не обнажаются на поверхности. Такие массивы хорошо фиксируются магнитометрией, дающей на фоне нормального магнитного поля резкие локальные магнитные аномалии интенсивностью от 500 до 5000—7000 гамм. Помимо высокого аномального магнитного поля, площади развития ультраосновных пород отмечаются положительными аномалиями силы тяжести, а также выявляются ме-

таллометрическими методами поисков, определяющими ореолы рассеяния хрома, никеля, кобальта и меди.

Однако обусловленные применением геофизических методов успехи и возможности быстрого выявления новых погребенных массивов ультраосновных пород оказали и отрицательное влияние (как это нередко бывает!) на развитие представлений о закономерностях размещения ультрабазитов и габброидов в пределах Кокчетавской глыбы. Некоторые геологи и геофизики, чрезмерно увлекаясь данными магнитометрии, стали каждую, даже небольшую локальную магнитную аномалию интерпретировать без проверки бурением или другими геофизическими методами как вызванную погребенным ультраосновным массивом. В итоге Кокчетавская глыба на геологических картах и схемах оказалась в буквальном смысле испещренной воображаемыми «ультрабазитовыми поясами», следующими по воле их авторов в любых направлениях, самым причудливым образом ветвящимися и даже пересекающимися (!?). К сожалению, эти данные и «схемы размещения ультрабазитов и базитов в Северном Казахстане» без должной проверки, с излишней поспешностью были опубликованы в периодической печати (М. А. Абдулкабирова, 1962; Ю. Ф. Анашин, 1962). «Сенсация» открытия такого множества новых ультрабазитовых интрузий в Северном Казахстане, естественно, вызвала необходимость их детального изучения, определения их структурной и генетической позиции и выявления их перспектив в отношении полезных ископаемых.

В итоге проведенных в 1961—1965 гг. геологами Кокчетавской экспедиции СКГУ МГ Каз. ССР и ВСЕГЕИ (под общим руководством Н. П. Михайлова) специальных ревизионных работ, сопровождавшихся большим объемом колонкового бурения, выяснилось, что подавляющее большинство новых погребенных или слабо обнаженных на поверхности ультраосновных массивов, отмеченных магнитными аномалиями, сосредоточено вдоль восточной окраины Кокчетавской глыбы, где они образуют так называемый Щучинский ультрабазитовый пояс (см. выше). Что же касается множества других магнитных аномалий, рассеянных на остальной площади Кокчетавской глыбы, то они никакого отношения к ультрабазитовым интрузиям не имеют, а вызываются намагниченными массами либо амфиболитов и эклогитов зерендинской серии, либо же небольшими телами железистых кварцитов, залегающими среди пород кокчетавской свиты нижнего протерозоя. Только лишь некоторые крупные и интенсивные магнитные аномалии (у с. Дубровка, у кордона Дубрава, у оз. Жолдыбай, у колхоза Красный Май, у с. Чкалово) оказались действительно вызванными погребенными под покровом рыхлых отложений телами ультраосновных пород.

Таким образом было опровергнуто создавшееся вначале представление о необычайно широком распространении ультрабазитов и габброидов на площади Кокчетавской глыбы, а схемы их размещения, составленные Ю. Ф. Анашиным (1962) и М. А. Абдулкабировой (1962), оказались не соответствующими действительному положению вещей. Также оказались несостоятельными в связи с этим и попытки указанных авторов установить закономерности распространения «базитов и ультрабазитов» в Северном Казахстане.

Проведенные в 1961—1965 гг. исследования как обнажающихся на поверхности, так и погребенных под покровом рыхлых отложений интрузий ультраосновных и основных пород в Северном Казахстане полностью подтвердили высказанное ранее (Михайлов, 1956, 1958) предположение о том, что среди них следует различать два самостоятельных интрузивных комплекса, которые резко отличаются друг от друга как по своему структурно-тектоническому положению, так и по петрографическим и металлогеническим особенностям. Геологическая съемка многих из этих интрузий с использованием геофизических данных и

особенно детальное изучение богатейшего кернового материала Кокчетавской экспедиции СКГУ позволили дать геолого-петрографическую характеристику этих комплексов, выявить их основные геохимические и металлогенические особенности и определить их формационную принадлежность. К первому из этих комплексов относятся небольшие слабо дифференцированные интрузии Щучинского пояса, сложенные серпентинитами, серпентинизированными пироксенитами, перидотитами и габбро. Они объединяются в «щучинский перидотито-пироксенитовый комплекс», описанный выше. В другой интрузивный комплекс, названный «златогорским перидотит-пироксенит-норитовым», объединены сложно дифференцированные, псевдостратифицированные интрузии платформенного типа, внедрившиеся по зонам разломов в древние метаморфические образования Кокчетавской глыбы в стадию ее тектоно-магматической активизации, которая была вызвана движениями в окружающих ее каледонских геосинклиналях.

При проверке бурением магнитных аномалий в 1962—1963 гг. в центральной части Кокчетавской глыбы была выявлена зона погребенных массивов биотитовых и гранатовых (меланитовых) пироксенитов, содержащих отдельные тела сиенитов, нефелиновых (либнеритовых) сиенитов и карбонатитов. Ныне эти массивы объединяются в самостоятельный красномайский щелочно-ультраосновной интрузивный комплекс, являющийся типичным представителем щелочно-ультраосновной магматической формации, характерной для стадий активизации платформ и областей завершенной складчатости.

ПЕРИДОТИТ-ПИРОКСЕНИТ-НОРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (ЗЛАТОГОРСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС)

Геологическая характеристика комплекса

Основные и ультраосновные массивы Кокчетавской глыбы настолько резко отличаются от широко распространенных в Центральном Казахстане альпинотипных интрузий, что они давно уже стали привлекать к себе особое внимание. Так, особенности строения и состава Златогорского массива, являющегося наиболее типичным представителем рассматриваемого интрузивного комплекса, были отмечены еще Е. Д. Шлыгиным и М. В. Тащининой, составившими первую геологическую карту массива. На основании изучения только поверхности этого плохо обнаженного массива указанные исследователи впервые высказали предположение о возможном сходстве его с лополитом Седбери (Шлыгин, Тащинина, 1937). И. И. Бок, изучавший Златогорский массив более детально, с применением небольших объемов бурения и магнитометрических методов, представлял его в виде дифференцированного пластообразного тела, считая, однако, что дифференциация прошла не полно, не доводя интрузию до расслаивания и стратификации. Н. А. Елисеев, напротив, в своей «Структурной петрологии» (1953) привел Златогорский массив в качестве примера первично-расслоенных плутонов, отнеся его, правда, к типу почти вертикальных «керн-плутонов», в которых расслаивание происходило в результате подъема магмы, а не гравитационно-кристаллизационной дифференциации, как в типичных расслоенных интрузиях платформенного типа.

Последующие детальные исследования массивов ультраосновных и основных пород Кокчетавской глыбы с использованием данных буровых работ и геофизических материалов дали уже бесспорные доказательства того, что известные здесь по прежним работам Златогорский, Челкарский и Цуриковский массивы, а также выявленные в последние годы геофизическими исследованиями и бурением Чкаловский, Дубровский и другие массивы являются совершенно особыми интрузив-

ными образованиями, которые должны быть отнесены к самостоятельному интрузивному комплексу. Они представляют собой относительно крупные, расслоенные на целый ряд дифференциатов интрузии, внедрившиеся по зонам разломов в древние метаморфические породы Кокчетавской глыбы. В противоположность альпинотипным интрузиям, в них хорошо выражены первично-полосчатые текстуры, псевдостратификация, а также общая асимметрия строения, заключающаяся в том, что ультраосновные (существенно оливиновые) дифференциаты располагаются в нижних частях интрузий, тогда как верхние их части сложены основными породами, обогащенными плагиоклазом. При этом между бесполевошпатовыми ультраосновными породами и габброидами наблюдаются постепенные переходы, чего нет в альпинотипных интрузиях. В донных частях массивов обычно наблюдаются приконтактовые закаленные зоны гибридных пород типа кварцевых метагаббро габбро-диоритов и пр., образовавшихся, по-видимому, в результате ассимиляции основной магмой материала гнейсов, кварцитов и амфиболитов, образующих подошву массивов.

В составе этих интрузий преобладают основные породы, представленные габбро-норитами, норитами, оливиновыми норитами, троктолитами, т. е. породами, совершенно не свойственными альпинотипным интрузиям, но зато очень характерными для расслоенных платформенных интрузивных комплексов. Ультраосновные дифференциаты здесь представлены пироксенитами, иногда плагиоклазовыми или оливиновыми, перидотитами (также часто плагиоклазовыми), шрисгеймитами, дунитами. Тот факт, что все породы этих массивов, залегающие среди глубоко метаморфизованных кристаллических сланцев, гнейсов, амфиболитов и кварцитов докембрия, относятся к гранитовым структурным фациям и не несут следов регионального метаморфизма, еще раз свидетельствует о более молодом возрасте интрузий, которые внедрялись в уже консолидированные и регионально-метаморфизованные древние породы.

Время внедрения интрузий златогорского перидотит-пироксенит-норитового комплекса, основываясь на общих геологических соображениях и на результатах определений абсолютного возраста горных пород (см. ниже), относится, вероятно, к одной из ранних фаз каледонской складчатости, которая на границе Кокчетавской глыбы и Восточно-Кокчетавской геосинклинали сопровождалась образованием глубинных разломов и внедрением по ним интрузий щучинского перидотит-пироксенитового комплекса. Под влиянием этих складчатых движений в окружающих геосинклиналях древняя Кокчетавская глыба испытывала тектоническую активизацию, проявившуюся в образовании расколов с перемещением по ним отдельных блоков; при этом наиболее крупные и глубокие разломы открыли пути для внедрения основной магмы, которая в условиях относительно спокойной кристаллизации в жесткой раме и дала сложно дифференцированные, расслоенные массивы рассматриваемого интрузивного комплекса.

В составе златогорского интрузивного комплекса сейчас известно четыре крупных массива ультраосновных и основных пород: Златогорский, Челкарский, Цуриковский и Чкаловский. Последний массив совершенно не обнажается на поверхности; он был выявлен геофизическими методами, а затем вскрыт довольно большим числом буровых скважин под покровом рыхлых отложений мощностью от 10 до 80 *м*. К этому же интрузивному комплексу пока условно отнесены еще несколько почти не обнажающихся на поверхности и очень слабо изученных интрузивных тел ультраосновных пород, а также выявленный лишь осенью 1965 г. Чеховский массив в Шатском тектоническом блоке.

В табл. 20 приведен перечень всех массивов златогорского перидотит-пироксенит-норитового комплекса, указаны размеры их обнажа-

Таблица 20

Характеристика массивов златогорского перидотит-пироксенит-норитового комплекса

Название массива	Общая площадь массива, ($км^2$)	Площадь обнаженной части массива, $км^2$	Распределение отдельных разновидностей пород								
			Дуниты	Перидотиты	Шрисгеймиты	Пироксениты и горнблендиты	Троктолиты	Оливиновые нориты	Нориты	Габбро-нориты	Габбро
Златогорский	65,0	10,6	++	++	+	++	+	++	+++	++	+
Челкарский (с сателлитами)	71,8	60,0			+	+				++	+++
Цуриковский (с урпекским сателлитом) . .	65,0	9,3		++		++			+	++	+++
Чкаловский	27,2	0,0		+++	+	+				+	+
Дубровский	33,0	0,01		++		+++				+	++
Жолдыбайский . . .	6,0	0,01		+++		+					+
Жанадаурский . . .	0,6	0,6		++		+					+
Шатский	2,4	0,4		++		+			+	+	+
Чеховский	70,0	52,0	+	+		+	+	+	+	+	+
Новоселовский . . .	2,0	0,6		+				+		+	++
Всего . . .	343,0	133,52									

ющихся частей и истинные размеры интрузий, установленные геофизическими и буровыми данными, а также примерные соотношения площадей, занятых различными ультраосновными и основными породами. Из всех массивов златогорского комплекса наиболее интересным как по обилию собранного и обработанного фактического материала, так и по значению сделанных выводов является Златогорский массив, который может считаться прототипом интрузий рассматриваемого комплекса.

Геолого-петрографическое описание массивов

Златогорский массив

Златогорский массив основных и ультраосновных пород находится в центральной части Кокчетавской глыбы, в 90 *км* к запад-юго-западу от г. Кокчетава и в 20 *км* на юг от с. Володарского — районного центра Кокчетавской области. В южной части массива располагается село Златогорка, по которому он и получил свое название. Этот массив еще со времени первых геологических исследований в Северном Казахстане стал привлекать к себе внимание геологов своим резко отличным от других казахстанских ультрабазитовых и габбровых массивов строением, составом слагающих его пород и наличием в последних вкрапленности медно-никелевых сульфидов. На протяжении последних 30 лет он посещался многими исследователями и подвергался изучению с той или иной степенью детальности. К настоящему времени Златогорский массив в результате выполненных на нем в последние годы больших объемов бурения и геофизических работ, а также проведенных в 1961—1964 гг. детальных геолого-петрографических исследований, является наиболее хорошо изученным из всех первично-расслоенных массивов Кокчетавской глыбы.

Геология и структура. Златогорский массив принадлежит к числу наиболее крупных первично-расслоенных плутонов Кокчетавской глыбы. Его площадь, определенная на основании геологической съемки с использованием данных бурения и результатов геофизических исследо-

ваний, равна 65 $км^2$. Однако суммарная площадь выходов пород массива на дневную поверхность составляет лишь 10,6 $км^2$, или $^1/_6$ часть общей его площади. Слабая обнаженность массива и вмещающих пород не позволяет сделать достаточно обоснованных выводов об особенностях его строения. Только в нескольких пунктах можно наблюдать взаимоотношения главных типов пород, и то преимущественно в восточной части массива. О распространении же большинства других разновидностей пород (в том числе и тех, которые слагают основную часть площади массива) можно судить по данным скважин картировочного и разведочного бурения. Первично-расслоенный массив в современном денудационном срезе имеет округленную, почти изометрическую форму с размерами 10 $км \times 8$ $км$ (рис. 55). Северо-западный конец массива несколько оттянут и смещен по разрывному нарушению, прекрасно фиксируемому на аэрофотоснимках. Центральная часть массива пересекается зоной разломов северо-восточного простирания. Крупный разлом того же направления пересекает юго-восточную половину массива. С востока значительная часть массива срезана позднекаледонской гранитной интрузией орлиногорского комплекса. Массив залегает в сильно метаморфизованных кварцитах, кварцево-слюдяных сланцах и амфиболитах уялинской свиты докембрия, имея со всеми этими породами нормальные интрузивные контакты. Только северный контакт массива тектонический, что подчеркивается его прямолинейностью, фиксируемой данными магнитометрии и гравиметрии и подтвержденной скважинами картировочного бурения.

Контакты массива, судя по магнитометрическим и буровым данным, довольно крутые, причем везде они имеют падение к центру массива. Крутые углы падения имеют в большинстве естественных обнажений и элементы прототектоники, что было отмечено Н. А. Елисеевым (1953) и на основании чего он сделал вывод о штокообразной форме массива. Однако все эти наблюдения относятся исключительно к периферическим (главным образом, к восточной и южной) частям массива, тогда как в скважинах, пробуренных в центральных его частях, постоянно наблюдаются очень пологие, почти горизонтальные границы между отдельными разновидностями ультраосновных и основных пород. Все эти данные явно противоречат предположениям и о пологой пластообразной (Е. Д. Шлыгин. И. И. Бок), и о крутой штокообразной (Н. А. Елисеев) форме массива. Учитывая, что в центральной части массива первичная полосчатость и границы между слоистыми сериями пород имеют близкое к горизонтальному залегание, а по направлению к контактам они приобретают крутые наклоны, направленные к центру массива, мы приходим к выводу, что внутренняя структура его может быть только чашеобразной, обусловленной общей воронкообразной формой интрузии. Значительно более сложным и пока еще не решенным остается вопрос о корнях этой воронкообразной интрузии. Анализируя имеющиеся геофизические данные * и сопоставляя геологические разрезы, построенные на основании структурных скважин, можно предположить, что корни интрузии находятся где-то в ее восточной части и возможно, что они даже были уничтожены более поздней интрузией орлиногорских гранитов. Естественно, что при большой мощности интрузии (2,5—4,0 $км$, по данным гравиметрии) невозможно обнаружить бурением ее корни. О составе донной части массива мы можем судить только по двум профилям структурных скважин, которые вскрыли его нижний контакт с подстилающими породами на юге и юго-западе.

Однако эта в общем простая чашеобразная внутренняя структура массива имеет ряд особенностей, сильно затрудняющих ее изучение. Сопоставление данных структурных скважин с результатами геологи-

---

* Гравиметрический максимум располагается в восточной части массива.

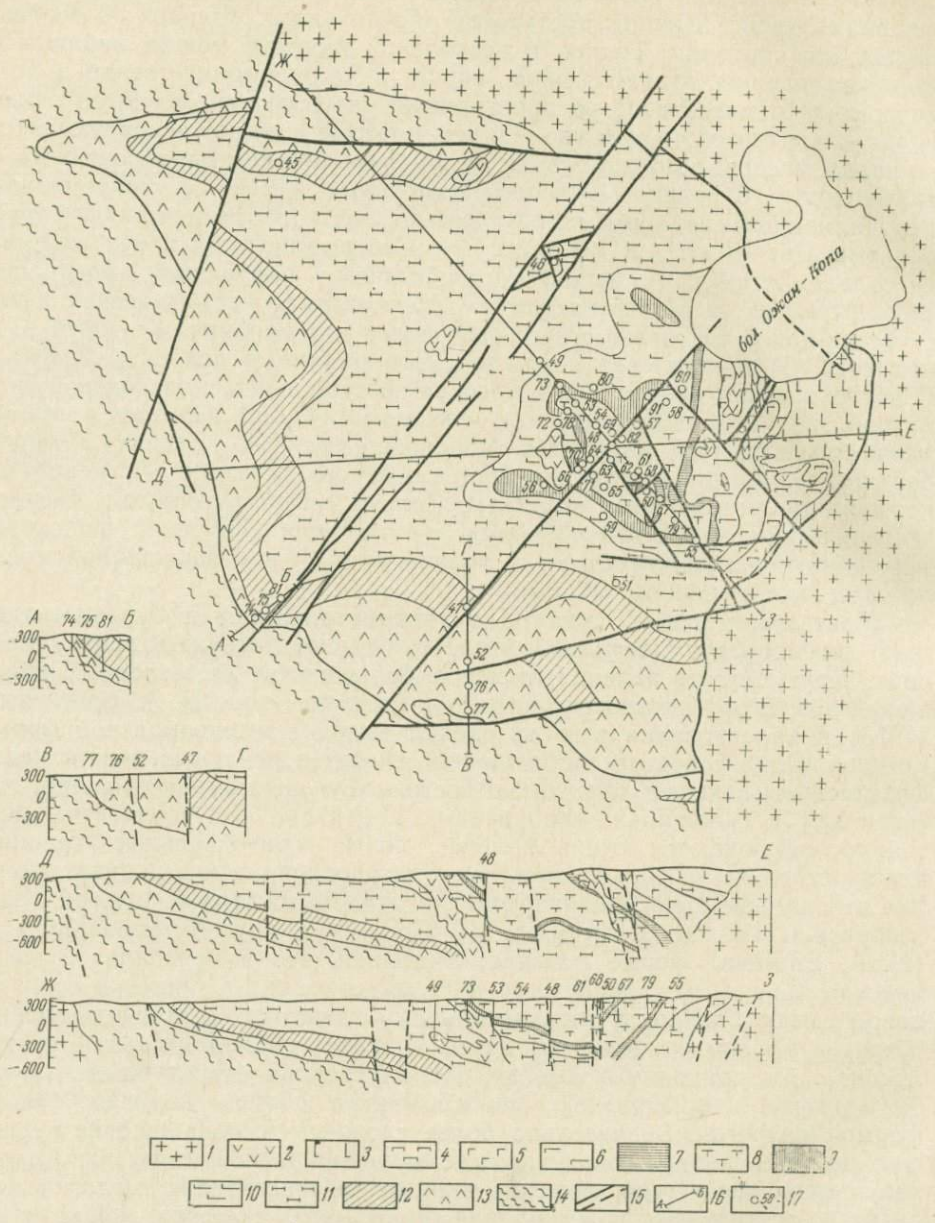


Рис. 55. Схема геологического строения Златогорского массива (без рыхлых отложений)

1 — граниты и гранодиориты орлиногорского комплекса; *2* — полосчатые габбро-диориты, микрогаббро, микрогаббро-нориты дополнительной интрузии. Породы верхней зоны массива: *3* — габбро-нориты; *4* — меланократовые оливиновые габбро-нориты. Породы «критической» зоны массива: *5* — лейкократовые крупнозернистые битовнитовые нориты; *6* — крупнозернистые оливиновые нориты; *7* — верхний горизонт переслаивания: плагиоклазовые перидотиты, пироксениты, оливиновые нориты, нориты; *8* — дуниты; *9* — нижний горизонт переслаивания: перидотиты, пироксениты, троктолиты, анортозиты, оливиновые нориты; *10* — оливиновые и битовнитовые нориты. Породы нижней зоны массива: *11* — среднезернистые нориты и габбро-нориты с пироксенитами в нижней части; *12* — расслоенная серия: амфиболизированные перидотиты, пироксениты, нориты. Породы донной части массива: *13* — метаморфизованные габбро-нориты, габбро и кварцевые габбро; *14* — вмещающие метаморфические породы докембрия; *15* — разрывные нарушения; *16* — линии разрезов; *17* — структурные скважины

ческой съемки показало, что расслоенные зоны массива деформированы в складки большого радиуса кривизны, формировавшиеся, вероятно, в результате контракционных явлений при застывании массива. В плоскости денудационного среза это выражается сложной формой выходов дифференцированных зон. Другой особенностью является широкое развитие в пределах плутона разрывных нарушений, сильно искажающих его первоначальную структуру.

Массив сложен серией разнообразных основных и ультраосновных пород, от анортозитов и лейкократовых битовнитовых норитов до перидотитов и дунитов, образовавшихся в одну интрузивную фазу, связанных между собой переходными разностями и участвующих в строении дифференцированных зон массива. Эти породы главной интрузивной фазы прорываются небольшими телами полосчатых габбродиоритов и микрогаббро-норитов дополнительной интрузии и секутся дайками горнблендитов, спессартитов и диабазов, а также жилами разнообразных по составу и характеру пегматитов. В соответствии с этим в схеме формирования массива могут быть выделены:

а) главная интрузивная фаза — внедрение по разломам магмы основного состава, первичное ее расслаивание и кристаллизация в камере плутона, в результате чего образовалась ассоциация разнообразных горных пород (габбро-нориты, нориты, оливиновые нориты, анортозиты, троктолиты, пироксениты, перидотиты, дуниты), разместившихся в определенной закономерной вертикальной последовательности;

б) фаза дополнительной интрузии — образование небольших крутых интрузивных тел габбро-диоритов, микрогаббро и микро-габбро-норитов, прорывающих породы главной интрузивной фазы;

в) жильная фаза — внедрение разнообразных жильных образований по трещинам в породы главной интрузивной фазы.

Изучение характера распространения пород главной интрузивной фазы и изменение их состава в плане и в вертикальном разрезе массива (по данным корреляции колонок структурных скважин) позволило установить, что массив по вертикали четко разделяется на три дифференцированные зоны, имеющие в свою очередь сложное строение.

Верхняя зона, состоящая из габбро-норитов, слагающих вершину сопки Копа, и подстилающего их горизонта меланократовых оливиновых габбро-норитов. Эти породы, слагающие самые высокие участки современной поверхности массива, в то же время характеризуют лишь нижнюю часть его верхней дифференцированной зоны, так как все вышележащие породы уничтожены эрозией. Поэтому у нас нет никаких данных, чтобы судить о полной мощности верхней дифференцированной зоны Златогорского массива и о породах его кровли.

Средняя зона имеет наиболее сложное строение с чередованием пород различного состава. В разрезе этой сложно построенной зоны выделяется несколько самостоятельных частей, характеризующихся особым строением и составом слагающих их пород:

а) горизонт крупнозернистых лейкократовых норитов;

б) горизонт крупнозернистых оливиновых норитов;

в) верхний горизонт переслаивания, состоящий из сложного ритмического чередования оливиновых норитов, лейкократовых норитов, среднезернистых мезократовых норитов, серпентинизированных плагиоклазовых перидотитов и плагиоклазовых пироксенитов; наглядное представление о строении этого горизонта дает геологический разрез скв. 50 (рис. 56), которая пересекла полную его мощность (около 400 *м*) от вышележащих оливиновых норитов до подстилающих дунитов. Характерно, что в верхней части этого горизонта преобладают переслаивающиеся между собой различные норитовые породы, в средней — наблюдается тонкое переслаивание норитов и ультраосновных пород, а

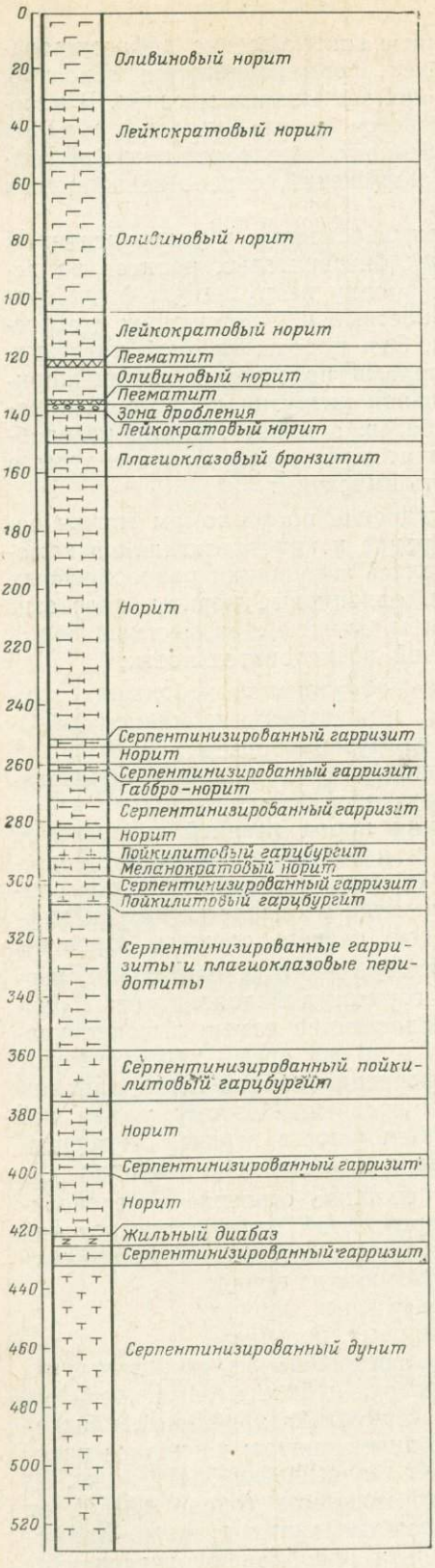


Рис. 56. Геологический разрез структурной скважины № 50 на Златогорском массиве

нижняя часть сложена преимущественно плагиоклазовыми перидотитами и пироксенитами с отдельными небольшими прослоями норитов;

г) дунитовая линза, представляющая один из характерных элементов строения «средней» зоны массива. Это огромное линзообразное тело дунитов размерами 2,5×1,5 *км* и мощностью в центральной части свыше 700 *м* залегает между верхним и нижним горизонтами переслаивания, будучи приуроченным, вероятно, к провесу центральной части воронкообразной интрузии; судя по разрезам скважин, вскрывших в различных частях это тело, оно сложено однообразными слабо серпентинизированными дунитами, содержащими отдельные горизонты, обогащенные сингенетической вкрапленностью медно-никелевых сульфидов; к дунитам же приурочены густовкрапленные хромитовые руды, жилы хромита мощностью от 1—2 *см* до 0,5 *м* и главная масса кварц-полевошпатовых пегматитов, образующих в центральной части дунитового тела целое поле пегматитовых жил протяженностью около 2 *км* при ширине до 800 *м*;

д) нижний горизонт переслаивания перидотитов, пироксенитов, троктолитов, анортозитов, норитов и оливиновых норитов, по строению близкий к верхнему горизонту переслаивания; этот горизонт, вероятно, не является достаточно выдержанным, так как он был вскрыт под дунитами не всеми скважинами;

е) горизонт оливиновых и лейкократовых норитов, залегающий либо под нижним горизонтом переслаивания, либо же непосредственно под дунитами, и составляющий основание критической зоны.

Общая мощность средней зоны определяется примерно в 1700 *м*. Детальное петрографическое изучение пород средней зоны показало любопытную их особенность: несмотря на все их многообразие, они характеризуются исключительным постоянством состава главных породообразующих минералов: очень основным плагиоклазом (80—85% Ап), слабо железистым ромбическим пироксеном-бронзитом (12—

15% ферросилитового компонента) и магнезиальным оливином (не более 10—12% фаялитовой молекулы).

Нижняя зона, залегающая непосредственно под средней, составляет, видимо, основную часть объема Златогорской интрузии, а потому она могла бы быть названа ее главной зоной. Она состоит из двух дифференцированных серий: в) верхней — норитовой и б) нижней — расслоенной. Как видно на карте (см. рис. 55), породы норитовой серии составляют наибольшую часть площади массива, перекрытую рыхлыми отложениями; они обнажаются только в западной части сопки Кольжумбай и были вскрыты лишь двумя скважинами №№ 46 и 49, не вышедшими из норитов. Судя по разрезам этих скважин, норитовая серия сложена однообразными среднезернистыми норитами и габбро-норитами, отличающимися от норитовых пород средней зоны наличием менее основного плагиоклаза (70—75% An) и более железистого бронзита (20—25% $FeSiO_3$). Среди норитовых пород наблюдаются маломощные горизонты пироксенитов (бронзититов). Как верхняя, так и нижняя границы норитовой серии условны. Верхний ее контакт проводится по появлению над среднезернистыми норитами оливиновых норитов основания средней зоны, а нижняя граница определяется по появлению над норитами ультраосновных пород, образующих нижнюю расслоенную серию.

Последняя достаточно хорошо прослеживается в основании норитовой серии. Эта расслоенная серия представлена частым и сложным чередованием серпентинизированных и амфиболизированных перидотитов, плагиоклазовых и оливиновых пироксенитов, габбро-норитов и редко — анортозитов. Характер строения этой серии иллюстрирует геологический разрез структурной скв. 47 (рис. 57), пройденной у южной окраины села Златогорки.

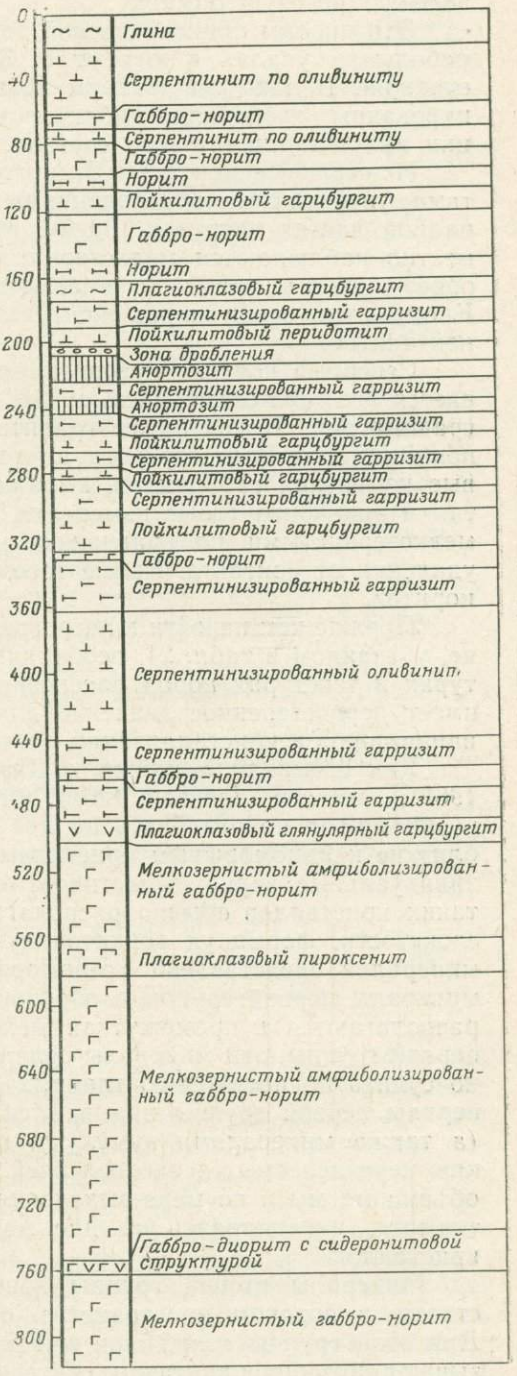


Рис. 57. Геологический разрез структурной скважины № 47 на Златогорском массиве

Общая мощность нижней зоны может быть определена величиной порядка 1200 *м*.

Нижняя зона массива нигде не контактирует непосредственно с вмещающими породами; от последних ее повсюду отделяет зона контаминированных, местами сильно рассланцованных мелкозернистых габбро и габбро-норитов, нередко содержащих кварц и коричневую или зеленую роговую обманку.

Эти породы приконтактовой донной части интрузии обнажаются на небольших увалах к югу от с. Златогорки и были вскрыты серией скважин. В непосредственном контакте с породами рамы в контаминированных габброидах наблюдаются маломощные линзовидные инъекции кварц-калишпатового состава.

Нормальные контакты Златогорского массива с вмещающими метаморфизованными образованиями сохранились только в южной и западной частях интрузии. Здесь, в зоне эндоконтакта массива, повсеместно наблюдаются мелкозернистые габбро и габбро-нориты, иногда образующие апофизы во вмещающие метаморфические образования. Кроме того, среди пород зоны экзоконтакта наблюдаются жилы серпентинитов.

Северный контакт массива, вероятно, тектонический, что подчеркивается его прямолинейностью, фиксируемой данными магнитометрии и гравиметрии. В контактах гранитов орлиногорского комплекса и основных пород Златогорского плутона наблюдаются как экзоконтактовые изменения габброидов, выраженные в их слабом ороговиковании, так и эндоконтактовые изменения гранитов, которые становятся более мелкозернистыми по сравнению с гранитами, располагающимися на удалении от контакта. Кроме того, в гранитах наблюдались ксенолиты норитов.

Прежде чем перейти к петрографическому описанию пород, в порядке, указанном в табл. 21, необходимо остановиться на вопросе о структурах и текстурах пород расслоенных интрузий, расшифровка которых имеет первостепенное значение для реконструкции процесса формирования пород и кристаллизации массива в целом.

Как показали Уэйджер и Дир (Wager, Deer, 1939), Хесс (Hess, 1960), Джексон (Jackson, 1961), минералы в породах расслоенных интрузий можно подразделить на две группы. Первую группу составляют близкие к идиоморфным кристаллы, преимущественно образующие индивидуальные зерна. Пластинчатые и призматические разновидности таких кристаллов обычно располагаются длинными осями в плоскости слоистости, формируя трахитоидную текстуру породы. Вторая группа минералов представлена ксеноморфными зернами, которые включают минералы первой группы с образованием пойкилитовой структуры или располагаются в промежутках между ними. В отличие от минералов первой группы, эти минералы ориентированы беспорядочно, о чем можно судить по положению главных оптических направлений зерен. Минералы первой группы называются аккумулированными, осажденными (а также минералами кумулуса, первичным преципитатом). По мнению перечисленных исследователей, они кристаллизовались из главного объема магмы и по мере выделения перемещались под действием силы тяжести, накапливаясь на дне магматической камеры в виде каши кристаллов.

Минералы второй группы кристаллизовались в более позднюю стадию в поровом пространстве, окружавшем аккумулят кристаллов. Для этой группы минералов еще нет общепринятого названия; их называют интерпреципитатом, интеркумулусом или просто интерстициальным материалом. Соотношения между двумя группами минералов ближе всего к соотношениям кластического материала и цемента в осадочных горных породах. Зерна минералов кумулуса представляют собой независимые индивидуальные частички, располагающиеся свои-

Таблица 21

Зоны массива		Основные разновидности горных пород	Приблизительное распространение (мощность) в разрезе массива, *м*
Верхняя зона		Габбро-нориты	150
		Меланократовые оливиновые габбронориты	80
Средняя зона	Верхний горизонт переслаивания	Лейкократовые нориты	320
		Оливиновые нориты	200
		Оливиновые нориты, нориты, плагиоклазовые перидотиты, плагиоклазовые пироксениты	200
		Дуниты	700
	Нижний горизонт переслаивания	Перидотиты, пироксениты, троктолиты, анортозиты, нориты, оливиновые нориты	160
		Лейкократовые и оливиновые нориты (нижние)	180
Нижняя зона	Норитовая серия	Среднезернистые нориты, пироксениты	750
	Расслоенная серия	Серпентинизированные, амфиболизированные перидотиты, пироксениты, нориты, габбро-нориты	360
Донная часть		Мелкозернистые габбро, габбро-нориты, кварцевые габбро	100
		Всего	3200

ми длинными осями в плоскости слоистости, т. е. обладают теми же особенностями, что и обломочный материал в осадочных породах. Минералы второй группы, которые заполняют промежутки между зернами минералов первой группы, в структурном отношении аналогичны цементу осадочных горных пород, превращающему рыхлый осадок в компактную породу. Характерные особенности структур пород расслоенных интрузий обусловливаются тем, что минералы раннего выделения из магмы могут успеть выкристаллизоваться, осесть и быть захороненными другими кристаллами, прежде чем начинается более поздняя кристаллизация из заключенного между ними остатка магмы, т. е. из интерпреципитата. По Джексону (Jackson, 1961) такие структуры называются «settled textures», т. е. структуры оседания, или осаждения.

В данной работе под «кумулусом» понимаются минералы, которые кристаллизовались выше дна магматической камеры. Сюда же включаются результаты адкумулатного роста кристаллов in situ, поскольку практически невозможно провести грань между кумулусом и адкумулусом (Wager и др., 1960) на этих зернах. Термин «интерстициальный

материал» используется в качестве описательного и не несет полной генетической информации.

Верхняя дифференцированная зона. *Габбро-нориты* представляют собой среднезернистые мезократовые породы, иногда со слабо выраженной первичной полосатостью, вызванной небольшими уплощенными шлировыми обособлениями пироксенов. Структура породы равномернозернистая полигональная или торцовая, очень характерная для всех норитовых пород златогорского интрузивного комплекса

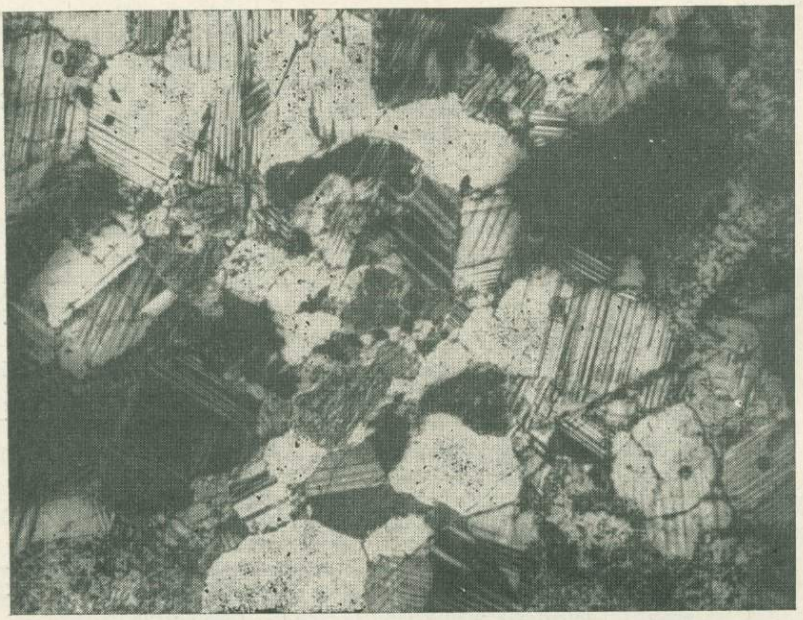


Рис. 58. Габбро-норит верхней зоны Златогорский массив. Николи +, увел. 20

(рис. 58). От обычной габбровой структуры она отличается большей степенью идиоморфизма образующих ее кристаллических индивидов. Кстати, такие структуры, обусловленные примерно одинаковым идиоморфизмом плагиоклаза и пироксена и изометрической формой их зерен, настолько типичны вообще для норитовых пород (в частности, для норитов Мончегорского плутона), что они имеют полное право быть выделенными в самостоятельный тип «норитовых» структур. Минеральный состав габбро-норитов: основной плагиоклаз 50—60%, моноклинный пироксен 30—35%, ромбический пироксен 10—20%. Пироксены в этих породах обычно нацело амфиболизированы, а потому приведенное их соотношение довольно условно и основано на наблюдениях в единичных шлифах.

Основной плагиоклаз образует идиоморфные кристаллы в форме изометричных таблиц с резко выраженными полисинтетическими двойниками. Судя по показателям преломления, его состав колеблется от № 65 до № 75. Моноклинный пироксен-диопсид образует коротко-призматические кристаллы. Ромбический пироксен встречается в виде реликтов, сохранившихся от замещения мелкошестоватым агрегатом актинолита. Индивидуальные, близкие к идиоморфным зерна плагиоклаза и пироксенов характеризуются план-параллельным расположением таблитчатых разновидностей и могут быть отнесены к минералам кумулуса. Интерстициальные минералы — бурая роговая обманка, апатит, магнетит, сульфиды — встречаются в незначительном количестве.

Меланократовые оливиновые габбро-нориты были встречены только на сопке Копа, где они слагают довольно выдержанный горизонт, подстилающий верхние габбро-нориты и в свою очередь залегающий на лейкократовых крупнозернистых норитах средней зоны. Макроскопически это темные среднезернистые породы с мелкими округлыми выделениями плагиоклаза. В обнажениях для них характерна шаровая отдельность с диаметром отдельных глыб до 0,5—1,0 *м*. Под микроскопом структура породы гипидиоморфнозернистая с элементами венцовой и пойкилитовой. Минеральный состав: основной плагиоклаз (№ 75—80) 15—30%, оливин 10—15%, ромбический пироксен 45—60%, моноклинный пироксен 10—12%.

В ромбическом пироксене — бронзите Fs_{18-23} (табл. 22) наблюдаются тонкие (0,0005—0,001 *мм*) пластинки диопсида, параллельные [100]. Эти пластинки выклиниваются, не доходя примерно 0,1 *мм* до края зерна, безотносительно, с каким минералом в данном месте контактирует бронзит. По Х. Хессу (Hess, 1960, стр. 23—27), эти пластинки кальциевого пироксена произошли при распаде твердого раствора ромбического пироксена, выделившегося из магмы при температуре выше 1100° С. Такие ортопироксены Хесс отнес к «бушвельдскому» типу. Все ромбические пироксены Златогорского массива относятся к «бушвельдскому» типу, поэтому при дальнейшем описании эта особенность оговариваться не будет.

Таблица 22

Оптические свойства важнейших породообразующих минералов верхней зоны

Название породы	Габбро-нориты				Меланократовые оливиновые габбро-нориты			
Оптические свойства / Минералы	Ng'	Np'	$2V$	Состав	Ng'	Np'	$2V$	Состав
Оливин	—	—	—	—	1,718 (3)	1,673 (3)	—	22—24
Ромбический пироксен	1,705 (1)	1,686 (1)	—	25—29	1,687—1,695 (4)	1,677—1,680 (4)	—78—79° (2)	18—23
Моноклинный пироксен	1,714 (3)	1,673 (4)	+56—57° (2)	—	1,714 (2)	1,676 (2)	—	—
Основной плагиоклаз	1,573—1,578 (5)	1,564—1,567 (4)	—	№ 70—80	1,578 (5)	1,566 (6)	—	№ 76—80

Примечание. Цифра в скобках — количество определений.

На границах зерен оливина и плагиоклаза обычно наблюдается оторочка, состоящая из мелких шестоватых кристаллов бронзита, располагающихся по краям оливина; за ней следует узкая кайма из тонких зерен плеонаста, а затем — полоска, сложенная веерообразными сростками диопсида и плеонаста. Ширина таких реакционных кайм, создающих венцовую структуру породы, обычно не превышает 0,5—1 *мм*. Оливин, плагиоклаз и бронзит образуют индивидуальные идиоморфные кристаллы и относятся к минералам кумулуса. Моноклинный пироксен располагается в интерстициях этих зерен, наряду с коричневым биотитом, магнетитом и сульфидами. В моноклинном пироксене также наблюдаются тонкие пластинки ромбического пироксена, параллельные [100], происшедшие в результате распада твердого раствора. Эти пластинки присутствуют почти во всех моноклинных пироксенах

пород Златогорского массива (за исключением жильных), поэтому в дальнейшем на их присутствие указаний не будет. Судя по неровным бухтообразным границам, бронзит частично корродирует оливин, а моноклинный пироксен — бронзит. Иногда в периферических частях крупных кристаллов бронзита отмечаются мелкие идиоморфные включения плагиоклаза и оливина.

Средняя зона. Граница верхней и средней зон Златогорского массива условно проводится по появлению в вертикальном разрезе массива под оливиновыми габбро-норитами горизонта лейкократовых крупнозернистых норитов.

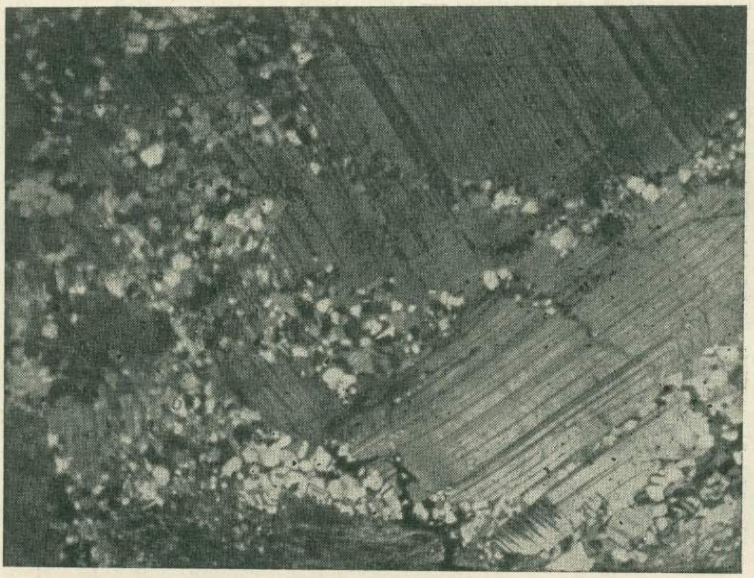


Рис. 59. Крупнозернистый лейкократовый норит. Явления грануляции основного плагиоклаза. Златогорский массив. Николи +, увел. 25

Лейкократовые нориты, слагающие верхний горизонт средней зоны, макроскопически представляют собой светлые крупнозернистые породы, состоящие на 75—85% из плагиоклаза. В естественных обнажениях они всегда обнаруживают очень характерную крупноглыбовую параллелепипедально-шаровую отдельность. Структура лейкократовых норитов крупнокристаллическая габбровая или норитовая. Главным породообразующим минералом этих пород является очень основной плагиоклаз — битовнит — анортит № 80—90 (табл. 23). Вдоль трещинок в крупных кристаллах плагиоклаза наблюдается грануляция, т. е. идет их рекристаллизация с образованием цепочек мелких зерен того же минерала (рис. 59), как бы «разъедающих» единый кристалл. Ромбический пироксен — бронзит «бушвельдского» типа — слагает 10—20% объема породы, образуя идиоморфные кристаллы. Моноклинный пироксен располагается в интерстициях между зернами бронзита и плагиоклаза. Эти породы в общем довольно свежие, только бронзит в них подвергается слабому отальковванию.

Оливиновые нориты слагают самостоятельный горизонт, залегающий ниже крупнозернистых лейкократовых норитов, а также встречаются в верхнем и нижнем горизонтах переслаивания. Вообще это очень распространенная и характерная разновидность пород средней зоны Златогорского массива, совершенно не встречающаяся за ее пределами. Макроскопически оливиновые нориты представляют собой круп-

Таблица 23

Оптические свойства важнейших породообразующих минералов пород средней зоны

Название породы	Минералы / Оптические свойства	Оливин	Ромбический пироксен	Моноклинный пироксен	Основной плагиоклаз
Лейкократовый норит	Ng'	—	1,684—1,690	1,704	1,580—1,584
	Np'	—	1,673—1,675	1,674	1,568—1,570
	$2V$	—	—	—	—
	Состав	—	Fs 15—18	—	№ 80—90
Оливиновый норит	Ng'	1,700	1,690	—	1,580—1,584
	Np'	1,658	1,672	—	1,568—1,573
	$2V$	+88—90°	—85°	—	—
	Состав	Fa 12—15	Fs 15—18	—	№ 80—90
Норит	Ng'	—	1,690	1,702	1,580—1,584
	Np'	—	1,671	1,676	1,568—1,571
	$2V$	—	—85°	+56—57°	—
	Состав	—	Fs 14—18	—	№ 80—90
Плагиоклазовый пироксенит	Ng'	—	1,680—1,690	1,710	1,580—1,584
	Np'	—	1,670—1,673	1,680	1,568—1,575
	$2V$	—	—	+56°	—
	Состав	—	Fs 13—18	—	№ 80—90
Гарцбургит	Ng'	—	1,690	—	—
	Np'	—	1,670	—	—
	$2V$	—	—	—	—
	Состав	—	Fs 13—18	—	—
Плагиоклазовый перидотит	Ng'	1,692—1,704	1,682—1,690	1,704	1,580—1,582
	Np'	1,658—1,666	1,671—1,673	1,678	1,654—1,572
	$2V$	+88°—90°	—87—88°	+56°	—
	Состав	Fa 12—17	Fs 14—18	—	№ 71—87
Дунит	Ng'	1,684—1,702	—	1,700	—
	Np'	1,650—1,666	—	1,676	—
	$2V$	—85°±89°	—	+55—56°	—
	Состав	Fa 7—15	—	—	—
Троктолит	Ng'	1,686—1,702	—	—	1,584
	Np'	1,658—1,660	—	—	1,565
	$2V$	—	—	—	—
	Состав	Fa 11—16	—	—	№ 72—90
Анортозит	Ng'	—	—	—	1,579—1,582
	Np'	—	—	—	1,569—1,571
	$2V$	—	—	—	—
	Состав	—	—	—	№ 84—87

нозернистые, реже среднезернистые лейкократовые породы, на выветрелой поверхности которых наблюдаются характерные бурые пятна округлой или неправильной формы — остатки зерен разложенного оливина. В естественных обнажениях эти породы всегда имеют крупную шаровую отдельность.

В шлифе оливиновые нориты характеризуются норитовой структурой с элементами венцовой, реже пойкилитовой. Минеральный состав: основной плагиоклаз 70—80%, ромбический пироксен 10—15%, оливин

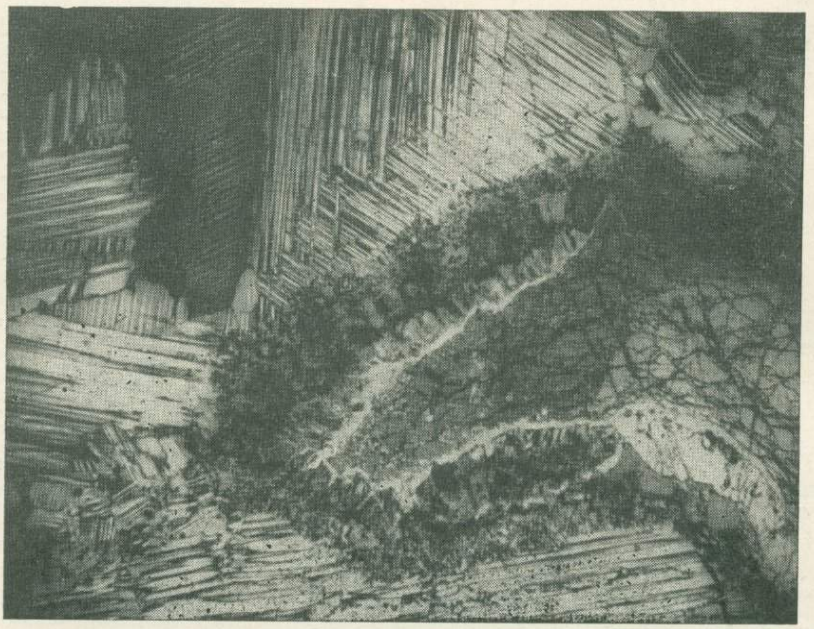


Рис. 60. Оливиновый норит. Венцовая структура. Златогорский массив. Николи +, увел. 20

5—8%, актинолит 5—6%, плеонаст 2—3%. Основной плагиоклаз-битовнит № 85—88 образует идиоморфные кристаллы, которые, смыкаясь гранями, создают характерную для норитовых пород структуру. Оливин образует округлые зерна, обычно окруженные первично-магматическими каемками нарастания, имеющими концентрически-зональное строение и создающими венцовую структуру породы (рис. 60). В непосредственном контакте с оливином эти каемки образованы мелкими шестоватыми зернами бронзита; далее следует концентрическая цепочка мелких ксеноморфных зерен плеонаста, а еще дальше — полоска пластинчатых выделений моноклинного пироксена, прорастающего микроскопическими выделениями плеонаста. В целом характер венцовых структур в этих породах тот же, что в оливиновых габбро-норитах верхней зоны, только здесь эти структуры представлены значительно лучше и шире.

Ромбический пироксен, помимо того что он принимает участие в строении реакционных кайм, встречается в виде самостоятельных крупных короткопризматических кристаллов, представляя третий минерал кумулуса. Иногда в нем наблюдаются включения оливина. Моноклинный пироксен выполняет интерстиции зерен. В незначительном количестве отмечаются сульфиды — пирротин и халькопирит.

Нориты средней зоны встречаются в переслаивании с оливиновыми и лейкократовыми норитами на сопке Копа, а также в керне скважин, пересекших верхний горизонт переслаивания. Макроскопически

это массивные среднезернистые породы со светло-коричневым ромбическим пироксеном. В шлифе в них наблюдается норитовая структура с одинаковой степенью идиоморфизма плагиоклаза и пироксена. Минеральный состав: основной плагиоклаз-битовнит (№ 82—85) 55—60%, ромбический пироксен-бронзит 35—40%, моноклинный пироксен (обычно располагающийся в интерстициях зерен) 2—3%. В акцессорных количествах присутствуют биотит, магнетит, сульфиды. Из вторичных минералов отмечаются соссюрит, тальк, волокнистый актинолит, редко цоизит. Были произведены химические анализы плагиоклаза и бронзита, выделенных из норита (обр. 3030). Химический анализ плагиоклаза * (SiO_2 44,64%; TiO_2 следы; Al_2O_3 34,09%; Fe_2O_3 0,24%; FeO 0,24%; MnO следы; MgO 1,94%; CaO 16,22%; Na_2O 1,48%; K_2O 0,06%; п. п. п. 1,55%, сумма 99,76%) показал, что в нем содержится 90,5% An. Химический анализ ромбического пироксена (SiO_2 53,50%; TiO_2 0,50%; Al_2O_3 2,16%; Fe_2O_3 1,69%; FeO 9,95%; MnO 0,22%; MgO 29,13%; CaO 2,10%; Na_2O 0,11%; K_2O 0,04%; H_2O^+ 0,80%; сумма 100,10%) показал, что он относится к бронзиту Fs_{17}.

Плагиоклазовые бронзититы образуют единичные прослои мощностью от 2 до 20 *м* среди норитов и оливиновых норитов. Структура породы гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав: ромбический пироксен — бронзит 70—90%, основной плагиоклаз-битовнит № 86—90 (образующий агрегат мелких зерен в интерстициях между кристаллами пироксена) 10—30%, моноклинный пироксен-диопсид, развивающийся по периферии кристаллов бронзита 3—5%. В небольшом количестве (до 1—2%) встречаются магнетит и иногда сульфиды. Довольно часто наблюдаются буро-зеленая шпинель и редкие мелкие зерна коричневой роговой обманки. Количество плагиоклаза в наиболее меланократовых разностях снижается до 5%. Характерно, что пироксенитов, совершенно не содержащих плагиоклаза, среди пород средней зоны не наблюдалось.

Серпентинизированные гарцбургиты иногда встречаются в ассоциации с пироксенитами, образуя с ними постепенные переходы. Порода состоит из нацело серпентинизированных округлых зерен оливина и крупных, близких к идиоморфным, кристаллов относительно свежего бронзита ($Ng' = 1{,}677$, $Np' = 1{,}670$). Обычно присутствует акцессорный хромшпинелид, просвечивающий коричневато-бурым цветом. В переходных к пироксенитам разностях, помимо увеличения количества бронзита, в породе появляется плагиоклаз.

Плагиоклазовые перидотиты очень характерны для горизонтов переслаивания средней зоны. Макроскопически это среднезернистые породы с белыми выделениями плагиоклаза, отчетливо видными на общем темном фоне. Текстура породы массивная; структура — гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав породы непостоянен и колеблется в значительных пределах; это особенно касается пироксенов, которые могут вообще отсутствовать, и тогда порода переходит в меланократовый троктолит (гарризит). Соотношение главных минералов плагиоклазовых перидотитов выражается следующими цифрами: серпентинизированный оливин 50—70%, основной плагиоклаз-битовнит 10—30%, ромбический пироксен — бронзит 5—15%, моноклинный пироксен-диопсид 5—15%. В количестве до 2—4% в породе присутствует красно-коричневый хромшпинелид, иногда в контакте с плагиоклазом переходящий в грязно-зеленый герцинит. Акцессорные минералы — магнетит и сульфиды; вторичные — серпентин, цоизит, хлорит.

Пойкилитовые гарцбургиты также широко распространены в горизонтах переслаивания. Порода состоит из округлых зерен оливина,

* Химические анализы выполнены в химлаборатории ИГГД АН СССР, аналитик В. Д. Бугрова.

часто заключенных в довольно крупные (до 2—5 *см* диаметром) ойкокристаллы бронзита «бушвельдского типа». Помимо оливина, в них содержатся идиоморфные включения коричневого хромшпинелида. В тех случаях, когда зерна оливина образуют хадакристаллы в бронзите, они имеют округлую или бухтообразную форму при диаметре 0,5—1 *мм*, в отличие от более крупных (2—4 *мм* диаметром) идиоморфных зерен оливина вне контура ойкокристаллов. Такие наблюдения, по-видимому, свидетельствуют о коррозии осажденного оливина интерстициальным бронзитом. Порода обычно серпентинизирована.

Дуниты слагают крупное (площадью около 3 $км^2$) и мощное (до 750 *м*) линзовидное тело в средней части средней зоны, являющееся очень характерным и важным в практическом отношении элементом строения Златогорского массива. Именно с этим дунитовым телом связана наиболее значительная сингенетическая вкрапленность медно-никелевых сульфидов, а также главная масса различных пегматитовых жил. В наиболее свежем виде дуниты представляют собой крупнозернистые темно-зеленые породы; более серпентинизированные разности имеют черную окраску. Эти породы состоят на 95—98% из оливина; остальную часть образуют идиоморфные кристаллы коричневого хромшпинелида. Рудные минералы (пентландит, пирротин, реже халькопирит) присутствуют в переменных количествах и приурочены к интерстициям между зернами. Судя по показателям преломления, определявшимся в образцах, взятых через каждые 20—30 *м* скважины № 48 ($1{,}690 \geqslant Ng' \geqslant 1{,}682$; $1{,}622 \geqslant Np' \geqslant 1{,}652$), состав оливина довольно стабилен (Fa_6—Fa_{12}). В верхней части разреза некоторых скважин в дунитах в количестве 1—2% наблюдался диопсид, образующий резко ксеноморфные выделения в интерстициях зерен оливина. Изредка в интерстициях между зернами отмечаются мелкие пластины очень бледно окрашенного флогопита.

Серпентинизированы дуниты неравномерно. У поверхности и в верхней части дунитового тела они почти полностью серпентинизированы; оливин наблюдается лишь в виде реликтов в петлях хризотиловых шнуров. С глубиной количество серпентина быстро убывает, и главная масса тела, судя по разрезам большинства скважин, сложена очень слабо серпентинизированными дунитами, в которых содержание серпентина, проникающего по тонким трещинкам в оливине, составляет всего лишь 3—5%.

Сульфидная вкрапленность в дунитах распределена неравномерно; в разрезах скважин отмечаются участки, обогащенные сульфидами или же почти не содержащие их. В ряде случаев удается сопоставить между собой обогащенные сульфидами интервалы по соседним скважинам, что позволяет говорить о наличии в теле дунитов определенных горизонтов, характеризующихся повышенным содержанием сульфидов. Мощность таких горизонтов обычно колеблется от 2—5 *м* до 20 *м*.

Бурением установлено, что дуниты в нижней своей части переслаиваются с подстилающими их норитами и оливиновыми норитами. Это дает основание заключить, что нижняя граница дунитового тела не резкая и постепенно переходит в нижний горизонт переслаивания. Последний по составу слагающих его пород в общем аналогичен верхнему горизонту переслаивания. Отличия заключаются только в том, что в его верхней части наблюдаются упоминавшиеся прослои дунитов, а ниже широко развиты переслаивающиеся с норитами и оливиновыми норитами троктолиты и анортозиты, образующие невыдержанные по простиранию прослои, отсутствующие среди пород верхнего горизонта переслаивания.

Троктолиты — очень характерные породы для нижнего горизонта переслаивания средней зоны. Они наблюдаются в естественных обнаже-

ниях на поверхности массива и были встречены в керне многих буровых скважин. Макроскопически это крупнозернистые темные породы со светлыми пятнами плагиоклаза. По структуре и минеральному составу они близки плагиоклазовым перидотитам, только в них интерстициальные пироксены или отсутствуют совсем, или присутствуют в ничтожном количестве.

Анортозиты слагают сравнительно небольшие линзообразные тела среди пород нижнего горизонта переслаивания и являются, видимо, лейкократовыми шлирами в оливиновых норитах, с которыми они постоянно ассоциируются. Анортозиты — среднезернистые породы с паналлотриоморфнозернистой структурой, состоящие на 90—95% из битовнита № 81—85. В интерстициях битовнита в небольшом количестве (до 5—8%) встречается моноклинный пироксен, обычно замещенный волокнистым актинолитом. Часто наблюдаются ксеноморфные выделения буро-зеленой шпинели (0,5—1,0%).

Основание средней зоны, как уже указывалось, слагают оливиновые и лейкократовые нориты, по структурам и составу породообразующих минералов аналогичные соответствующим породам верхней части средней зоны.

Нижняя дифференцированная зона. Преобладающую часть нижней дифференцированной зоны Златогорского массива, как уже было сказано, слагают нориты, почти не встречающиеся в обнажениях на дневной поверхности (за исключением сопки Кольжумбай), но наблюдавшиеся в керне многих скважин картировочного бурения, а также вскрытые целым рядом структурных скважин под дунитами или нижними оливиновыми норитами средней зоны. Изучение кернового материала скважин, вскрывших породы нижней зоны, показало, что нориты развиты преимущественно в центральной части массива; по направлению к его периферии они постепенно сменяются габбро-норитами.

Нориты — средне- и равномернозернистые мезократовые породы с характерным бронзовым отливом на плоскостях спайности ромбических пироксенов. Под микроскопом в них наблюдается полигональная норитовая структура с одинаковой степенью идиоморфизма плагиоклаза и пироксена. Обычно это очень свежие породы, слабо затронутые вторичными изменениями. Они состоят из основного плагиоклаза 55—65%, ромбического пироксена — около 40% и небольшого количества (1—3%) интерстициального моноклинного пироксена; в габбро-норитовых разностях содержание последнего поднимается до 20%, но и в этом случае по степени идиоморфизма он уступает плагиоклазу и бронзиту. Биотит, магнетит и сульфиды (преимущественно пирротин) также располагаются в интерстициях между зернами. Из вторичных минералов отмечены соссюрит, тальк, актинолит, редко цоизит.

Плагиоклаз здесь менее основной, чем в породах средней зоны; он представлен лабрадором № 70—75. Обычно он свежий, редко слабо соссюритизирован.

Ромбический пироксен, встречающийся в виде идиоморфных кристаллов, представлен несколько более железистым бронзитом — 20—30% $FeSiO_3$ (табл. 24), чем пироксены в норитах средней зоны. Обычно в нем наблюдаются тонкие пластинки диопсида, параллельные [100]. Однако в наиболее железистых разновидностях ромбического пироксена, приуроченных к габбро-норитам периферических частей массива, эти пластинки становятся более толстыми и иногда принимают пегматоидный характер. В моноклинных пироксенах из этих же пород иногда наряду с пластинками ортопироксена, параллельными [100], отмечаются пластинки, параллельные [001]. По Х. Хессу (Hess, 1960, стр. 39), пластинки, параллельные [001] и представленные сейчас ортопироксеном,

Таблица 24

Оптические свойства важнейших породообразующих минералов пород нижней зоны

Название породы	Минералы / Оптические свойства	Оливин	Ромбический пироксен	Моноклинный пироксен	Пластинчатый амфибол	Основной плагиоклаз
Нориты	Ng'	—	1,692—1,705	1,714	—	1,572—1,578
	Np'	—	1,678—1,682	1,680	—	1,564—1,568
	$2V$	—	—70—73°	+54—55°	—	—
	Состав	—	Fs 20—30	—	—	№ 70—80
Пироксениты	Ng'	—	1,690—1,700	1,710	—	1,572—1,578
	Np'	—	1,680—1,682	1,682	—	1,564—1,566
	$2V$	—	—73—74°	+55	—	—
	Состав	—	Fs 21—27	—	—	№ 70—80
Амфиболизированные перидотиты и плагиоклазовые перидотиты	Ng'	1,696—1,708 (10)	1,692	1,708	1,652—1,660 (6)	1,582
	Np'	1,655—1,660 (12)	1,676	1,675	1,636—1,640 (6)	1,568
	$2V$	—	—	+55°—56°	+80 (3)	—
	Состав	Fa 10—18	Fs 17—20	—	—	№ 80—87
Лейкократовые нориты расслоенной серии	Ng'	—	1,692	1,708	—	1,582
	Np'	—	1,678	1,677	—	1,568
	$2V$	—	—	—	—	—
	Состав	—	Fs 18—20	—	—	№ 82—87
Донные мелкозернистые габбро и габбро-нориты	Ng'	—	1,692—1,705	1,708—1,712	1,665—1,668 (5)	1,566—1,578
	Np'	—	1,682—1,686	1,677—1,680	1,646—1,648	1,554—1,562
	$2V$	—	—	+55—56°	—	—
	Состав	—	Fs 22—30	—	—	№ 50—80

первоначально выделялись в виде пижонита, при дальнейшем охлаждении инвертированного в ромбический пироксен. Наличие двух систем вростков позволяет предположить, что формирование этих пород происходило при температуре, близкой к температуре точки инверсии. По трещинкам бронзит замещается мелкочешуйчатым агрегатом талька, вместе с которым иногда развивается волокнистый актинолит.

Пироксениты (бронзититы) были встречены только в керне скважин № № 46, 48 и 49, где они образуют прослои мощностью 10—20 *м* среди норитов нижней зоны. Макроскопически это темные равномернозернистые породы, иногда со значительной вкрапленностью сульфидов. На 75—80% эти породы состоят из ромбического пироксена, по оптическим свойствам аналогичного бронзиту норитов нижней зоны. В количествах по 5—10% в породе присутствуют диопсид и лабрадор, последний встречается в виде индивидуальных зерен, несколько уступающих в идиоморфизме бронзиту, а моноклинный пироксен выполняет интерстиции между зернами. Такое же структурное положение занимают биотит, магнетит и сульфиды. Содержание сульфидов в бронзититах в отдельных случаях составляет 3—4% объема породы и тогда пироксенит очень близко напоминает пироксениты рудного пласта «Сопча» Мончегорского плутона. Химический анализ образца такого пироксенита из скв. № 49, произведенный в Лаборатории ВСЕГЕИ, показал содержание никеля всего 0,37%. Очевидно главная масса сульфидов здесь образована пирротином, слабо обогащенным никелем.

Расслоенная серия нижней зоны. Породы этой зоны выходят на дневную поверхность в периферических частях массива и вскрыты несколькими структурными и картировочными скважинами. Изучение расслоенной зоны, залегающей в основании нижней зоны массива, показало, что она имеет очень сложный разрез и составлена переслаиванием весьма разнообразных пород — серпентинизированных оливинитов, пойкилитовых гарцбургитов, амфиболизированных перидотитов, плагиоклазовых перидотитов, оливиновых пироксенитов, пироксенитов, среднезернистых амфиболизированных норитов, анортозитов и мелкозернистых габбро-норитов. С породами этой серии связано большое количество разнообразных пегматитовых образований. Как и в породах средней зоны, здесь наблюдается сингенетическая и эпигенетическая сульфидная медно-никелевая минерализация.

Плагиоклазовые перидотиты — массивные темные пятнистые породы, напоминающие троктолиты. Под микроскопом в них наблюдается такситовая гипидиоморфнозернистая структура с элементами венцовой. Оливин образует индивидуальные округлые зерна. Ромбический пироксен, наряду с моноклинным, образует ксеноморфные выделения, приуроченные к периферической части зерен оливина, и иногда несколько напоминающие венцовую структуру. В кристаллах ромбического пироксена, как обычно, наблюдаются очень тонкие вростки диопсида. Вдоль трещинок по бронзиту развивается тонкочешуйчатый агрегат талька и реже тонколистоватый антигорит. Нередко он также замещается волокнистым актинолитом. Как правило, бронзит наблюдается в качестве реликтов среди бледно-зеленого амфибола.

Диопсид образует мелкие выделения обычно на периферии ромбического пироксена и формировался несколько позже него.

Основной плагиоклаз, битовнит № 80—87, распределен в породе весьма неравномерно. Нередко он образует довольно крупные идиоморфные кристаллы, что позволяет выделить его в качестве минерала кумулуса. Однако чаще он входит в состав неправильных пятен тонкозернистого лейкократового габбро-норита, хаотически разбросанных по породе. При большом увеличении видно, что плагиоклаз в этих участках образует с моноклинным пироксеном сростки наподобие микропег-

матитовых. Этот тонкозернистый агрегат выполняет в плагиоклазовых перидотитах роль интерстициального материла. В перидотитах повсеместно встречаются выделения зеленой до буро-зеленой шпинели типа герцинита.

Собственно *амфиболизированные перидотиты* развиты шире — они отмечались в керне многих скважин. От плагиоклазовых перидотитов они отличаются лишь отсутствием плагиоклаза и большим количеством (до 20—30%) пластинчатых кристаллов бледно-зеленого амфибола.

Не совсем обычную для Златогорского массива разновидность пород представляют серпентиниты сопки Манжурка, представленные перекристаллизованными антигоритовыми разностями, в которых нет ни первичных магматических минералов, ни реликто-псевдоморфных структур. Появление здесь этих пород, не наблюдавшихся в других частях массива, связано, вероятно, с наличием крупной зоны разломов, вдоль которой происходили наиболее сильные гидротермальные преобразования пород массива.

Своеобразную разновидность перидотитов расслоенной серии представляют пятнистые амфиболизированные перидотиты скв. № 45, в которых в виде светлых пятен выделяются агрегаты мелкочешуйчатого флогопита, составляющего до 10% объема породы. Флогопит здесь является одним из самых поздних по времени выделения минералов. Он образует прямоугольные пластинки с $Ng = Nm = 1{,}592$, часто пересекающие первичную полосчато-петельчатую структуру серпентинита, и развивающиеся главным образом по амфиболу. Иногда флогопит наблюдается в виде мелкопластинчатых агрегатов вокруг выделений шпинели, которая в этом случае почти полностью переходит в магнетит. Появление слюды в этих породах, по-видимому, вызвано влиянием многочисленных жил полевошпатовых пород (см. ниже) широко развитых в северной, приконтактовой части Златогорского массива.

В разрезе расслоенной серии существенную роль играют плагиоклазовые пироксениты, переслаивающиеся с перидотитами и норитами. Они представлены преимущественно бронзититовыми разностями, реже — вебстеритовыми, причем последние обычно отмечаются близ контакта с донными габбро и габбро-норитами. По своему характеру эти породы близки к плагиоклазовым пироксенитам средней зоны и отличаются от последних несколько более высокой железистостью бронзита (18—20% $FeSiO_3$) и меньшей основностью плагиоклаза (№ 73—76), еще более снижающейся в вебстеритовых разностях (№ 62—67).

Нориты расслоенной серии по своему минеральному составу и структурам почти не отличаются от описанных выше среднезернистых норитов нижней зоны; в них только наблюдается более интенсивное замещение бронзита бледно-зеленым пластинчатым амфиболом, аналогичным таковому в амфиболизированных перидотитах. По составу породообразующих минералов они близки к норитам средней зоны, т. е. характеризуются высокой основностью плагиоклаза и магнезиальностью бронзита.

Донная часть массива, как уже было сказано, сложена довольно однообразными мелкозернистыми габбро и габбро-норитами. Эти породы встречаются в ряде естественных обнажений к югу от с. Златогорки, а также в нижних частях разрезов скважин № № 47, 51, 74 и 81. Макроскопически — это светло-серые, реже зеленовато-серые массивные мелкозернистые породы. Структура их габбровая. Минеральный состав: основной плагиоклаз (№ 50—80) — 50—60%, моноклинный пироксен 25—40%, ромбический пироксен 0—20%, буро-зеленая роговая обманка 3—10%, редко до 30%. Акцессорные минералы: биотит, магнетит, сульфиды.

Обычно донные габбро интенсивно метаморфизованы: по плагио-

клазу развивается микрозернистый агрегат цоизита, а также лучистый хлорит; пироксены и роговая обманка замещаются волокнистым актинолитом и хлоритом. Как показал разрез скв. № 74, вблизи контакта с подстилающими породами в габбро появляются жилки кальцита, а также небольшие линзовидные или неправильные инъекции кварц-полевошпатового материала, по-видимому, выплавленного из вмещающих пород. В непосредственном контакте с вмещающими породами донные габбро сильно милонитизированы, рассланцованы и превращены в хлоритовые милониты с кварцем и с многочисленными жилками кальцита. Довольно часто здесь наблюдаются мелкие зерна пирита, реже — пирротина и халькопирита.

К породам дополнительной фазы интрузии отнесены крупные (свыше 500 *м* длиной) неправильные линзовидные или штокообразные крутопадающие тела, прорывающие породы главной интрузивной фазы. Однако в некоторых случаях породы дополнительной интрузивной фазы залегают согласно со стратификацией массива, и между ними (обычно самыми ранними из них — габбро-норитами) и вмещающими норитами наблюдаются переходные зоны, свидетельствующие о том, что эти породы, в отличие от пород дайковой и пегматитовой фаз, представляли собой производные крупных резервуаров остаточного расплава внутри кристаллизующегося массива. Благодаря тому что застывание их происходило позже кристаллизации пород главной интрузивной фазы, они могли мигрировать с образованием рвущих контактов. В группе пород этой дополнительной фазы интрузии выделяются микрогаббро-нориты, полосчатые габбро-диориты и салитовые пироксениты.

Микрогаббро-нориты довольно широко развиты в пределах массива; они слагают целый ряд неправильно; формы тел на сопке Копа среди оливиновых габбро-норитов, лейкократовых норитов и оливиновых норитов, вблизи западного контакта дунитового тела среди нижних оливиновых норитов средней зоны и в центральной части массива среди норитов нижней зоны. Они были встречены также в керне скважин № № 49, 53, 56, 59, 73 и др. Это мелкозернистые массивные породы с микрогаббровой структурой. Минеральный состав: слабозональный лабрадор (№ № 52—60) 50—60%, диопсид-салит 30—40%, гиперстен (около 30% $FeSiO_3$) — до 20% (табл. 25). Весьма характерно присутствие магнетита, составляющего от 2—3% до 10% породы.

Полосчатые габбро-диориты являются наиболее характерной и легко распознаваемой в поле разновидностью пород дополнительной интрузивной фазы. Макроскопически они представляют собой мелкозернистые полосчатые породы, состоящие из тонкого ритмического чередования лейкократовых и меланократовых, обогащенных пироксеном, полос шириной от 1 *см* до 5 *см* (рис. 61). Границы между лейкократовыми и меланократовыми полосами не резкие, с постепенными, но быстрыми переходами. Минеральный состав этих пород прост и однообразен. Они образованы идиоморфными, иногда слабо зональными кристаллами андезина № 43—45, обычно слабо соссюритизированного или цоизитизированного, и короткостолбчатыми отчетливо плеохроирующими кристаллами салита, по которым иногда развивается бледно-зеленый волокнистый актинолит.

Из акцессорных минералов отмечены только апатит и магнетит. Наиболее интересной особенностью этих пород является их полосчатая текстура, так четко не наблюдаемая ни в одной из остальных разновидностей пород Златогорского массива. Эта полосчатость почти всегда имеет крутые углы падения и располагается строго параллельно сложно изогнутой линии контакта тел габбро-диоритов, что хорошо иллюстрируется зарисовкой одного из таких тел на северном склоне сопки

Таблица 25

Оптические свойства минералов пород дополнительной фазы интрузии

Название породы	Минералы / Оптические свойства	Ромбический пироксен	Моноклинный пироксен	Плагиоклаз
Микрогаббро- и микрогаббро-нориты	Ng'	1,712	1,710	1,564—1,572
	Np'	1,694	1,688	1,554—1,555 (6)
	$2V$	—62°	+60°	—
	Состав	Fs 28—35	—	№ 51—70
Полосчатые габбро-диориты	Ng'	—	1,718—1,728	1,558
	Np'	—	1,687—1,694	1,550
	$2V$	—	+58—60°	—
	Состав	—	—	№ 43—44
Салитовые пироксениты	Ng'	—	1,714	—
	Np'	—	1,786	—
	$2V$	—	+57°	—
	Состав	—	—	—

Копа (рис. 62). Меланократовые полосы местами постепенно переходят в мелкие вытянутые шлиры почти мономинерального пироксенита, об-



Рис. 61. Полосчатый габбро-диорит дополнительной интрузивной фазы Златогорского массива

разованного тем же салитом. В ряде случаев такие пироксенитовые обособления имеют не постепенный, а резкий контакт с лейкократовыми габбро-диоритами, и вместо обычного правильного чередования

лейкократовых и меланократовых полос наблюдаются ветвящиеся жилообразные тела пироксенитов с раздувами, пережимами и выклиниваниями.

По-видимому, к породам дополнительной интрузивной фазы следует относить салитовые пироксениты, встреченные на изолированной сопке в северной части массива. Они представляют собой мелкозернистые породы, сложенные на 80—90% отчетливо плеохроирующим салитом ($2V = +57°$). В интерстициях кристаллов салита располагаются зерна коричневой роговой обманки, агрегаты мелких зерен граната (развивающихся, вероятно, по плагиоклазу) и неправильные выделения магнетита, иногда пересекающие гранат и пироксен. Среди таких пироксенитов встречаются и крупнозернистые, реже порфировидные разности, состоящие из крупных (до 1 *см*) кристаллов салита, вдоль направлений спайности прорастающего коричневой роговой обманкой. Среднезернистая основная масса порфировидных разностей этих пород сложена тем же салитом, коричневой роговой обманкой и гранатизированными реликтами основного плагиоклаза. Из-за плохой обнаженности северной части массива не удалось установить взаимоотношения этих салитовых пироксенитов с породами главной интрузивной фазы. К дополнительной интрузивной фазе они отнесены условно, по наличию в них салита — минерала, типичного для всех пород дополнительной интрузии и совершенно несвойственного породам главной интрузивной фазы Златогорского массива, где моноклинный пироксен представлен почти исключительно нормальным диопсидом.

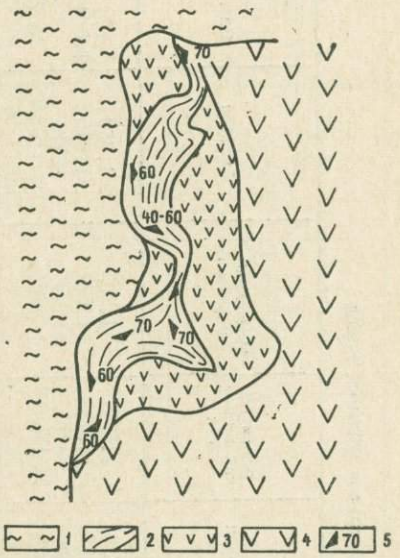


Рис. 62. Дополнительная интрузия микрогаббро-норитов и полосчатых габбро-диоритов в лейкократовых норитах Златогорского массива (северный склон сопки Копа)

1 — рыхлые кайнозойские отложения; *2* — полосчатые габбро-диориты; *3* — микрогаббро-нориты; *4* — крупнозернистые лейкократовые битовнитовые нориты «критической» зоны; *5* — элементы залегания первичной полосчатости

Породы жильной фазы. Комагматические жильные породы Златогорского плутона представлены жильными меланократовыми оливиновыми норитами, трахитоидными габбро, диабазами, одинитами, спессартитами, диоритовыми порфиритами, горнблендитами и керсантитами, образующими дайки и жилообразные тела в различных частях массива.

Жильные меланократовые оливиновые нориты были встречены в керне скв. 48, в средней части разреза дунитов. Они образуют маломощные (0,1—2 *м*) ветвящиеся тела с апофизами. Всего отмечено шесть таких жил. Краевые части жил сложены почти мономинеральным пироксенитом, образованным крупными кристаллами (до 0,8 *мм*) бронзита Fs_{17-18} с аномально высоким двупреломлением $Ng - Np = 0{,}018$, но с нормальной схемой плеохроизма по Ng — бледно-зеленый, по Nm — бесцветный, по Np — бледно-розовый. Во внутренней части жил в количестве 25—30% появляются оливин-хризолит (с 20% Fe_2SiO_4) и столько же почти нацело соссюритизированного плагиоклаза-битовнита № 72—74 (табл. 26). Здесь ромбический пироксен («бушвельдского» типа) образует крутые — до 1—2 *см* диаметром — ойкокристаллы, содержащие округлые, а также сложной формы выделения оливина, кристаллы нацело соссюритизированного плагиоклаза, и зерна коричнево-зеленой шпинели.

Таблица 26

Оптические свойства минералов жильных пород

Название породы	Минералы / Оптические свойства	Оливин	Ромбический пироксен	Моноклинный пироксен	Амфибол	Плагиоклаз	Апатит
Жильный меланократовый оливиновый норит	Ng'	1,710	1,691	1,705	1,660	1,573—1,575	—
	Np'	1,677	1,673	1,673	1,645	1,564—1,565	—
	$2V$	—88	—78°	+57°	—78°	—	—
	Состав	Fa 20	Fs 17—18	—	—	№ 72—74	—
Жильные трахитоидное габбро	Ng'	—	1,700	1,708	—	1,570	—
	Np'	—	1,688	1,682	—	1,563	—
	$2V$	—	—	+56	—	—	—
	Состав	—	Fs 27—28	—	—	№ 65—67	—
Диабаз	Ng'	—	1,708	1,713	—	1,564—1,570	—
	Np'	—	1,692	1,683	—	1,550—1,556	—
	$2V$	—	—	—	—	—	—
	Состав	—	Fs 30—33	—	—	№ 43—67	—
Одинит	Ng'	—	—	1,712	1,690—1,692	1,558—1,563	1,637
	Np'	—	—	1,685	1,668—1,670	1,550—1,555	1,634
	$2V$	—	—	+54°	—82°	—	—
	Состав	—	—	—	—	№ 45—52	Фтор-апатит
Спессартит	Ng'	—	—	—	1,688—1,693	1,555—1,564	1,636
	Np'	—	—	—	1,670—1,672	1,545—1,555	1,634

Спессартит	$2V$	—	—	—	—82°	—	—
	Состав	—	—	—	—	№ 35—52	Фтор-апатит
Диоритовый порфирит	Ng'	—	—	—	1,690	1,554—1,558	—
	Np'	—	—	—	1,670	1,544—1,550	—
	$2V$	—	—	—	—	—	—
	Состав	—	—	—	—	№ 40—47	—
Горнблендит	Ng'	—	—	1,720	1,690—1,693	1,556—1,560	1,640
	Np'	—	—	1,690	1,668—1,670	1,548—1,552	1,636
	$2V$	—	—	—	—	—	—
	Состав	—	—	—	—	№ 42—47	Фтор-апатит
Биотитовые горнблендиты	Ng'	1,718	1,700	1,714	1,660—1,662	1,560	1,637
	Np'	1,690	1,688	1,682	1,640—1,646	1,552	1,634
	$2V$	—85°	—	+56	—76°	—	—
	Состав	Fa 27—28	Fs 27—28	—	—	№ 49—50	Фтор-апатит
Керсантиты	Ng'	—	—	1,700—1,703	—	1,556	—
	Np'	—	—	1,678—1,680	—	1,552	—
	$2V$	—	—	+55—57°	—	—	—
	Состав	—	—	—	—	№ 44—45	—

Зерна оливина, отмечаемые вне ойкокристаллов бронзита, обычно в 1,5—2 раза крупнее, чем хадакристаллы того же оливина. Это наблюдение, а также часто отмечаемая сложная бухтообразная форма контакта упомянутых минералов свидетельствуют о реакционных взаимоотношениях между ними. В небольшом количестве встречен диопсид, наблюдаемый в интерстициях бронзита. Акцессорные минералы: магнетит, сульфиды.

Жильные трахитоидные габбро встречены среди лекократовых и оливиновых норитов сопки Копа, где образуют крутопадающие дайкообразные тела мощностью 5—10 *м* и длиной по простиранию 70—80 *м*. Темноцветные компоненты в них собраны в линзовидные шлиры, располагающиеся параллельно контактам. Под микроскопом в них наблюдается мелкозернистая с переходами в среднезернистую шлиротакситовая структура. Минеральный состав: лабрадор (№ 65—67) 55—60%, моноклинный пироксен (диопсид-салит) 30—35%, ромбический пироксен (железистый бронзит с 27—28% $FeSiO_3$) 5—8%. В качестве акцессория присутствует магнетит. Вторичные минералы — волокнистый актинолит, соссюрит.

Диабазы, встреченные в южной части массива, представляют собой темные мелкозернистые породы с шаровой отдельностью. Под микроскопом они обнаруживают типичную офитовую структуру. Они состоят из зональных кристаллов лабрадора (№ № 43—67) 50—60%, гиперстена 15—20%, диопсид-салита 25—30% и магнетита 1—2%. Пироксены обычно замещены игольчатым актинолитом, а плагиоклаз часто сильно соссюритизирован. По присутствию значительного количества ромбического пироксена эти породы правильнее называть норит-диабазами.

Одиниты распространены более широко, чем норит-диабазы. Они встречены на сопках Копа, Кольжумбай, в северной части массива и в керне скв. 46. Это меланократовые, реже мезократовые породы с порфировидной структурой и призматически-зернистой основной массой, состоящие из основного андезита (№ 45—50), коричневой роговой обманки и моноклинного пироксена (салат-авгита), образующего хорошо ограненные порфировидные выделения.

Спессартиты распространены не менее, чем одиниты. Макроскопически это серо-зеленые мелкозернистые породы с мелкими столбчатыми или игольчатыми выделениями роговой обманки. Они состоят из полуразложенного андезита и зеленой, реже бурой роговой обманки. Акцессории — сфен, циркон, кварц, магнетит. Структура породы призматически-зернистая, лампрофировая.

Диоритовые порфириты были встречены в южной приконтактовой части массива, где слагают дайки мощностью 0,5—1,0 *м*. Макроскопически это серые мелкозернистые породы с белыми порфировидными выделениями плагиоклаза. Плагиоклаз вкрапленников относится к андезину (№ 40—45); иногда он обратно зональный. Основная масса мелкозернистая, сложенная плагиоклазом, буровато-зеленой роговой обманкой и вторичными образованиями (соссюртит, хлорит, актинолит).

Горнблендиты были встречены в виде даек мощностью от 1 до 5 *м* и протяженностью до 100 *м* среди дунитов в центральной части массива и среди норитов на сопках Копа и Кольжумбай, а также в керне некоторых скважин. Макроскопически это черные блестящие среднезернистые породы. Они состоят из коричневой роговой обманки 70—90%, моноклинного пироксена — слабо плеохроирующего салита — 15% и иногда среднего плагиоклаза-андезина — до 10—15%. Характерно постоянное присутствие апатита в количестве 5—10%, а также акцессорных сфена и титаномагнетита.

Керсантиты слагают небольшие дайкообразные тела, секущие дуниты и подстилающие их оливиновые нориты. Макроскопически они представляют собой темные афанитовые породы, иногда с тонкими жилами карбоната. Структура в шлифе призматически-зернистая, лампрофировая. Минеральный состав: зональный плагиоклаз (андезин) 60%, коричневый биотит 30%, кварц 5—10%, кальцит 3%, магнетит 1%. Среди керсантитов часто встречаются также пироксеновые разности, содержащие, наряду с указанными минералами, моноклинный пироксен-диопсид в количестве до 20%.

Пегматиты. Наличие системы жил пегматитов у юго-западного подножья сопки Копа было отмечено еще И. И. Боком. Однако он не придавал им существенного значения, считая, что все они генетически связаны с интрузией гранитов (прорывающей Златогорский массив с востока) и носят черты гибридных пегматитов, претерпевших ассимиляционные изменения под влиянием окружающих габброидов и ультрабазитов. Последующими исследованиями Златогорского массива установлено значительно более широкое, чем представлялось ранее, распространение в его пределах разнообразных пегматитовых образований. Так, в центральной части массива в дунитах выявлено целое поле закономерно ориентированных жил кислых пегматитов: в других случаях пегматиты представлены единичными телами (горнблендит-пегматиты, сегрегации и жилы кислых пегматитов в южной части массива и т. д.). Помимо этого, пегматиты отмечались в керне многих скважин колонкового бурения.

В связи с большим количеством и разнообразием пегматитов Е. В. Шарковым (1968) было предпринято их специальное изучение на материалах геологической съемки и горных работ, а также изучение кернового материала всех пройденных к началу 1965 г. структурных и поисковых буровых скважин. При систематизации материалов по пегматитам и их обобщении последние удалось расчленить на ряд типов, различающихся по форме, минеральному составу и условиям залегания. Оказалось, что каждый тип пегматитов встречается в связи с определенными породами, а пегматитовые образования вообще наблюдаются преимущественно среди пород средней зоны и расслоенной серии нижней зоны и мало характерны для других зон массива. Все это позволило дать предварительную классификацию пегматитов, которая приведена в табл. 27.

Отмеченная закономерность основана лишь на констатации имеющихся фактов, но тем не менее она может служить основанием для предварительных генетических выводов. Подробное описание всех этих типов пегматитов имеется в статье Е. В. Шаркова (1968), поэтому здесь мы ограничимся только очень краткой характеристикой некоторых наиболее интересных и распространенных типов пегматитовых образований.

Среди пород расслоенной серии нижней зоны и местами среди пород средней зоны довольно широко распространены зональные сегрегации габбро-пегматитов с кислым ядром. Обычно они невелики (0,5××1 *м*, иногда больше), контакт с вмещающими норитами постепенный. Внешняя зона пегматитов часто сложена пегматоидным норитом, постепенно переходящим в пегматоидное габбро. Зона, переходная к кислому ядру, сложена плагиоклазовой породой с небольшим количеством темноцветного минерала, в интерстициях зерен которой появляется мелкозернистый гранофировый агрегат состава: кварц+альбитизированный калиевый полевой шпат+кислый плагиоклаз. И, наконец, ядро сегрегаций сложено кварц-ортоклазовым агрегатом с графической структурой. Размеры этой кислой сегрегации обычно 20—30 *см* в диаметре. Помимо таких полных сегрегаций, встречаются пегматиты,

Таблица 27

Классификация пегматитов Златогорского массива

Зоны массива	Вмещающие породы	Типы пегматитов			
		Ультраосновные	Основные	Средние	Кислые
Средняя зона	Оливиновые нориты	—	—	—	1. Пегматиты с ортитом 2. Пегматиты с гиперстеном
	Переслаивание перидотитов и норитов	—	Габбро-пегматиты	—	—
	Дуниты	—	—	—	Пегматиты с гранатом и силлиманитом
Нижняя зона (расслоенная серия)	Переслаивание плагиоклазовых перидотитов, пироксенитов и норитов	1. Пироксенит-пегматиты 2. Горнблендит-пегматиты	Габбро-пегматиты	Диорит-пегматиты	Пегматиты с цирконом

формирование которых закончилось на стадии норит-пегматитов, габбро-норит-пегматитов или габбро-пегматитов.

Своеобразные габбро-пегматиты, очень сходные с габбро-пегматитами Мончегорского плутона, развиты в виде жил мощностью от 20—30 *см* до 5—6 *м* среди серпентинизированных дунитов средней зоны в центральной части массива. Макроскопически это крупнозернистые и гигантозернистые породы, состоящие из призматических кристаллов или шлировидных агрегатов пироксена и светлого лабрадора. Под микроскопом структура их гипидиоморфнозернистая, неравномернозернистая. Минеральный состав габбро-пегматитов меняется от габбро-норит-пегматита до собственно габбро-пегматита.

Исключительно в оливиновых норитах средней зоны развиты пегматиты с ортитом, образующие жилообразные тела мощностью от 0,2 до 1,0 *м*, прослеживаемые на 40—50 *м* по простиранию. Макроскопически — это светлые, иногда слабо зеленоватые гигантозернистые породы часто с графической текстурой. Характерной особенностью их является присутствие шестоватых (до 5—6 *см* длиной) кристаллов ортита со смоляным блеском. Минеральный состав: альбитизированный калиевый полевой шпат 50—70%, альбитизированный андезин 15—25%, кварц 15—20%. Из второстепенных минералов отмечается диопсид-салит — до 5%. Акцессорные минералы — ортит, циркон, ильменит, очень редко апатит. Вторичные минералы — альбит, эпидот, цоизит, скаполит, лейкоксен, актинолит, пренит, хлорит, серицит. Ортит — коричневого цвета, со смоляным блеском в изломе, слабо плеохроирует, но обычно метамиктный; оптические константы не поддаются определению. С пегматитами этого типа ассоциируются кварцевые жилы, образованные своеобразным радиальнолучистым молочно-белым кварцем, в котором наблюдаются длинные (до 10 *см*) шестоватые кристаллы ортита. По характеру кварца можно заключить, что эти жилы представляют собой низкотемпературные гидротермальные образования, видимо, генетически связанные с пегматитами рассмотренного типа.

В дунитах средней зоны широко развиты кислые высокоглиноземистые пегматиты с гранатом и силлиманитом, представляющие собой самую распространенную группу пегматитовых образований Златогорского массива. В дунитах эти пегматиты образуют целое поле кулисообразно расположенных жил мощностью от 0,1—0,3 *м* до 5—8 *м*, круто падающих (под углами 60—80°) на юго-запад. В контакте пегматитовых тел с дунитами наблюдаются реакционные слюдяные оторочки (флогопит, вермикулит). Нередко контакт пегматитов с дунитами проходит по зонкам дробления, которые смещают отдельные части тел. Эти пегматиты встречаются в керне почти всех скважин, пройденных по дунитам, причем они отмечены в виде жил как в верхних частях дунитового тела, так и у его подошвы.

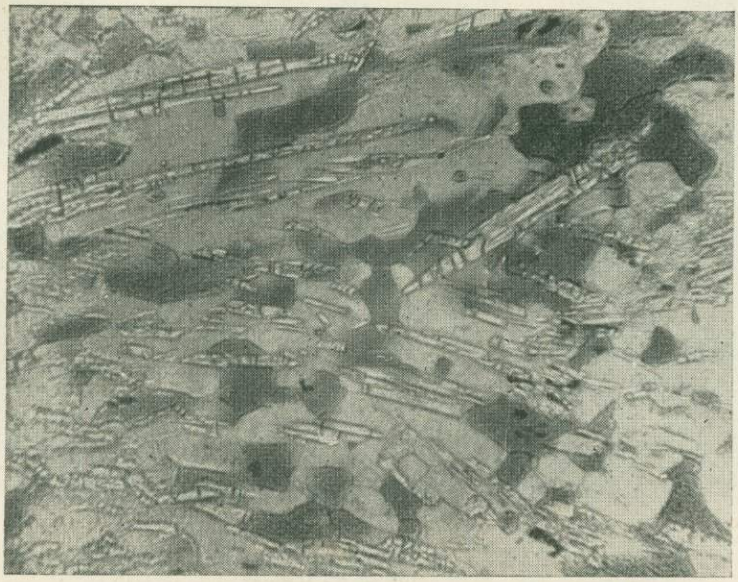


Рис. 63. Пегматит с силлиманитом (длинные игольчатые кристаллы) и гранатом (темные зерна с рельефом). Златогорский массив. Без анализатора, увел. 60

Преобладающей структурой пегматитов является пегматоидная гигантозернистая с крупными выделениями ортоклаза (до 15—30 *см*). Нередко встречаются участки с гранофировой и мирмекитовой структурами. Минеральный состав: ортоклаз, андезин, кварц, биотит, гранат, силлиманит, апатит, ксенотим, ильменит и др. Силлиманит обычно встречается вместе с красно-коричневым гранатом, составляя иногда 5—10% породы (рис. 63). Из вторичных минералов обычны альбит-олигоклаз, серицит, цоизит, иногда лейкоксен. В верхних частях тел рассматриваемых пегматитов появляются жилки апофиллита, замещающего калиевый шпат. В шлифе апофиллит имеет аномальную коричневую интерференционную окраску при четко выраженном зональном строении (рис. 64). Абсолютный возраст такого пегматита из центральной части дунитового тела, определенный калий-аргоновым методом по биотиту в лаборатории геохронологии ВСЕГЕИ Н. И. Полевой, оказался равным 540 млн. лет.

По-видимому, ключом к познанию генезиса пегматитовых образований Златогорского массива являются зональные сегрегации габбро-пегматитов с кварц-ортоклазовым ядром. Аналогичные пегматитовые сегрегации известны и в других существенно норитовых платфор-

менных массивах — Мончегорском (Челищев, 1962), одном из массивов Кольского п-ова (Евзикова, 1955), Бушвельдском (Вагнер, 1932).

Изучение минеральных ассоциаций пород Златогорского массива показывает, что при формировании каждой из его дифференцированных серий в первую очередь кристаллизовались породы с наибольшими содержаниями MgO и CaO, что вызвало обогащение более поздних порций расплава FeO, щелочами, SiO_2 и летучими компонентами. Это в конечном итоге привело к образованию кислого остатка, близко отвечающего по составу кварц-ортоклазовой эвтектике. Кристаллизация



Рис. 64. Зональные кристаллы апофиллита в пегматите Златогорского массива (скв. № 50). Николи +, увел. 20

пегматитов, по-видимому, происходила в тех местах интрузии, где расплав был обогащен летучими компонентами, замедлявшими кристаллизацию и создававшими наиболее благоприятные условия для обособления и разделения фаз, что способствовало образованию зональных сегрегаций, постепенно застывавших от периферии к центру. Такая последовательная кристаллизация, как показали Тернер и Ферхуген (1961), обычно приводит к образованию фаз, обогащенных рассеянными элементами, в данном случае — кварц-ортоклазовых пегматитов, содержащих в качестве акцессориев циркон, ортит, монацит, апатит, ильменит.

Формирование зональных сегрегаций пегматитов, судя по сравнительно низкотемпературному ядру, происходило довольно длительное время и могло закончиться на любом из промежуточных этапов из-за недостаточной концентрации летучих и легкоплавких компонентов в данном месте интрузии. В любом случае эти обособленные остаточные расплавы, естественно, застывали позже, чем вмещающие породы главной фазы интрузии. При возникновении в последних полостей и трещин (в результате контракции или тектонических подвижек), эти расплавы могли быть в них выжаты, дав начало пегматитовым жилам соответственно различного состава. Таким образом, пегматитовые образования Златогорского массива могут рассматриваться как продукты кристаллизации остаточных расплавов (или флюидов), возникающих в результате раздельной фракционной кристаллизации дифференцирован-

ных серий интрузии. Если принять это предположение, то становится объяснимой и основная закономерность размещения пегматитовых тел в Златогорском массиве, заключающаяся в том, что каждая дифференцированная серия пород массива (возникшая в результате первичного расслоения интрузии) характеризуется определенными типами пегматитов, не встречающимися за ее пределами.

Геохимия. Петрохимическая характеристика пород Златогорского массива будет рассмотрена позднее, совместно с характеристикой хи-

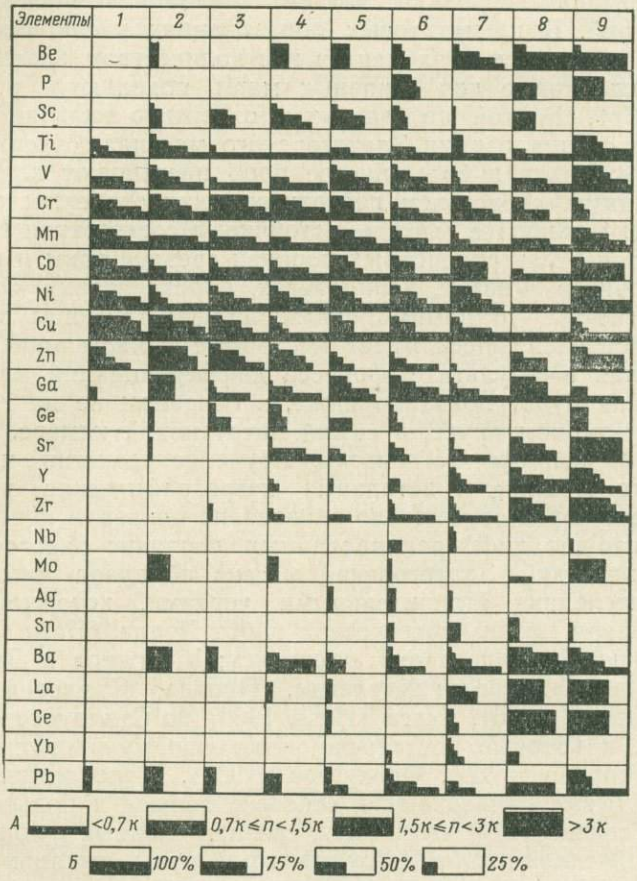


Рис. 65. Геохимическая диаграмма кларков-концентраций элементов-примесей в различных породах Златогорского массива

1 — дуниты (17 проб); *2* — перидотиты, пироксениты (40 проб); *3* — оливиновые нориты, лейкократовые нориты (15 проб); *4* — нориты и габбро-нориты (60 проб); 5 — микрогаббро и полосчатые габбро-диориты (11 проб); 6 — дайковые породы (20 проб); 7 — кислые пегматиты (40 проб); 8 — горнблендит-пегматиты и пироксенит-пегматиты (7 проб); 9 — альбитизированные полевошпатовые жильные породы скважины № 45 (5 проб)

мического состава пород других интрузий златогорского комплекса. Здесь же мы отметим только некоторые геохимические особенности различных типов пород Златогорского массива, которые наглядно можно видеть на диаграмме кларков-концентраций элементов-примесей (рис. 65), для составления которой использовано 215 полуколичественных спектральных анализов, выполненных в лаборатории ВСЕГЕИ.

Из общих геохимических особенностей Златогорского массива прежде всего обращает на себя внимание тот факт, что все его породы характеризуются значительно более богатым набором элементов-примесей, чем ультрабазиты и габброиды альпинотипных интрузий. Характерно, что помимо обычных для последних «сквозных» элементов (Cr,

Mn, Ni, Co, Cu), здесь «сквозными» являются также Ti, V и Zn. Наименее богатыми элементами-примесями оказались дуниты центрального тела средней зоны, в которых, кроме упомянутых «сквозных» элементов, спорадически встречаются только галлий и свинец. В перидотитах и пироксенитах средней зоны и нижней расслоенной серии появляются также бериллий, скандий, молибден и барий. Более разнообразен набор элементов-примесей в габброидах главной интрузивной фазы и в микрогаббро и габбро-диоритах дополнительной интрузии: здесь появляются германий, стронций, иттрий, цирконий и иногда — серебро, лантан и церий. В пегматитовых образованиях увеличивается общая концентрация всех малых элементов и в количествах, значительно превышающих кларковые для основных магм, появляются редкие земли (Y, Yb, La, Ce). На этой же диаграмме отчетливо выявляется и металлогеническая специализация Златогорского массива: содержания никеля, меди и кобальта в большинстве проб превышают кларковые, что является, видимо, следствием петрохимических особенностей исходной магмы. Однако наиболее высокие устойчивые содержания этих элементов отмечаются в ультраосновных породах средней зоны и нижней расслоенной серии (в дунитах, перидотитах, пироксенитах). Отсюда можно сделать вывод, что помимо сквозной специализации в отношении указанных металлов, здесь имеет место еще и частичная специализация, возникшая в результате процесса дифференциации магмы, происходившего, как будет показано ниже, в основном не на глубине, а в верхнем структурном ярусе, в самой интрузивной камере.

Некоторые вопросы петрологии. Изучение геологии и структуры Златогорского массива и детальные петрографические исследования слагающих его пород совершенно однозначно показали принадлежность его к типу сложно дифференцированных, первично расслоенных платформенных интрузий. Златогорский массив обладает всеми характерными для последних отличительными чертами, которые выявились главным образом после классических работ Холла (Hall, 1932) и Вагнера (1932) по Бушвельдскому комплексу; Уэйджера и Дира (Wager, Deer, 1939) по Скергорду; Хауленда, Пиплза, Сампсона (Howland, Peoples, Sampson, 1936), Хесса (Hess, 1960) по Стиллуотерскому комплексу и др., и которые достаточно четко сформулированы в «Петрологии» Ф. Тернера и Дж. Ферхугена (1961). В последние годы расслоенные интрузии привлекают к себе все больше и больше внимания не только в связи с тем, что с ними связаны важные рудные полезные ископаемые (медно-никелевые сульфидные руды, титаномагнетитовые руды), но и потому, что они являются ключом для разрешения ряда петрологических вопросов, связанных с проблемами происхождения основных и ультраосновных пород и дифференциации базальтовой магмы. Если в отношении альпинотипных интрузий еще не прекратилась дискуссия об их магматическом или метасоматическом происхождении, то данные по изучению расслоенных интрузий ультраосновных и основных пород «даже у наиболее ревностных сторонников гипотезы образования плутонов путем диффузии в твердом состоянии не вызывают сомнений в их магматическом происхождении...» (Тернер, Ферхуген, 1961, стр. 268). Состоявшийся в 1963 г. в Вашингтоне Международный симпозиум по расслоенным интрузиям (Symposium on Layeres intrusions) * явился новой вехой на пути изучения петрологии таких интрузий и показал, что их семейство быстро и неуклонно растет.

Последнее замечание в полной мере относится и к территории Советского Союза. После широко известных исследований большим коллективом геологов Мончегорского плутона на Кольском полуострове, внесших большой вклад в проблему петрологии и металлогении рас-

* Mineralogical Society of America, spec. paper, N 1, 1963.

слоенных платформенных интрузий, в последние годы появляются все новые данные о наличии подобного же типа интрузий как на Кольском полуострове (Сахаров, 1960; Козлов, 1963 и др.), так и в других районах СССР (Волохов, 1961; Волохов, Иванов, 1963, 1964; Орлов, 1964; Гурулев, 1965 и др.).

Златогорский массив является новым пополнением в группе отечественных расслоенных интрузий ультраосновных и основных пород и одним из первых и наиболее типичных их представителей на территории Казахстана. Естественно, что вопросы петрологии этого массива невозможно рассматривать без учета всего опыта по изучению первично-расслоенных интрузий и тех представлений, которые сложились в итоге этого изучения относительно их генезиса и механизма формирования. Долгое время считалось, что наиболее обычной формой расслоенных основных интрузий является лополит. Однако в последние годы доказывается, что подавляющее большинство таких интрузий имеет не лополитообразную, а воронкообразную форму, причем обнаруживается независимость внутреннего строения плутона от его внешних ограничений (Wilson, 1956; Wager, Brown, 1957; Smith, Карр, 1963; Волохов, Иванов, 1963; Орлов, 1964 и др.). В своей работе по исследованию структуры «лополитов» Вильсон (Wilson, 1956) очень убедительно доказал, что по положению слоев в расслоенном массиве нельзя определять положение его ограничений и, наоборот, из положения ограничений и характера контактов массива нельзя делать выводы о положении слоев. Эта особенность, характерная для всех воронкообразных массивов, должна непременно учитываться при изучении их структуры и, что особенно важно, при определении залегания пластообразных рудных залежей, не выходящих на дневную поверхность. Златогорский массив не является исключением из этого общего правила. Как уже было сказано выше, для него сначала предполагалась лополитообразная форма (Шлыгин, Тащинина, 1937), затем форма почти вертикального штока (Елисеев, 1953), а данные последних исследований показали, что он представляет собой воронкообразное тело с чашеобразной внутренней структурой. Это доказывается тем, что у внешних контактов первичная полосчатость имеет крутые углы падения по направлению внутрь массива, а в центральной его части она залегает очень полого, почти горизонтально, что установлено многочисленными буровыми скважинами. Возникновение крутых наклонов первичной слоистости в габбро-норитах в районе сопки Копа объясняется сложной тектоникой этого участка, а также явлениями просадки центральной части интрузии во время ее консолидации в связи с изменением объема вещества при переходе его из жидкой фазы в кристаллическую.

В продольном разрезе Златогорский массив характеризуется резко асимметричным строением: часть его восточной половины уничтожена более поздней интрузией гранитов орлиногорского комплекса. Помимо этого наблюдается и своеобразная внутренняя асимметрия строения дифференцированных зон плутона, выраженная в некотором изменении их разреза от центра к периферии. Это хорошо видно на примере норитовой серии нижней зоны, разрез которой в центральной части плутона (скв. 49) сложен норитами с прослоями бронзититов, а в скв. 46 — чередованием габбро-норитов и норитов с незначительным количеством бронзититов. В вертикальном разрезе массив также имеет асимметричное, зональное строение, связанное с очень сложным и, вероятно, длительным процессом дифференциации в интрузивной камере.

Как было показано выше, породы Златогорского массива образуют выдержанные слои, в которых набор минералов кумулуса, их состав и структурные соотношения с другими минералами остаются постоянными в пределах слоя как по простиранию, так и вкрест его. Неко-

торые слои прослеживаются на километры без существенного изменения своих главных характеристик.

Первичная магматическая слоистость — слоистость, возникающая при кристаллизации интрузий в результате дифференциации исходной магмы. В настоящее время в расслоенных массивах основных и ультраосновных пород можно выделить по крайней мере три разновидности слоистости: макрослоистость, ритмичную и скрытую слоистость. Непосредственно при полевых работах устанавливаются и картируются два первых типа слоистости. О наличии скрытой слоистости можно судить только после проведения детального петрографического изучения пород.

Макрослоистость. Разрез расслоенных интрузий обычно состоит из двух структурных составных частей: мощных слоев однородных пород и пачек сравнительно тонкого ритмичного переслаивания. Мощность участков тонкого расслаивания обычно составляет не больше 15—30% мощности всего разреза, но они настолько характерны, что фиксируются в первую очередь. При этом, особенно при оценке ритмичности в масштабах всего массива, нередко упускается из виду основной элемент строения расслоенных интрузий — слои массивных однородных пород, характеризующие главные этапы кристаллизации магмы. Поэтому нам представляется целесообразным выделить и особо подчеркнуть «макрослоистость» в качестве самостоятельной единицы, включающей и пачки ритмичного переслаивания. В Златогорском массиве к макрослоям можно отнести расслоенную и норитовую серии нижней зоны, дуниты, лейкократовые и оливиновые нориты, а также горизонты переслаивания средней зоны и т. д.

Ритмичная слоистость — закономерное чередование слоев пород различного состава. Обычно в ритмических циклах снизу вверх наблюдается переход от слоев, относительно богатых сравнительно высокотемпературными минералами (например, оливином) к слоям, обогащенным более низкотемпературными составляющими (пироксеном или плагиоклазом).

В Златогорском массиве, также как и в других расслоенных интрузиях (Стиллуотер, Бушвельд, Скергорд и др.), ритмичная слоистость развита не по всему вертикальному разрезу, а лишь в тех местах его, где наблюдается смена мощных пачек одних пород другими. Местами наиболее характерного проявления ритмичной слоистости в Златогорском массиве являются следующие части его вертикального разреза: а) расслоенная серия нижней зоны, располагающаяся между сравнительно мощным (около 40 *м*) слоем оливинитов и пойкилитовых гарцбургитов и норитовой серией; б) верхний горизонт переслаивания средней зоны, располагающийся между дунитами и лейкократовыми норитами; в) нижний горизонт переслаивания, заключенный между дунитами средней зоны и норитовой серией нижней зоны. Мощность ритмических единиц в Златогорском массиве колеблется от 8 до 60 *м*, а мощность отдельных слоев в ритме — от 0,2 до 20 *м*. Контакты между ритмами резкие; внутри ритмов чаще наблюдаются постепенные переходы между отдельными разновидностями пород.

Изучение разрезов ритмических единиц (главным образом по керну скважин) показало, что ритмичная слоистость в Златогорском массиве основана не на сортировке минералов по удельному весу или размерам зерен, а обусловлена главным образом сменой ассоциаций минералов кумулуса. Иногда наблюдается выпадение отдельных слоев из разреза ритма. В типичном разрезе ритмической единицы наблюдаются следующие ассоциации минералов кумулуса (снизу вверх): 1) оливин+шпинель; 2) оливин+плагиоклаз+шпинель; 3) оливин++плагиоклаз+бронзит; 4) плагиоклаз+бронзит; 5) плагиоклаз+бронзит+моноклинный пироксен. Наблюдается также изменение характера

ритмических единиц в вертикальном разрезе расслоенной серии и горизонтов переслаивания. Для нижних ритмических единиц характерно преобладание ультраосновных пород над основными, иногда с полным выпадением верхней, норитовой части (ассоциация плагиоклаз+бронзит). Выше по разрезу мощности как ритмических единиц, так и отдельных слоев в ритмах уменьшаются; ультраосновные и основные породы на таких участках разреза составляют в целом примерно равные объемы. А выше, в верхней части разреза, доля ультраосновных пород в ритме уменьшается, мощности их слоев сокращаются; главную часть разреза здесь составляют уже нориты, габбро-нориты и даже иногда анортозиты.

Скрытая слоистость — термин предложен Уэйджером и Диром (Wager, Deer, 1939) для характеристики закономерного изменения состава главных породообразующих минералов, которые вверх по разрезу интрузии обогащаются низкотемпературными составляющими: оливин и пироксены — железистыми компонентами, а плагиоклаз — альбитом. В Златогорском массиве скрытая слоистость хорошо устанавливается в разрезах нижней и средней зон, которые по существу являются единицами этой слоистости. Наиболее показателен разрез нижней зоны, где наряду со сменой минеральных фаз заметно меняется состав породообразующих минералов. В средней зоне последняя особенность выражена слабее.

В настоящее время для расслоенных платформенных интрузий в соответствии с характером первичной магматической слоистости выделяется два типа дифференциации, которые можно назвать «бушвельдским» и «скергордским».

Первый тип дифференциации характеризуется последовательным образованием дифференцированных серий от перидотитов и пироксенитов в нижних частях расслоенных интрузий, через троктолиты и оливиновые нориты к норитам и габбро-норитам в верхних частях. При этом снизу вверх происходит уменьшение содержания анортитовой молекулы в плагиоклазах (от An_{90} до An_{30-40}) с одновременным слабым повышением железистости фемических минералов (оливина, пироксенов). Такая последовательность согласуется с экспериментально выведенной Боуэном (1934) концепцией нормального хода фракционной кристаллизации базальтовой магмы. Этот тип дифференциации, «известково-щелочное» направление по Осборну (Osborn, 1952), основную роль в котором играет гравитационно-кристаллизационное фракционирование, характерен в основном для никеленосных перидотит-пироксенит-норитовых интрузий (Бушвельд, Стиллуотер, Маскокс, Мончегорск, Иоко-Довырен в Прибайкалье и др.).

Второй тип дифференциации при сходном механизме образования интрузий (преимущественно кристаллизационно-гравитационном) характеризуется резким увеличением железистости фемических минералов вверх по разрезу при сравнительно умеренном понижении основности плагиоклазов. Это приводит к накоплению в остаточном расплаве железа и титана, что иногда ведет к образованию титаномагнетитовых месторождений. Такой тип дифференциации характерен главным образом для существенно основных (габбро-норитовых, габбро-норит-анортозитовых) интрузий (Скергорд, Цагинская интрузия на Кольском полуострове, Булкинская в Западном Саяне и др.).

Златогорская интрузия отчетливо расчленяется на три зоны: верхнюю, среднюю и нижнюю, каждая из которых характеризуется определенной ассоциацией пород и однородным составом породообразующих минералов (что, собственно, и позволило выделить в структуре массива три дифференцированные зоны). Ассоциации основных и ультраосновных пород для каждой из этих зон были приведены в табл. 21.

Каждая из этих ассоциаций пород состоит из ограниченного числа породообразующих минералов, состав которых, судя по их оптическим свойствам, колеблется в каждой зоне в очень узких пределах.

Верхняя зона: плагиоклаз — An_{70-75}; ромбический пироксен — Fs_{20-25}; моноклинный пироксен — диопсид — салит (составляет 5—20% объема пород); оливин (Fa_{20-22} — присутствует только в основании зоны, в оливиновых габбро-норитах.

Средняя зона: оливин — Fa_{10-15} (в дунитах Fa_{7-10}); ромбический пироксен — Fs_{12-17}, плагиоклаз — An_{83-90}, моноклинный пироксен — диопсид (не $>$2—3% объема пород).

Нижняя зона: плагиоклаз — An_{70-75}; ромбический пироксен — Fs_{20-25} (не $>$10—20% объема пород); моноклинный пироксен — диопсид — салит (до 15% объема пород); оливин — отсутствует; появляется только в нижней расслоенной серии.

Донная часть интрузии: плагиоклаз — An_{65-68}; ромбический пироксен — Fs_{25-28}; моноклинный пироксен — 30—40% объема пород; роговая обманка — до 10%.

Значительный эрозионный срез верхней части плутона не позволяет прямо проследить дальнейшую эволюцию минерального состава пород главной интрузивной фазы. В какой-то мере здесь может помочь изучение пород, образовавшихся позже главной фазы интрузии (дополнительная фаза интрузии, жильный и пегматитовый комплексы), которые позволяют проследить общее направление хода кристаллизации магмы на заключительных стадиях формирования массива.

Породы дополнительной фазы интрузии, жильной и пегматитовой серий независимо от текстурных и структурных особенностей образованы небольшим количеством вполне определенных одних и тех же минеральных ассоциаций, которые, судя по их взаимоотношениям, в закономерной последовательности сменяют друг друга.

Так, минеральная ассоциация — гиперстен Fs_{30-31}, диопсид — салит и лабрадор An_{52-60} — слагает микрогаббро-нориты дополнительной интрузии, диабазы жильного комплекса и габбро-норит-пегматиты — пегматитового комплекса. Эти породы, судя по наличию постепенных переходов к норитам главной интрузивной фазы, формировались вслед за ними.

Следующей по времени формировалась ассоциация, состоящая из салита и андезина, которой сложены полосчатые габбро-диориты, салитовые пироксениты и некоторые габбро-пегматиты. Они образуют тела, секущие породы сложенные вышеуказанной ассоциацией (в частности, микрогаббро), а габбро-пегматиты такого состава в зональных сегрегациях следуют за габбро-норит-пегматитами.

В более поздних образованиях пироксен неустойчив, и главным темноцветным компонентом становится зелено-коричневая или коричневая роговая обманка, встречаемая обычно совместно с апатитом. Именно такой состав имеют горнблендит-пегматиты, замещающие салитовые пироксениты, а также мелкозернистые горнблендиты дайкового комплекса. В последних иногда отмечаются зерна плагиоклаза (андезина — лабрадора), а также реликты пироксенов. По-видимому, одновременно с горнблендитами формировались керсантиты, состоящие из 15—50% биотита, 25—40% коричневой роговой обманки или салита (часто взаимоисключающих друг друга), 10—30% андезина № 44—50 и 2—3% апатита; и одиниты, сложенные коричневой роговой обманкой и андезином № 46—52 с 6—10% салита.

Горнблендит-пегматиты пересекаются дайками спессартитов. К последним по составу породообразующих минералов близки диорит-пегматиты, состоящие из андезина № 38—45, 5—8% биотита и 1—2% зеленой роговой обманки.

Последними по времени кристаллизовались кислые пегматиты, образующие внутренние части концентрически-зональных габбро-пегматитов, а также жилы, пересекающие все вышеперечисленные породы.

Таким образом, при анализе всех данных по минеральному составу пород Златогорского массива намечается следующая закономерность: наиболее ранние породы, относимые к главной фазе интрузии (за исключением донной зоны), характеризуются максимальной магнезиальностью темноцветных минералов, значительным преобладанием ортопироксена над клинопироксеном, максимальной основностью плагиоклаза. Дальнейшая кристаллизация расплава шла различными путями, но при этом последовательно возникали близкие по составу минеральные ассоциации: ортопироксен, диопсид-салит, лабрадор (микрогаббро- и микрогаббро-нориты, диабазы, габбро-норит- и габбро-пегматиты); салит и андезин-лабрадор (полосчатые габбро-диориты, салитовые пироксениты, габбро-пегматиты); зелено-бурая роговая обманка (или биотит), андезин-лабрадор и апатит (горнблендит-пегматиты, жильные горнблендиты, керсантиты); андезин и зеленая роговая обманка (спессартиты, диорит-пегматиты); ортоклаз и кварц (кислые пегматиты).

Эволюцию минерального состава пород массива можно представить в виде двух одновременно действующих рядов: 1) прерывистого ряда: магнезиальный оливин — ромбический пироксен — моноклинный пироксен — роговая обманка, биотит; и 2) непрерывного плагиоклазового ряда: битовнит — лабрадор — андезин, с завершением процесса кристаллизации образованием пород, близких к кварц-ортоклазовой эвтектике (кислых пегматитов). В связи с этим интересно проследить ход процесса дифференциации магмы для Златогорского массива с помощью графического изображения закономерного изменения состава горных пород по тому способу, как это сделано Н. А. Елисеевым (1956) для Мончегорского плутона. На рис. 66 воспроизведена диаграмма Н. А. Елисеева, представляющая собой проекцию на плоскость тетраэдра четырехкомпонентной системы: окись кальция — глинозем — кремнезем — сумма окиси магния и железа. Тетраэдр, лежащий одним ребром на плоскости, проектируется на эту плоскость так, что все его грани в проекции являются равнобедренными треугольниками, а сам тетраэдр в такой проекции превращается в квадрат. На эту проекцию нанесены точки анализов горных пород Мончегорского плутона. Здесь же по тому же принципу построена диаграмма — модель хода кристаллизации магмы для Златогорской интрузии. Исключительное сходство обеих диаграмм говорит не только о близости хода дифференциации магмы в том и другом массиве. Точки анализов на обеих диаграммах, расположенные в виде закономерной узкой полосы, ясно намечают линию дифференциации магмы или линию продуктов кристаллизации магматического расплава, охватывающих разнообразные горные породы, начиная от анхимономинеральных дунитов через группу норитов и габбро-норитов и кончая породами, приближающимися по составу к кварц-ортоклазовой эвтектике; последние в Мончегорском массиве представлены гранофирами (Елисеев, 1956), а в Златогорском массиве — группой кислых пегматитов. Таким образом, намечается общая эволюция формирования Златогорской интрузии, заключающаяся в том, что в первую очередь кристаллизовались фазы с наибольшими концентрациями MgO и CaO, что вызывало обогащение более поздних порций расплава кремнеземом, щелочами и отчасти железом и, в конечном итоге, привело к образованию кислого остатка, близко отвечающего кварц-ортоклазовой эвтектике.

Интересно отметить, что Златогорский массив по внутреннему строению и составу слагающих его пород имеет также явное сходство со сложно-дифференцированным Бушвельдским плутоном. Последний,

по данным Холла (Hall, 1932), Вагнера (1932) и др., образовался в один этап внедрения магмы, а его стратификация была обусловлена главным образом гравитационной дифференциацией в интрузивной камере. Бушвельдский плутон в результате сложных процессов дифференциации разделяется на ряд зон, сходных с зонами Златогорского

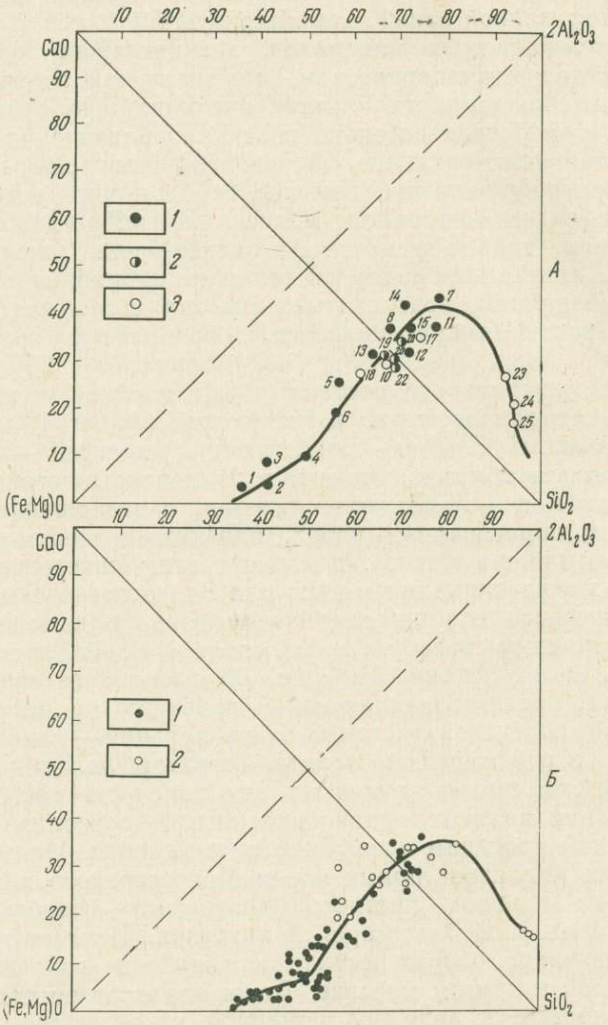


Рис. 66. Диаграмма — модель хода процесса дифференциации магмы [проекция тетраэдра системы $CaO—2Al_2O_3—SiO_2—(Fe, Mg)$ на плоскость] для Златогорского (А) и Мончегорского (Б) первично-расслоенных массивов

1 — породы главной интрузивной фазы; *2* — породы дополнительной интрузивной фазы; *3* — жильные породы и пегматиты

массива. Самую нижнюю часть плутона составляют мелкозернистые габбро и габбро-нориты, которые Холл назвал «основной быстро охлажденной фазой мелкозернистого диабазового норита». Нетрудно видеть, что аналогом этих пород являются наши мелкозернистые габбро и габбро-нориты донной части Златогорского массива, которые именно и следует рассматривать как «основную быстро охлажденную фазу». В табл. 28 приведен химический состав этих мелкозернистых донных габбро Златогорского массива и составы пород закаленных фаз некоторых известных первично расслоенных интрузий. Как видно из этой

Таблица 28

Химические составы закаленных фаз некоторых расслоенных интрузий

Окислы	Бушвельд (Daly, 1928)	Стиллуотер (Hess, 1960)	Скергорд (Wager, Deer, 1939)	Маскокс (Smith, Карр, 1969)	Златогорский массив	Мончегорский массив
SiO_2	51,45	50,63	48,99	50,68	48,02	51,72
TiO_2	0,31	0,45	1,40	1,06	0,14	0,22
Al_2O_3	18,67	17,64	18,87	13,55	18,14	14,23
Fe_2O_3	0,28	0,26	1,13	1,17	1,52	—
FeO	9,04	9,88	8,65	9,08	6,12	7,29
MnO	0,47	0,15	0,11	0,18	0,09	0,17
MgO	6,84	7,67	7,82	9,70	9,80	11,65
CaO	10,95	10,47	10,46	11,22	10,80	10,43
Na_2O	1,58	1,87	2,44	1,79	1,65	1,75
K_2O	0,14	0,24	0,19	0,63	0,34	0,56
H_2O+	0,34	0,42	0,41	0,53	2,95	1,91
H_2O-	0,03	0,06	0,16	0,06		0,06
Сумма	100,10	99,74	100,63	99,65	99,57	99,99
MgO:FeO	0,76	0,78	0,78	1,07	1,60	1,60

таблицы, габброиды донных частей Златогорского массива, Бушвельда, Стиллуотера и Скергорда в отношении химизма оказываются практически идентичными.

Далее по разрезу Бушвельдского лополита идет «переходная зона» Холла, состоящая из бронзитового норита с узкими зонами темного пироксенита. С этой «переходной зоной» Бушвельда хорошо сопоставляется нижняя зона Златогорского массива (если исключить ее нижнюю расслоенную серию), также состоящая из норитов с редкими прослоями плагиоклазовых пироксенитов.

На переходной зоне в Бушвельдском плутоне залегает мощная (1500—1800 *м*) и сложно построенная дифференцированная или «критическая» зона, недавно дополнительно охарактеризованная в статье Е. Камерона (Cameron, 1963). Термин «критическая зона» в Бушвельде (Hall, 1932) применяется к высоко дифференцированной серии пород, залегающих между переходной зоной и главным норитовым поясом (до «рифа Меренского» включительно). Критическая зона, согласно данным Холла и Камерона, характеризуется частой перемежаемостью слоев норита, пироксенитового норита (плагиоклазового пироксенита. — *Н. М.*), бронзитита, анортозита, троктолита и гарцбургита (баститового серпентинита). Наличие переходных разностей между этими слоями доказывает, по мнению Е. Камерона (Cameron, 1963), дифференциацию охлаждающейся магмы. В основании некоторых слоев наблюдаются пластообразные залежи хромита. Отмечаются как резкие, так и постепенные контакты между отдельными слоями. Встречающиеся апофизы и включения одних пород зоны в других в общем плане не нарушают правильной ритмичной слоистости, а лишь указывают на интрузивную природу всей серии пород. Едва ли нужно доказывать удивительно близкое сходство в строении и составе пород критической зоны Бушвельдского комплекса и средней дифференцированной зоны Златогорского массива.

Выше критической зоны в Бушвельдском плутоне лежит очень мощная (2400 *м*) толща преимущественно недифференцированных основных пород — «Главный норитовый пояс Холла» (Hall, 1932), состоящая из равномернозернистого диаллагово-бронзитового норита (габбро-норита. — *Н. М.*) с очень слабо проявленной дифференциацией. Исключением является самая верхняя часть этого Главного пояса,

заключающая в себе большие слоеобразные выделения титанистого железняка, ассоциирующегося с полосами лабрадорового анортозита. Опять-таки очевидно, что наша верхняя зона Златогорского массива, представленная среднезернистыми габбро-норитами и меланократовыми оливиновыми габбро-норитами, может быть сопоставлена с нижней половиной Главного пояса Бушвельда. Самая верхняя часть Златогорской интрузии уничтожена денудацией. Не исключено, что здесь также могли быть развиты лейкократовые габброидные и сиенитовые типы пород, аналогичные тем, которые слагают верхнюю зону Бушвельдского комплекса (Вагнер, 1932 и др.).

Обычный разрез расслоенных интрузий с обогащением нижних частей оливином и пироксенами, а верхних — плагиоклазом вплоть до появления анортозитов, на первый взгляд свидетельствует о простом гравитационном осаждении и всплывании кристаллов в магматической камере. Однако часто наблюдаемое в этих массивах (Бушвельд, Златогорка) переслаивание основных и ультраосновных пород, колебания их удельного веса и минерального состава не укладываются в рамки такого простого предположения. Поэтому для объяснения этих особенностей обычно привлекаются различные дополнительные факторы. В настоящее время существует несколько гипотез о происхождении первичной расслоенности массивов основных и ультраосновных пород. Одни исследователи объясняли ее возникновение расслаиванием кристаллизующейся магмы в процессе выполнения камеры плутона (Полканов, 1928; Елисеев, 1953, 1967 и т. д.). Другие петрологи (Wager, Deer, 1939; Hess, 1960; Лебедев, 1965 и т. д.) для объяснения многократного переслаивания пород различного состава привлекали механизм конвекционных токов. По представлениям этих авторов, охлажденные у кровли и боковых стенок участки магмы и участки, содержащие зародыши кристаллов, тяжелее горячей неохлажденной магмы. Поэтому они будут опускаться на дно магматической камеры. Сортировка кристаллов будет происходить во время растекания этих потоков по дну камеры.

Однако, как показал Е. Джексон (Jackson, 1961), при формировании комплекса Стиллуотер (Монтана) течения магмы не играли существенной роли ни в транспортировке, ни в осаждении минералов. Для объяснения происхождения ритмичной слоистости в этом массиве он предложил гипотезу «разноглубинной конвекции». Принимая адиабатический градиент 0,3° на километр, а градиент точки плавления 3° на километр, Е. Джексон пришел к выводу, что в интрузии повышение точки плавления с глубиной должно быть в 10 раз больше увеличения температуры расплава. Из этого следует, что кристаллизация должна начаться у дна массива, как только пройдут закалочные явления у контактов. Формирование ритмичной слоистости Е. Джексон связывал с периодическим прекращением кристаллизации из-за выделения скрытой теплоты кристаллизации.

С совершенно других позиций подошел к объяснению механизма формирования ритмичной слоистости А. А. Ярошевский (1964). По его представлениям, при кристаллизации интрузий возникает такое же сочетание условий, как при зонной плавке, т. е. происходит накопление легкоплавких компонентов перед фронтом кристаллизации. На примере эвтектики анортит—диопсид А. А. Ярошевский показал, что в слое жидкости, примыкающем к фронту кристаллизации, раньше достигаются эвтектические соотношения и начинается совместная кристаллизация двух фаз. Однако оставшаяся часть расплава имеет исходный состав и поэтому после затвердевания эвтектической зоны вновь начнется кристаллизация избыточного компонента. Существенным условием появления ритмичности является то, что скорость выравнивания состава расплава должна быть близка к скорости затвердевания. Чем

медленнее идет кристаллизация или чем быстрее перемешивается расплав, тем больше мощность отдельных зон и меньше число ритмов на единицу расстояния по разрезу интрузии. В таком виде высказанная гипотеза в рассматриваемом нами случае не объясняет эволюции ритмичной слоистости в пределах горизонтов переслаивания, а также механизма кристаллизации всей интрузии, поскольку зоны ритмичного переслаивания составляют в общем небольшую часть Златогорской интрузии и наблюдаются только в определенных частях ее разреза. Таким образом, в настоящее время не существует единой универсальной теории формирования расслоенных интрузий и в каждом конкретном случае механизм дифференциации требует своего специального рассмотрения.

Для понимания механизма формирования внутренней структуры Златогорского массива необходимо иметь в виду, что он представляет собой огромную «отливку» базальтового расплава, застывавшую среди гнейсов и амфиболитов, которые являлись «формой» для интрузии. Из теории затвердевания (Раддл, 1960) известно, что процесс кристаллизации сплавов (расплавов) типа твердых растворов и эвтектических смесей «начинается продвижением от стенок формы внутрь отливки волны образования центров кристаллизации, или волны начала затвердевания, соответствующей изотерме ликвидуса (или, в случае значительного переохлаждения расплава, несколько ниже расположенной изотерме); через некоторое время другая волна конца затвердевания, соответствующая изотерме солидуса (или концу эвтектической температурной остановки при эвтектических сплавах), начинается у стенок формы и движется вслед за первой волной начала затвердевания по направлению к центру отливки. Таким образом, в каждой точке отливки затвердевание начинается тогда, когда через нее проходит волна образования центров кристаллизации, и заканчивается, когда до этого места доходит волна конца затвердевания. Поэтому при затвердевании сплава типа твердого раствора существуют, вообще говоря, три отдельные зоны: полностью жидкая зона, окружающая тепловой центр отливки; зона твердого металла у стенок формы и область частичного затвердевания между жидкой и твердой зонами» (Раддл, 1960; стр. 36).

По аналогии, в кристаллизующейся интрузии также можно выделить три зоны: 1) полностью жидкую, 2) полностью затвердевшую и 3) зону частичного затвердевания («зону кристаллизации»). Естественно, что форма этих зон будет определяться формой поверхности ликвидуса и солидуса. Как показал Р. У. Раддл (1960, стр. 44), при затвердевании расплавов такого типа изотермы не повторяют контуров стенок формы; они обычно довольно плоские и слегка вогнуты по отношению к центру отливки. Естественно, что такую же форму будут иметь зона кристаллизации и уже затвердевшая часть интрузии, поскольку их положение полностью определяется формой изотерм, центроклинально падающих в краевых частях массива и выполаживающихся в ее центральных частях.

Однако сказанное полностью справедливо только для затвердевшей части интрузии, форма которой определяется изотермой солидуса. Но полужидкая зона кристаллизации, естественно, будет стремиться занять наиболее гравитационно устойчивое положение, при котором ее поверхность представляла бы собой плоскость. Это приведет к двум последствиям: 1) мощность одновременно кристаллизующихся пород будет максимальной в центральной части массива и минимальной — на его периферии; 2) породы периферических частей массива должны быть обогащены интерстициальным материалом, поскольку кристаллы кумулуса будут иметь тенденцию перемещаться во внутренние части массива; 3) минералы кумулуса в периферических частях массива должны быть несколько обогащены легкоплавкими составляющими по

сравнению с теми же минералами и в том же слое в центральной части массива; это связано с тем, что кристаллы первых этапов выделения переместятся во внутренние части интрузии, а в периферических частях смогут сохраниться лишь минералы заключительных этапов кристаллизации. По-видимому, этими обстоятельствами и объясняется повышенное количество интерстициального диопсида и повышенная железистость бронзита в норитах скв. 46 по сравнению с норитами центральных частей массива (скв. 49), а также наличие здесь многочисленных прослоев плагиоклазовых бронзититов, не характерных для периферических частей массива (скв. 46).

Для выяснения механизма формирования слоистости Златогорского массива необходимо знать по крайней мере следующее: 1) состав исходной магмы; 2) теоретически ожидаемую последовательность выделения минеральных ассоциаций; 3) термодинамические условия кристаллизации (температура, давление) и 4) плотность расплава.

Состав исходной магмы в настоящее время можно определить по химизму эндоконтактовых мелкозернистых пород, представляющих по существу закаленную фазу интрузии. В Златогорском массиве закаленная фаза представлена мелкозернистыми габбро-норитами донной части интрузии. В табл. 28 приведен химический состав этих пород и составы пород закаленных фаз некоторых известных расслоенных интрузий. Как видно из таблицы, габброиды донных частей (закаленных краевых недифференцированных зон) Бушвельда, Стиллуотера, Скергорда, Маскокса, Мончегорского и Златогорского массивов в отношении химизма оказываются практически идентичными; их валовый состав показывает, что родоначальная магма этих интрузий имела состав, близкий к толеитовому базальту или оливиновому толеиту.

Теоретически ожидаемая последовательность минералообразования в Златогорском массиве может быть определена исходя из химического состава «быстроохлажденной фазы» и с использованием результатов экспериментального изучения системы диопсид—форстерит—анортит (Осборн, Тайт, 1954). Пересчет химического состава «быстроохлажденной фазы» массива (донных мелкозернистых габбро-норитов) на нормативные минеральные молекулы по системе американской количественной классификации CJPW (Заварицкий, 1950) дал следующие результаты: $or=1{,}67\%$; $ab=14{,}16\%$; $an=41{,}17\%$; $di=10{,}09\%$; $hy=20{,}53\%$; $ol=6{,}74\%$; $mt=1{,}62\%$; $ilm=0{,}30\%$. Присутствие нормативных гиперстена и оливина позволяет отнести материнскую магму Златогорского плутона к оливиновым толеитам (Иодер и Тилли, 1965, стр. 18). Пересчет этого нормативного состава на четырехкомпонентную систему Ol—Di—Pl—Q путем присоединения железа и магнезии, объединения салических минеральных молекул в плагиоклаз и приведения полученных данных к 100%; нормативный состав магмы выразится как $Pl=59{,}2\%$; $Di=10{,}6\%$; $Ol=23{,}8\%$; $Q=5{,}4\%$. Фигуративная точка расплава такого состава ложится почти прямо на линию одновременной кристаллизации оливина и шпинели.

В случае равновесной кристаллизации, при дальнейшем понижении температуры состав жидкости должен перемещаться по дивариантной поверхности форстерит-шпинель (при одновременной кристаллизации этих минералов) до встречи с моновариантной линией форстерит-шпинель-анорит (рис. 67). При перемещении состава жидкости вдоль этой линии шпинель как метастабильная фаза должна растворяться, а форстертит и анортит — кристаллизоваться. И, наконец, в точке E совместно кристаллизуются анортит, форстерит и диопсид до полного израсходования жидкости. Однако в случае фракционной кристаллизации последовательность будет иной. Осборн и Тайт рассматривают этот вариант в системе диопсид—форстерит—анортит—двуокись кремния (см. рис. 67). После того как здесь начинают кристаллизоваться фор-

стерит и шпинель, состав жидкости уходит с передней плоскости в объем тетраэдра и перемещается в направлении к моновариантной кривой An—Fo—Sp. Если шпинель будет удаляться из расплава (например, в случае гравитационного фракционирования), то состав жидкости покинет моновариантную кривую и следуя по дивариантной поверхности форстерит-анортит (при кристаллизации этих минералов) достигнет второй моновариантной линии (An—Py—Fo), на которой совместно с Fo и An начнет кристаллизоваться пироксен. В случае отсутствия взаимодействия жидкости со шпинелью и форстеритом, состав жидкой

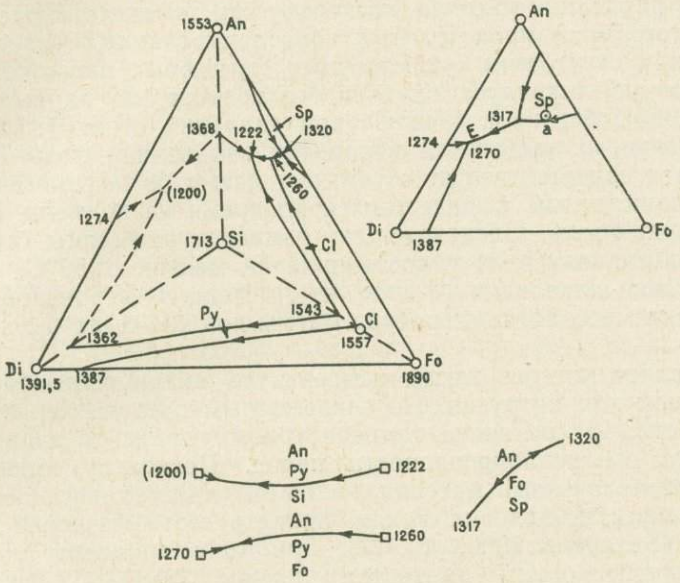


Рис. 67. Схема, иллюстрирующая равновесные соотношения в системе диопсид-форстерит-анортит-кремнезем (система представлена в виде правильного тетраэдра, у которого передняя грань удалена и изображена в уменьшенном размере справа. В нижней части рисунка даны схемы трех моновариантных кривых, проходящих внутри тетраэдра, с указанием трех фаз, которые находятся в равновесии с жидкостью на каждой из этих кривых). По Осборну и Тайту (1954)

Di — диопсид, Fo — форстерит, An — анортит, Si — кремнезем, Cl — клиноэнстатит, Py — пироксен, Sp — шпиндель. Точка «а» — состав «быстроохлажденной фазы» Златогорского массива

фазы покинет моновариантную линию An—Py—Fo и перемещается вдоль дивариантной поверхности анортит—пироксен (при одновременной кристаллизации этих минералов) до встречи с моновариантной линией An—Py—Si. При дальнейшем охлаждении наряду с анортитом и пироксеном кристаллизуется двуокись кремния вплоть до полного исчезновения жидкости. Таким образом, при фракционной кристаллизации здесь должны последовательно возникать следующие ассоциации: 1) форстерит+шпинель; 2) форстерит+шпинель+анортит; 3) форстерит+пироксен+анортит; 4) пироксен+анортит; 5) пироксен+анортит+кварц.

Именно такие ассоциации минералов кумулуса, образующих отдельные слои, и в той же последовательности характерны для единиц ритмичной слоистости в Златогорском массиве, за исключением того. что свободная кремнекислота не входит в минеральные ассоциации пород главной интрузивной фазы, а остается в остаточном расплаве и фиксируется отдельно в виде кварца в сегрегациях и жилах кислых пегматитов.

Термодинамические условия кристаллизации определялись исходя из минеральных ассоциаций в породах Златогорского

массива. Как следует из экспериментальных работ Грина и Рингвуда (Green, Ringwood, 1967), указанная выше последовательность минеральных ассоциаций возможна лишь при давлениях, не превышающих 6,7 *кбар*. С другой стороны, совместная кристаллизация оливина и ромбического пироксена, фиксируемая в оливиновых норитах и плагиоклазовых гарцбургитах, возможна лишь при давлениях выше 5 *кбар* (Boyd, England, Davis, 1964). Эти данные позволяют определить, что кристаллизация Златогорского массива происходила под давлением около 6 *кбар*, что соответствует литостатическому давлению на глубине 15—18 *км*. По-видимому, в данном случае можно говорить именно о глубине формирования массива, поскольку кристаллизация расслоенных интрузий этого типа происходит в консолидированных участках земной коры, при отсутствии существенных стрессовых напряжений.

Температура ликвидуса оливинового толеита, по данным Иодера и Тилли (1965), близка к 1245° С (при давлении 1 *атм*). Отсутствие гломеропорфировых выделений в породах закаленной фазы Златогорского массива свидетельствует о том, что магма была гомогенной и не содержала кристаллов, выделившихся во время ее подъема (в интрателлурическую фазу). Следовательно, температура магмы была выше температуры ликвидуса, т. е. составляла не меньше 1250° С. С учетом градиента точки плавления (3 *град/км*), исходя из вероятной глубины формирования массива, температура магмы должна была быть не меньше 1300°.

Представляет интерес также температура вмещающих пород, служивших рамой для интрузии. По современным представлениям (Белоусов, 1966, стр. 15) величина температурного градиента зависит главным образом от теплопроводности пород. Поскольку вмещающими породами Златогорского массива являются кристаллические сланцы, гнейсы и кварциты, для них можно принять геотермический градиент 21 *град/км* (Белоусов, 1966, стр. 17). При таком градиенте на глубине 18±3 *км* породы должны иметь температуру 378±63° С. Таким образом, перепад температур между расплавом и вмещающими породами составлял свыше 900°, что должно было способствовать широкому развитию закалочных явлений.

Плотность расплава имеет важное значение для поведения кристаллизующихся минералов. Если оливин, пироксены и шпинелиды заведомо тяжелее расплава, то плотность плагиоклаза приближается к плотности расплава. В том случае, когда плагиоклаз легче расплава, он будет всплывать, существенно меняя общую картину затвердевания интрузии. Плотность расплава определялась по плотности закаленной фазы (донных мелкозернистых габбро-норитов), которая при 20° С составляет 2,88 *г/см*^{3} (определение Центральной лаборатории Северо-Западного геологического управления). Судя по результатам, полученным Э. Б. Дэна при изучении диабазов Вайкел-Хэви и М. П. Воларовичем и А. А. Леонтьевой по базальтам Закавказья (Берч, Шерер, Спайсер, 1949), расплавленные диабазы и базальты с плотностью в кристаллическом состоянии 2,88 *г/см*^{3} при 1250° С переходят в расплав с плотностью 2,63—2,64 *г/см*^{3}. Плотность битовнита, выделяющегося из расплава первым, при 1250° С составляет 2,685 *г/см*. Таким образом, плагиоклаз должен быть тяжелее расплава на 0,045—0,055 *г/см*^{3}. Следовательно, все выделяющиеся ассоциации минералов кумулуса, включая и плагиоклаз, будут фиксироваться на дне магматической камеры.

Исходя из всего рассмотренного выше, схему кристаллизации Златогорского массива можно представить себе следующим образом.

Сразу же после заполнения магмой интрузивной камеры, вдоль всей поверхности последней происходят закалочные явления — образование мелкозернистых габбро-норитов. Появление в приконтактовых зонах интрузии именно этой ассоциации связано с тем, что в условиях

сильного переохлаждения волна начала кристаллизации соответствует изотерме, располагающейся ниже изотермы ликвидуса (Раддл, 1960) и близко к изотерме солидуса. В связи с этим можно ожидать появления метастабильных субсолидусных ассоциаций. Такая сближенность изотерм, естественно, препятствует процессам дифференциации (особенно кристаллизационно-гравитационной), в связи с чем состав кристаллизующихся здесь пород и рассматривается как близкий к составу исходной магме. После образования теплоизоляционной корки мелкозернистых пород начинается стабилизация условий кристаллизации. При этом отмечается подъем волны начала кристаллизации к своему нормальному положению — изотерме ликвидуса. Это хорошо фиксируется в разрезе скв. 47 — если в мелкозернистых габбро-норитах трудно говорить об осажденной и интерстициальной фазах, то уже в пироксенитах верхней части донной зоны бронзит отчетливо является осажденным минералом. Еще выше появляется плагиоклазовый гарцбургит, затем гарризит, который постепенно переходит в мощный горизонт оливинитов, наблюдаемый в основании расслоенной серии нижней зоны. В этом же направлении (снизу вверх) идет увеличение размера зерен—от мелкозернистых в основании до среднезернистых вверху. Иными словами, между донными мелкозернистыми габбро-норитами и оливинитами расслоенной серии наблюдается как бы перевернутый ритм, где последовательность ассоциаций обратная по сравнению с обычной. Начиная с нижнего горизонта оливинита условия кристаллизации становятся близкими к равновесным, и последовательность выделения минеральных ассоциаций отвечает теоретически ожидаемой.

Процесс формирования нижней зоны начался после того, как прошли закалочные явления у контактов и волна начала кристаллизации стала соответствовать изотерме ликвидуса. Кристаллизация сопровождалась гравитационным осаждением выделяющихся кристаллов на дно магматической камеры. Постоянное удаление из расплава кристаллизующихся минеральных фаз приводило к изменению состава расплава и соответственно к смене минеральных ассоциаций. Временами скорость передвижения фронта кристаллизации уступала скорости конвекции, и кристаллизация временно прекращалась, чтобы начаться снова после выравнивания состава и температуры расплава. В результате таких остановок происходило формирование ритмичной слоистости, характерной для расслоенной серии нижней зоны. После того как состав расплава изменился настолько, что из него перестали выделяться шпинель и оливин, расплав вступил в область совместной кристаллизации плагиоклаза и бронзита. Поскольку скорость эволюции состава расплава на этом этапе была постоянной (не было смены ассоциаций), формировалась мощная однородная норитовая серия.

По-видимому, ко времени окончания кристаллизации нижней зоны произошло объединение систем конвекции. Расплав, оставшийся после формирования нижней зоны, должен был быть обогащен CaO и Al_2O_3, поскольку широко распространенные в породах зоны ромбический пироксен и оливин практически не содержат этих окислов. Формирование нижней серии лейкократовых пород и нижнего горизонта переслаивания происходило, очевидно, при смешивании этого остаточного расплава с горячим расплавом из внутренних частей интрузии, изолированных от вмещающих пород уже очень мощной двойной теплоизоляционной «корой» донной и нижней зон интрузии. Указанная часть разреза интрузии отнесена к средней зоне условно, по-видимому, ее целесообразно выделить в качестве самостоятельной переходной зоны. Мощность этой зоны должна была определяться количеством остаточного расплава.

Начиная с дунитов, разрез средней зоны напоминает разрез нижней зоны, во всяком случае последовательность выделения минеральных

ассоциаций та же, только они представлены более высокотемпературными разновидностями — главным образом оливином, близким к форстериту, и плагиоклазом, близким к анортиту. Кристаллизация средней зоны происходила в условиях очень медленного охлаждения, что способствовало широкому развитию процессов дифференциации. Все породы средней зоны состоят из одних и тех же трех породообразующих минералов: магнезиального оливина, слабо железистого ромбического пироксена (бронзита) и очень основного плагиоклаза (битовнита), находящихся в различных количественных соотношениях — от анхимономинеральных разновидностей пород: дунит, бронзитит, анортозит, до би- и полиминеральных — гарцбургит, плагиоклазовый перидотит, плагиоклазовый пироксенит, троктолит, норит, оливиновый норит. Очень характерной особенностью пород средней зоны является их крупная кристалличность, не свойственная породам других зон массива. Эта особенность, наряду с высокой степенью идиморфизма минералов кумулуса, обусловившей развитие панидиоморфнозернистых и норитовых структур (где зерна минералов обычно мало вдаются друг в друга, лишь примыкая один к другому своими гранями), свидетельствует о наиболее благоприятных условиях кристаллизации, когда зерна минералов свободно росли во взвешенном состоянии и только потом поступали в область аккумуляции, погружаясь в остающемся расплаве. Кристаллизация магмы в таких условиях, наряду с гравитационным фракционированием выделившихся кристаллов и их течением под влиянием конвекционных токов, привела к формированию сложнодифференцированной, псевдостратифицированной средней зоны массива.

Однако только этими причинами невозможно объяснить всю сложность строения средней зоны. В частности, наиболее трудным пока для объяснения является происхождение мощного центрального дунитового тела. Возможно, что формирование этой зоны и всей интрузии в целом хотя и происходило в общем плане по указанной схеме, но не сразу во всем объеме интрузии. При этом в теле интрузии, в силу особых условий, имело место образование отдельных изолированных или сообщающихся между собой камер, в которых кристаллизация магмы шла несколько иными путями. В частности, альтернативой здесь может служить известная гипотеза Фогта (Vogt, 1893), согласно которой ранее образованные кристаллы, оседая под влиянием силы тяжести, могут вновь раствориться в нижележащем слое магмы, результатом чего являются «протообогащенные» (proto-enriching) магматические фракции, при застывании кристаллизующиеся как анхимономинеральные породы.

Возможно, что нечто подобное такому процессу «протообогащения» и явилось причиной образования центрального дунитового тела средней зоны. Не исключено также, что образование анхимономинеральных дунитов было связано с процессами адкумулатного (Wager, 1961) разрастания зерен минералов кумулуса в интерстициальном расплаве. В пользу этого свидетельствуют сложная, иногда лапчатая форма соприкасающихся краев зерен оливина, а также зональность оливиновых зерен с обогащенной железом периферической зоной.

Строение верхней зоны массива, являющейся естественным продолжением разреза средней зоны, не представляет особых затруднений для объяснения, хотя состав пород этой зоны нам известен только частично. Здесь мы наблюдаем обычную для верхних зон расслоенных интрузий слабую дифференциацию, результатом которой явилось разделение зоны на две части: нижнюю — оливиновых габбро-норитов и верхнюю — габбро-норитов. Кристаллизация этой зоны происходила в условиях продолжающегося снижения температуры, о чем свидетельствуют ассоциации пород с более железистыми темноцветными минералами и более кислыми плагиоклазами.

Таким образом, из сказанного можно сделать следующие заключения:

1) кристаллизация интрузии происходила от подошвы к кровле;

2) процесс застывания интрузии был прерывистый; кристаллизация каждой из зон начиналась после почти полной консолидации нижележащей зоны. При этом магма во внутренних частях интрузии сохраняла свою высокую температуру, и благодаря меньшему переохлаждению, ассоциации средней зоны более высокотемпературные, чем в кристаллизовавшейся раньше нижней зоне;

3) магма, из которой происходило осаждение кристаллов у дна камеры, была застойной в процессе осаждения кристаллов, и магматические течения существенно не влияли ни на транспортировку, ни на отложение таких кристаллов;

4) вертикальная последовательность слоев соответствует порядку кристаллизации магмы;

5) осаждение минералов из расплава было непрерывным в течение образования отдельных слоев и ритмов, но прерывалось между ними;

6) разрез массива в целом представляет растянутую по вертикали последовательность продуктов кристаллизации толеитового расплава, выделявшихся в процессе кристаллизации интрузии in situ и осаждавшихся на постепенно поднимающееся дно магматической камеры.

Эти выводы очень близки к выводам Джексона (Jackson, 1961) по массиву Стиллуотер, что свидетельствует о сходном механизме образования обеих интрузий.

Анализ имеющихся данных по петрологии Златогорской интрузии позволяет заключить, что породы всех ее дифференцированных зон образовались в результате одноактного внедрения магмы основного состава и последующих процессов ее гравитационно-кристаллизационной дифференциации в камере плутона. К дополнительной интрузивной фазе, следовавшей уже после консолидации пород главной интрузивной фазы, относятся только небольшие секущие тела микрогаббро и полосчатых мелкозернистых габбро-диоритов. Окончательно завершился интрузивный процесс внедрением дайковых пород и формированием из остаточных расплавов разнообразных пегматитовых образований, особенности строения, состава и генезиса которых были рассмотрены выше.

Сульфидная медно-никелевая минерализация. Присутствие медно-никелевых сульфидов в породах Златогорского массива было известно еще первым его исследователям (Шлыгин, Тащинина, 1937; Бок, 1940 и др.), и этот массив давно уже рассматривался как потенциальный источник сульфидного никеля. Первоначально считалось, что сульфидная минерализация в Златогорском массиве, как и во всех месторождениях сульфидных медно-никелевых руд, связана с ликвидацией в раннюю стадию кристаллизации магмы. Предположение о гидротермальной природе сульфидной минерализации Златогорского массива впервые высказал И. И. Бок (1956). Однако его взгляды принципиально отличаются от принятых сейчас представлений о гидротермальном генезисе сульфидного медно-никелевого оруденения в расслоенных ультраосновных и основных интрузиях. Согласно последним представлениям, никель не принимал участия в образовании первичных магнезиальных силикатов, возникавших в раннюю стадию кристаллизации магмы, и не концентрировался в процессе ликвидации магмы, а целиком оставался вместе с летучими (хлором, водой, сероводородом, углекислотой) в остаточных продуктах кристаллизации магматического расплава — в гидротермальных растворах. В отличие от этой точки зрения, И. И. Бок, рассматривая Златогорский массив не как платформенную интрузию, а как интрузию, образовавшуюся в геосинклиналь-

ной зоне, считает, что сульфидная минерализация в этом массиве не имеет ничего общего с сульфидной медно-никелевой минерализацией, распространенной в платформенных интрузиях. Он предполагает, что сульфиды никеля в Златогорском массиве образуются за счет изначального содержания этого элемента в магнезиально-силикатных породах массива и за счет привнесенной в гидротермах «агрессивной серы», которая извлекает никель и другие «халькофилы» из решеток силикатов и образует новые кристаллические решетки сульфидов. Развивая эту идею дальше, И. И. Бок приходит к отрицательному заключению о перспективах никеленосности Златогорского массива, ибо при таком образовании «вторичных аутигенно-реакционных сульфидов» «...никакого обогащения никелем по сравнению с обычным его кларком для гипербазитов-габброидов не происходит», а меняется только форма минерализации никеля, который из рассеянной петрогенной (силикатной. — *Н. М.*) формы переходит в более концентрированную сульфидную форму (Бок, 1956). Однако согласиться с такой точкой зрения при современном состоянии знаний геологии и минералогии сульфидных медно-никелевых месторождений мы не можем. Приуроченность сульфидной медно-никелевой минерализации с характерной ассоциацией минералов к сложно дифференцированному расслоению платформенному массиву ультраосновных и основных пород заставляет скорее предполагать ликвационное или гидротермальное ее происхождение, а не гидротермально-автометасоматическое, как считает И. И. Бок. Кроме того, если для никеля еще и можно в какой-то мере допустить извлечение его из магнезиальных силикатов «агрессивной серой», то невероятность существования «силикатной меди» в ультраосновных породах совершенно очевидна!

Работами последних лет на Златогорском массиве с применением больших объемов колонкового бурения установлено, что почти все разновидности основных и ультраосновных пород несут здесь сингенетическую медно-никелевую сульфидную минерализацию в виде рассеянной вкрапленности пирротина, пентландита, халькопирита и иногда пирита. Было установлено также, что эта вкрапленность в вертикальном разрезе интрузии распространена неравномерно. Наиболее интересными и перспективными в отношении сингенетической сульфидной минерализации оказались ультраосновные дифференциаты: перидотиты и пироксениты нижней расслоенной серии и дуниты центрального тела средней зоны, где наряду с никелистым пирротином и халькопиритом установлен пентландит.

В ультраосновных породах Златогорского массива, помимо вкрапленной сингенетической минерализации медно-никелевых сульфидов, наблюдается и эпигенетическая минерализация в виде тончайших жилок и пленок пирротина, халькопирита и пентландита по трещинам и плоскостям скольжения. Особенно часто такая эпигенетическая минерализация наблюдалась в сильно серпентинизированных и карбонатизированных ультраосновных породах нижней расслоенной серии, вскрытых скв. № 47. Так, на глубине 250 *м* этой скважиной была пересечена небольшая жила диорит-пегматита, в лежачем зальбанде которой и во вмещающем серпентинизированном гарцбургите были встречены жилки сплошных сульфидов (пирротин, пентландит, халькопирит) толщиной в 1—2 мм. Здесь же наблюдались тонкие жилки магнетита. Ниже этой скважиной было пересечено еще несколько маломощных жил диорит-пегматитов и горнблендит-пегматитов, около которых также наблюдались участки прожилков-вкрапленной эпигенетической сульфидной минерализации, при этом скопления сульфидов были встречены и в самих горнблендит-пегматитах. На глубине 320 *м* скважина пересекла небольшую оруденелую зону мощностью около 40 *см*, представленную карбонатизированными апоперидотитовыми серпен-

тинитами, интенсивно насыщенную короткими и тонкими (1—2 *мм*) жилками никелистого пирротина. Наконец, на глубине 460 *м* скважиной вскрыты плагиоклазовые перидотиты с тонкими прожилками биотита, которые по простиранию переходят в еще более тонкие прерывистые сульфидные жилки. Конечно, эти проявления убогой эпигенетической минерализации сами по себе практической ценности не имеют, но они вполне определенно свидетельствуют о том, что образование медно-никелевых сульфидов происходило и в послемагматическую стадию становления Златогорского массива. Несомненно, что послемагматические флюиды и растворы несли с собой соединения железа, никеля и меди, которые они откладывали в виде сульфидов по тонким трещинкам в серпентинизированных перидотитах и других гидротермально измененных породах нижней расслоенной серии.

Следовательно, при определении перспектив никеленосности Златогорского массива необходимо иметь в виду возможность обнаружения не только сингенетических вкрапленных сульфидных руд (которые, кстати, никогда не бывают особенно богатыми по содержанию металлов), но и возможность обнаружения сплошных сульфидных руд.

Челкарский массив

Челкарский массив находится в 18—20 *км* к северо-востоку от Златогорского массива, на северном побережье горько-соленого озера Челкар (Шалкар). Массив представляет собой вытянутое в почти широтном направлении интрузивное тело длиной 14 *км* при ширине от 3 до 6 *км* (рис. 68). Общая его площадь составляет около 70 *км*^{2}. Породы массива обнажаются в пределах отдельных сопок и в обрыве берега озера Челкар; основная же его площадь перекрыта рыхлыми кайнозойскими отложениями. Южный контакт массива скрыт под водами оз. Челкар. Вмещающие массив породы представлены брекчированными и милонитизированными ортогнейсами, амфибол-пироксеновыми сланцами и амфиболитами, относящимися, по данным О. М. Розена к берлыкской свите зерендинской серии — древнейшей из числа всех известных в районе. Кварциты и слюдяно-кварцитовые сланцы кокчетавской свиты боровской серии протерозоя, широко развитые к северу, слагают большой останец кровли в западной части массива; останцы этих пород меньших размеров встречаются и в других частях массива. С севера, запада и, вероятно, с юга Челкарский массив прорывается гранодиоритами и биотит-роговообманковыми гранитами позднекаледонского зерендинского комплекса.

Челкарский массив вытянут в восток-северо-восточном направлении согласно с господствующим простиранием допалеозойских толщ. Однако в восточной части он имеет резко дискордантные соотношения с гнейсами берлыкской свиты.

В строении Челкарского массива преобладающее развитие имеют габбровые породы, слагающие почти всю его обнажающуюся поверхность. Ультраосновные породы, представленные оливиновыми горнблендитами, на поверхности массива были встречены только в центральной и западной его частях. Аналогичные породы были встречены в керне скважины, пройденной в западной части массива. Другие разновидности ультраосновных пород — шрисгеймиты и полевошпатовые пироксениты были встречены только в виде галек и валунов на берегу оз. Челкар. Это позволяет предполагать, что на дне озера вскрываются более глубокие срезы массива, содержащие ультраосновные дифференциаты.

Характер пространственного распределения разновидностей габбровых пород показывает наличие в массиве признаков псевдостратификации. Так, все повышенные части рельефа, а также участки вблизи

останцов кровли кварцитов сложены мелкозернистыми роговообманковыми габбро и габбро-норитами, а все понижения рельефа и обрыв оз. Челкар образуют среднезернистые амфиболизированные габбро. Эта картина усложняется большим количеством разрывных нарушений, превративших массив в мозаику крупных блоков. На геологической карте (см. рис. 68) показаны только главные из этих разрывов, отчетливо фиксируемые на аэрофотоснимках. В некоторых блоках на дневную поверхность выходят оливиновые горнблендиты, слагающие более глубокие части массива.

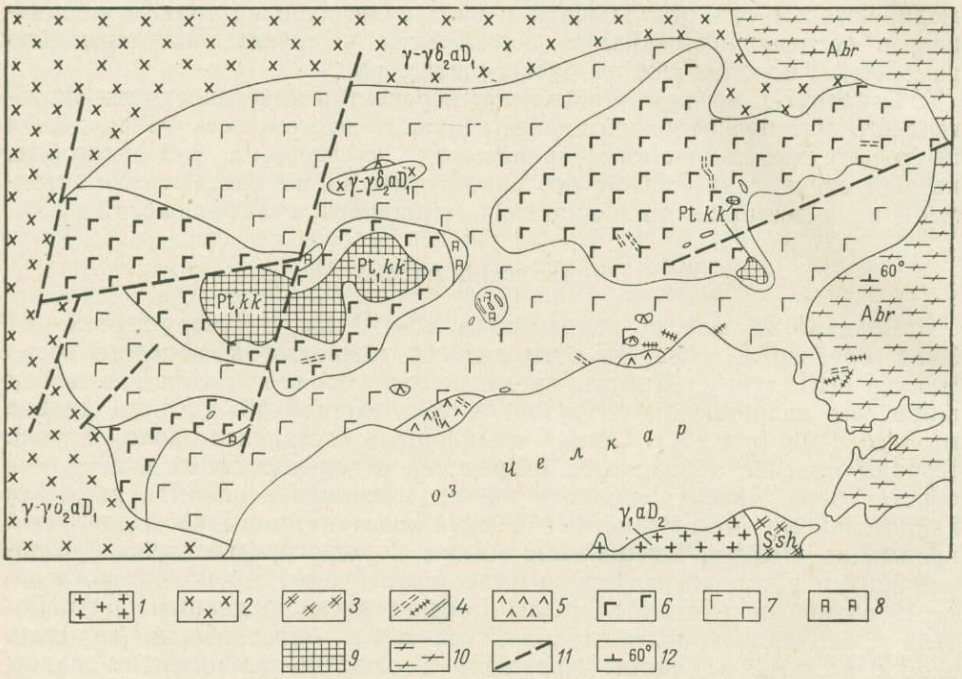


Рис. 68. Схематическая геологическая карта Челкарского массива

1 — гранита; *2* — гранодиориты; *3* — дацитовые порфиры и андезитовые порфириты силура; *4* — дайки (*а* — диабазов, *б* — спессартитов, *в* — жильных кварцевых диоритов); *5* — кварцевые диориты дополнительной фазы интрузии; *6* — мелкозернистые габбро и габбро-нориты; *7* — среднезернистые габбро; *8* — оливиновые горнблендиты, шрисгеймиты, плагиоклазовые пироксениты; *9* — кварциты кокчетавской свиты ($Pt_1кк$); *10* — гнейсы берлыкской свиты (A *br*); *11* — разломы; *12* — элементы залегания пород

Детальное изучение Челкарского массива позволяет заключить, что он представляет собой сложный дифференцированный плутон, сформировавшийся в две интрузивные фазы. К породам главной интрузивной фазы относятся оливиновые горнблендиты, шрисгеймиты, полевошпатовые пироксениты, среднезернистые и мелкозернистые габбро и габбро-нориты. Породы дополнительной фазы интрузии — кварцевые диориты образуют неправильной формы тела площадью от 20 до 500 $м^2$, прорывающие породы главной интрузивной фазы. Породы дайковой серии (диабазы, спессартиты и кварцевые диориты) образуют в породах интрузивных фаз дайки мощностью от 1 до 5 *м*.

Остановимся на краткой петрографической характеристике главных разновидностей пород Челкарского массива.

Мелкозернистые габбро и габбро-нориты наиболее широко развиты в пределах массива, слагая его самую верхнюю часть. При микроскопическом изучении в этой группе мелкозернистых пород были выделены габбро-нориты, габбро и роговообманковые габбро. Первые две разновидности обычно встречаются в виде небольших реликтовых участков среди преобладающих роговообманковых габбро,

в которые они переходят в результате амфиболизации. Мелкозернистые габбро-нориты и габбро имеют габбровую, часто атакситовую структуру, образованную чередующимися мелкими участками различной зернистости. Минеральный состав: основной плагиоклаз 40—50%, моноклинный пироксен 30—40%, магнетит 0,5—1%. Акцессорные минералы: апатит, сфен; вторичные: цоизит, зеленый волокнистый актинолит.

Среднезернистые роговообманковые габбро также широко развиты в пределах массива, главным образом в его южной части. Под микроскопом в них наблюдается габбровая структура, иногда приближающаяся к габбро-офитовой. Минеральный состав: основной плагиоклаз 50—70%, буро-зеленая роговая обманка 20—40%, моноклинный пироксен 5—25%. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, и сфеном. Из вторичных минералов присутствуют цоизит, эпидот и волокнистый актинолит. Плагиоклаз здесь более основной, чем в мелкозернистых габбро верхней части интрузии; по показателям преломления ($Ng' = 1{,}572—1{,}575$, $Np' = 1{,}563—1{,}567$) он соответствует лабрадор-битовниту № 65—70. Моноклинный пироксен, относящийся так же, как и пироксен мелкозернистых габбро, к салиту ($cNg = 42°$, $2V = +56°$), плеохроирующему в бледных голубовато-зеленых тонах, образует ксеноморфные кристаллы, замещающиеся роговой обманкой, причем ориентировка этих минералов часто не совпадает.

Оливиновые горнблендиты представляют собой черные блестящие среднезернистые породы. В шлифе они состоят из бледно-зеленой роговой обманки — 80—90%, оливина — 10—20%, зеленого плеоната — 2—4%, магнетита и сульфидов. Это единственная разновидность пород массива, содержащая мелкие сульфиды (пирротин). Изредка в породе отмечаются единичные зерна соссюритизированного плагиоклаза. Характерной особенностью этих пород является присутствие в них зеленого плеоната и пирротина, причем первый ассоциируется с роговой обманкой, а второй с оливином. В целом оливиновые горнблендиты довольно близко напоминают амфиболизированные оливиновые пироксениты и амфиболизированные перидотиты средней зоны Златогорского массива.

Другой разновидностью оливин-роговообманковых пород являются шрисгеймиты, встреченные только в обломках в озерных отложениях Челкара. Они обладают пойкилитовой структурой, образованной крупными кристаллами буро-зеленой роговой обманки с включенными в них округлыми зернами нацело серпентинизированного оливина. Также в виде галек и валунов на берегу оз. Челкар были встречены амфиболизированные плагиоклазовые пироксениты.

Дополнительная фаза интрузии представлена кварцевыми диоритами, обнажающимися в виде небольших тел с отчетливыми рвущими контактами как среди роговообманковых габбро, так и среди оливиновых горнблендитов.

Среди жильных образований Челкарского массива отмечены диабазы, спессартиты, порфировидные кварцевые диориты, эпидот-кварцевые и кварцевые жилы.

Вблизи Челкарского массива, к западу и востоку от него зарегистрировано три небольших массива габброидных пород, залегающих в породах кокчетавской свиты протерозоя (см. рис. 68). Пространственная близость этих массивов к Челкарскому и близкое сходство их петрографического состава позволяют рассматривать их как сателлиты главной Челкарской интрузии.

Исходя из изложенных выше данных, можно сделать следующие выводы:

1) Челкарский дифференцированный массив основных и ультраосновных пород является крупной межформационной интрузией, приуро-

ченной к контакту гнейсов и кварцитов докембрия. Значительная часть массива, по-видимому, уничтожена более молодой интрузией гранитов позднекаледонского возраста;

2) массив слабо эродирован, о чем свидетельствуют останцы кварцитовой кровли, наблюдаемые в его пределах, и наличие около него мелких сателлитов близкого петрографического состава;

3) ввиду слабого денудационного среза массива в условиях в общем почти равнинного рельефа непосредственному наблюдению доступны лишь самые верхние части интрузии. Массив псевдостратифицирован, по крайней мере в своей верхней части. О составе его более глубоких зон фактическими данными мы не располагаем. Можно лишь предполагать, по аналогии с другими массивами златогорского комплекса, обогащение нижних частей интрузии пироксеном и оливином, что косвенно подтверждается находками галек и валунов полевошпатовых пироксенитов и шрисгеймитов в береговых отложениях оз. Челкар;

4) слабый денудационный срез массива затрудняет сопоставление его с другими массивами златогорского комплекса, но в то же время это обстоятельство позволяет установить некоторые особенности формирования апикальных частей интрузий данного комплекса, которые в других массивах уничтожены эрозией.

На основании имеющихся данных представляется, что первыми из всех доступных наблюдению пород Челкарского массива кристаллизовались мелкозернистые габбро и габбро-нориты, явившиеся своего рода зоной закалки интрузии на контакте ее с кварцитами кровли. В связи с этим интересен вопрос об амфиболизации мелкозернистых габбро и габбро-норитов и о причинах возникновения в них крутопадающей кристаллизационной сланцеватости. Вероятно, на первых стадиях становления интрузии эта закаленная зона мелкозернистых пород представляла собой теплоизоляционную корку над оставшейся еще в жидком состоянии внутренней частью интрузии, собирая под собой наподобие колокола растворы и газы, возникавшие при кристаллизации расплава. Возможность такого механизма кристаллизации значительных объемов силикатного расплава показана В. В. Лапиным и Н. Н. Курцевой (1958) при наблюдениях в заводских условиях. Возникшая таким образом в верхней части интрузии область повышенной концентрации воды и летучих должна была привести к замещению пироксенов, ставших неустойчивыми в новых условиях, роговой обманкой. Возможно, что тонкие кварцевые и кварц-полевошпатовые жилки, наблюдаемые в мелкозернистых роговообманковых габбро, являются гидротермальными образованиями — свидетелями прохождения растворов вдоль трещин кристаллизационной сланцеватости. Несомненно, что кристаллизация верхней зоны Челкарской интрузии происходила в неспокойной обстановке, хотя Челкарская интрузия, как и Златогорская, внедрилась в жесткую, стабильную раму, чем в основном и обусловлен их расслоенный характер. Наблюдаемые следы подвижек во время формирования массива могли быть вызваны уменьшением объема интрузии, ее кристаллизационной усадкой при переходе из расплавленного состояния в твердое. По данным Р. Дэли (Берч и др., 1949), усадка для габбровых пород составляет около 8%, что по расчетам Д. М. Орлова (1964) должно было вызвать в интрузии мощностью 1,5—2 *км* опускание блока кровли в ее центральной части на сотни метров. Это, естественно, должно было привести к интенсивному дроблению застывших пород верхней части интрузии с заполнением возникавших полостей остаточным расплавом. Такая схема формирования верхних частей платформенных основных интрузий убедительно объясняет особенности строения Челкарского массива: крупный провес кровли в его центральной части, блоковое мозаичное строение современной поверхности

массива, наличие коленчатых даек и, наконец, брекчированность среднезернистых габбро, цементируемых дополнительными порциями пегматоидных роговообманковых габбро, кристаллизация которых шла при явном участии летучих компонентов.

Цуриковский массив

Цуриковский массив находится в центральной части Кокчетавской глыбы, в 45 *км* к юго-востоку от Златогорского массива и в 60 *км* к юго-западу от г. Кокчетава, располагаясь непосредственно к востоку от с. Цуриковки. Массив сильно эродирован и плохо обнажен; в настоящее время он представлен изолированными выходами ультраосновных и основных пород среди докембрийских гранитогнейсов, разобщенными значительными полями кайнозойских отложений. Восточная часть массива целиком погребена под рыхлыми кайнозойскими отложениями; она была обнаружена буровыми скважинами при проверке магнитной аномалии у кордона Дубрава. В 7 *км* к северу от Цуриковки, вблизи пос. Урпек, обнажается изолированное тело габбро и пироксенитов, которое является, вероятно, самой северной обнажающейся частью массива, отделенной от его главных выходов широкой аллювиальной долиной реки Чаглинки. Геологическая съемка этого района и петрографическая обработка собранных материалов, а также учет всех геофизических данных позволили сделать вывод о том, что разобщенные выходы ультрабазитов и габброидов в районе с. Цуриковки и ультраосновные породы, вскрытые скважинами у кордона Дубрава, являются обнажающимися частями одного крупного сложнодифференцированного массива (Михайлов, 1966), о чем прежде всего свидетельствует одинаковый характер габброидов и ультрабазитов в различных его частях. О принадлежности этого массива к златогорскому перидотит-пироксенит-норитовому комплексу свидетельствует его структурное положение в центральной части Кокчетавской глыбы и характерная асимметричность в распределении основных и ультраосновных пород. Габброиды здесь, как и в Златогорском массиве, слагают наиболее высокие части рельефа, а ультраосновные породы располагаются в понижениях. Как и в Златогорском массиве, здесь присутствуют норитовые разности среди габброидов, местами наблюдается отчетливая полосчатость в габбро-норитах и ультрабазитах, встречаются пегматоидные габбро и кислые пегматиты. Почти всюду, где это можно было наблюдать, между ультрабазитами и вмещающими гранито-гнейсами прослеживаются мелкозернистые кварцевые габбро и габбро-нориты и другие гибридные породы, подобные мелкозернистым габбро-норитам подошвы Златогорского массива. Наконец, для пород массива отмечено наличие убогой сульфидной вкрапленности.

Массив залегает среди древних метаморфических пород зерендинской серии, представляющих собой провес кровли огромного Зерендинско-Сандыктауского гранитного массива. Повсюду, где это можно было наблюдать, массив контактирует с довольно однообразными светлыми полосчатыми гранито-гнейсами, подвергающимися вдоль тектонических зон диафторезу. В контакте гранито-гнейсов с донными габбро массива в последних наблюдаются зоны закалки, а также проникновение в них тонких неправильных кварцево-полевошпатовых жилок, что, видимо, свидетельствует о явлениях анатексиса, т. е. о выплавлении в контакте с массивом из вмещающих пород кварц-полевошпатовой эвтектики. Несмотря на то что массив сильно эродирован и плохо обнажен на поверхности, данные геологической съемки позволяют судить о его псевдостратификации. Это хорошо видно в пределах сопки Габбровой, где в вертикальном разрезе наблюдается чередование среднезернистых габбро-норитов с крупнозернистыми габбро и где удалось установить

элементы залегания первичной полосатости: падение на СЗ 300—310° ∠20—30°. У южного подножья этой сопки обнажаются амфиболизированные перидотиты, видимо, подстилающие зону габбро-норитовых пород. В пределах Урпекского сателлита по наблюдениям на крутых склонах сопок отмечалось ритмичное чередование среднезернистых габбро и оливиновых пироксенитов. В донной части массива повсеместно перидотиты залегают на контаминированных мелкозернистых кварцевых габбро, которые уже непосредственно контактируют с вмещающими массив гранито-гнейсами.

Приведем краткую петрографическую характеристику пород массива в вертикальной последовательности (сверху вниз):

Среднезернистые и крупнозернистые габбро и габбро-нориты, слагающие целиком сопку Габбровую, в шлифе обладают габбровой и атакситовой (шлиро-такситовой) структурами; реже в них наблюдаются норитовые структуры. Порода состоит из основного плагиоклаза ($Ng'=1{,}578$, $Np'=1{,}658$) — 50—60%, моноклинного пироксена-салита 40—50% и акцессорных минералов — сфена, апатита и магнетита. В единичных шлифах наблюдались интерстициальная коричневая роговая обманка и плеонаст. Габбро-нориты отличаются от габбро лишь наличием ромбического пироксена, составляющего 12—15% породы.

Амфиболизированные перидотиты залегают под среднезернистыми габбро. Структура их гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав: серпентинизированный оливин 80—85%, бледно-зеленый пластинчатый амфибол 5—10%, флогопит 2—10%, хромшпинелид 0,5—1%. Акцессорные минералы: магнетит, сульфиды; вторичные: серпентин, кальцит, актинолит. Оливин образует обычно округлые сильно серпентинизированные зерна, в интерстициях которых встречается бледно-зеленый амфибол. Последний по характеру плеохроизма (Ng — зеленый, Np — бледный желтовато-зеленый) и по показателям преломления ($Ng=1{,}656$, $Np=1{,}636$) очень близок к амфиболу перидотитов из расслоенной серии нижней зоны Златогорского массива. По амфиболу развивается волокнистый актинолит, а также бледноокрашенный флогопит. Образование флогопита, сопровождаемое появлением мелких зерен апатита, является, видимо, результатом воздействия на перидотиты гидротерм более молодых гранитов. В этих породах обычно наблюдается мелкая вкрапленность сульфидов. По всей вероятности, аналогом этих перидотитов являются перекристаллизованные антигоритовые серпентиниты, в которых из первичных минералов сохранился лишь красновато-коричневый хромшпинелид, по краям замещенный магнетитом. Эти перекристаллизованные серпентиниты местами подвергаются карбонатизации. В юго-западной части массива удалось наблюдать, что серпентиниты непосредственно залегают на мелкозернистых донных габбро.

Оливиновые пироксениты так же, как и серпентиниты, залегают на донных габбро, а среди пород Урпекского сателлита они наблюдались в ритмичном переслаивании со среднезернистыми габбро и габбро-норитами. Эти породы состоят из округлых, частично серпентинизированных зерен оливина (20—30%), короткостолбчатых кристаллов моноклинного пироксена-диопсида (40—60%) и ксеноморфных очень слабо плеохроирующих зерен ромбического пироксена (15—20%). Из акцессорных минералов присутствуют хромшпинелид, пластинчатый зеленый амфибол и магнетит.

Мелкозернистые контаминированные кварцевые габбро и габбро-нориты представляют самую интересную разновидность пород массива. Они встречаются в естественных обнажениях в непосредственном контакте пород массива с подстилающими гранито-гнейсами, а также в ряде скважин у кордона Дубрава. Струк-

тура этих пород очень сложная, весьма неравномернозернистая — от среднезернистой, часто актакситовой, до микрозернистой, с участками микропойкилитовой и микрогранофировой, где наблюдаются симплектитовые срастания пироксена и основного плагиоклаза. Различные типы структур сменяют друг друга часто даже в пределах одного шлифа. Порода местами пересекается кварцевыми и кварц-микроклиновыми жилками. Минеральный состав: основной плагиоклаз 40—50%, моноклинный пироксен 30—40%, роговая обманка — иногда до 10—15%, кварц (часто с микроклином) 5—10%, редко до 20%. В габбро-норитовых разностях присутствует ромбический пироксен в количестве до 15—20%. Акцессорные минералы: биотит, апатит, сфен, магнетит. Вторичные минералы представлены актинолитом, хлоритом, цоизитом, лейкоксеном.

Среди донных мелкозернистых габбро нередко встречаются беспироксеновые разности с коричневой роговой обманкой, обладающей резким идиоморфизмом, по отношению к плагиоклазу, т. е. с нарушенным, «лампрофировым» порядком кристаллизации минералов. Макроскопически они не отличаются от донных габбро и потому в полевых условиях их взаимоотношения с последними не были установлены. Определенно можно только утверждать, что дайковых тел в габбро они не образуют. В шлифе видно, что эти породы сложены идиоморфными кристаллами коричневой роговой обманки, составляющей 40—50% объема породы, и соссюритизированного плагиоклаза, по составу отвечающего основному андезину. В породе наблюдаются мелкие зерна апатита, клиновидные кристаллы сфена и выделения титаномагнетита, замещающиеся лейкоксеном. В зоне непосредственного контакта с гранито-гнейсами появляются мелкие зерна кварца. По характеру структуры и минеральному составу эти породы приближаются к роговообманковым лампрофирам типа одинитов. Однако геологическое положение не дает оснований относить их к жильной свите, а заставляет рассматривать эти породы вместе с донными габбро как гибридные, контаминированные образования эндоконтактовой зоны Цуриковского массива. В донной части массива наблюдаются многочисленные, иногда довольно мощные (до 2—3 *м*) тела кислых пегматитов, прорывающие нижние габбро и почти не выходящие в вышележащую зону ультраосновных пород.

В целом же нижняя часть Цуриковского массива, т. е. породы, наблюдаемые на современном денудационном срезе, хорошо сопоставляется с нижней и донной зонами Златогорского массива. Так, чередование амфиболизированных перидотитов, серпентинитов и оливиновых пироксенитов со средне- и мелкозернистыми габбро весьма напоминает расслоенную серию, а среднезернистые габбро и габбро-нориты сопки Габбровой представляют собой своеобразный аналог норитов нижней зоны Златогорского массива.

Очень интересны породы донной зоны Цуриковской интрузии, в других массивах рассматриваемого интрузивного комплекса известные только по данным бурения. Как уже отмечалось, мелкозернистые кварцевые габбро представляют контактовую зону закалки интрузии, характеризующуюся сложными неравномернозернистыми текстурами и инъекциями кварц-микроклинового материала. Последние являются, вероятно, продуктом выплавления кварц-полевошпатовой эвтектики из гранито-гнейсов под влиянием контактового воздействия основной интрузии. Образование кислых пегматитов следует, видимо, связывать с теми же явлениями палингенеза. Возможно, что при местном скоплении летучих в палингенных гранитоидных расплавах создавались благоприятные условия для формирования пегматитов, которые наблюдаются исключительно среди донных пород массива и отсутствуют в удалении от них. Неравновесные условия кристаллизации в донной зоне интрузии, по-видимому, вызвали появление значительных порций оста-

точного расплава, остывание которого сопровождалось иной последовательностью выделения минералов, что фиксируется появлением среди донных габбро сегрегаций пород лампрофирового облика.

Чкаловский массив

Чкаловский массив ультраосновных и основных пород является одним из целиком погребенных под покровом рыхлых кайнозойских отложений массивов златогорского интрузивного комплекса, которые были выявлены в Северном Казахстане в последние годы при проверке бурением аэромагнитных аномалий. Этот массив находится в Чкаловском районе Кокчетавской области, протягиваясь непосредственно от окраины районного центра — с. Чкалово на запад-юго-запад на расстояние 15 *км* почти до оз. Болтай-Сор (рис. 69). В геологическом отношении массив приурочен к западной окраине древнего Шатского тектонического блока, отделенного от Кокчетавской глыбы раннепалеозойским Восточно-Кокчетавским прогибом.

Первые данные о Чкаловском массиве были получены М. Р. Абрамсоном в 1959 г. Под его руководством Кылшактинская партия Центрально-Казахстанского геологического управления производила в этом районе проверку бурением аэромагнитных аномалий. Уже первые буровые скважины, пройденные на участке аномалии западнее с. Чкалово, вскрыли нонтронитовые глины коры выветривания, а под ними выщелоченные серпентиниты. В последующие годы здесь была проведена наземная магнитометрическая съемка и на предмет поисков концентраций силикатного никеля на участке аномалии было пробурено несколько профилей буровых скважин. Все скважины вскрывали на полную мощность древнюю кору выветривания ультраосновных и основных пород и останавливались в сравнительно слабо измененных коренных породах массива. На основании изучения кернового материала по 140 скважинам и его петрографической обработке авторами была составлена схематическая геологическая карта погребенной поверхности Чкаловского массива (см. рис. 69). Контуры массива и границы между отдельными разновидностями его пород нанесены путем интерполяции данных между соседними буровыми профилями с учетом результатов детальной магнитометрии. Как видно на рис. 69, Чкаловский массив представляет собой вытянутое в субширотном направлении неправильное линзовидное тело, форма которого осложнена крупным продольным разломом, хорошо фиксируемым при аэровизуальных наблюдениях, а также несколькими сбросами в его западной части. Длина массива около 15 *км*, ширина его в разных частях колеблется от 0,5 до 3 *км*; общая площадь массива составляет примерно 25 *км*^{2}. Вмещающими массив породами являются глубоко метаморфизованные докембрийские образования, которые с юга от массива представлены мусковитизированными биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами и гранатовыми амфиболитами, относящимися, видимо, к одной из свит зерендинской серии, а с севера — актинолит-хлоритовыми сланцами, которые с известной долей вероятности могут быть сопоставлены с кууспекской свитой, особенно широко развитой в пределах Шатского блока. С севера и запада массив и вмещающие его породы перекрываются порфироидами и туфами кислого состава, вероятно, раннепалеозойского возраста. В средней части массив на небольшом участке прорывается с юга среднезернистыми лейкократовыми гранитами.

Массив (в доступном изучению неглубокими буровыми скважинами денудационном срезе) сложен преимущественно разнообразными ультраосновными породами и в значительно меньшей степени габброидами. Все скважины показали довольно сложный вертикальный разрез массива и значительную роль в его составе пироксенитов, переслаи-

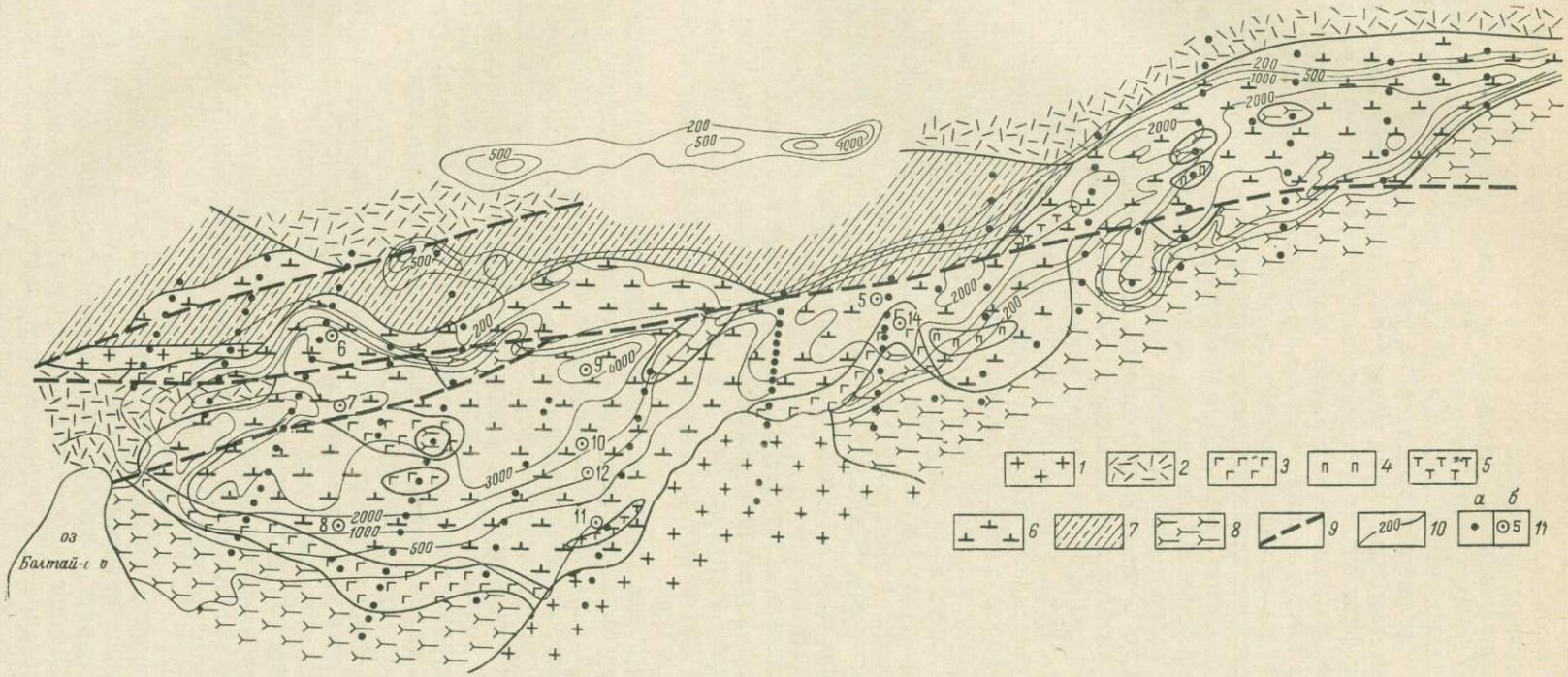


Рис. 69. Схематическая геологическая карта погребенной поверхности Чкаловского массива. Составили Н. П. Михайлов и Е. В. Шарков по данным бурения Кокчетавской экспедиции СКГУ и магнитометрической съемки Северо-Казахстанской экспедиции Казгеофизтреста

1 — лейкократовые граниты орлиногорского комплекса; *2* — нижнепалеозойские (?) кислые эффузивы и их туфы; *3* — габбро; *4* — шрисгеймиты; *5* — полевошпатовые пироксениты и горнблендиты; *6* — серпентиниты и серпентинизированные перидотиты; *7* — актинолитхлоритовые сланцы кууспекской свиты (кровля массива); *8* — мусковитизированные гранат-биотитовые гнейсы и гранатовые амфиболиты зерендинской серии; *9* — разломы; *10* — изолинии аномального магнитного поля; *11* — буровые скважины (*а* — мелкие, глубина до 60 *м*; *б* — структурные, глубина до 300 *м*)

вающихся с апоперидотитовыми или перекристаллизованными антигоритовыми серпентинитами, часто содержащими примазки и пленки эпигенетических сульфидов вдоль трещин отдельности. Некоторые скважины под ультраосновными породами вскрыли габброиды, составляющие, вероятно, донную часть интрузии. Об этом же свидетельствует и рис. 69, где видно, что габбровые породы прослеживаются полосой вдоль южного (нижнего?) контакта массива. Обращают на себя внимание отдельные выходы пород гнейсовой толщи среди серпентинитов и габбро. Этот факт может рассматриваться как еще одно свидетельство глубокого денудационного среза массива, вплоть до появления в его пределах выступающих участков подстилающих пород.

Большую часть площади массива слагают серпентиниты, представленные перекристаллизованными антигоритовыми разностями, не содержащими реликтов первичных магматических минералов. Структура их обычно перекрещенно-листоватая, иногда полосчатая, подчеркнутая параллельным расположением жилок серпентинизационного магнетита, весьма обильного в некоторых разностях этих пород. Иногда в массе пластинчатого антигорита наблюдаются мелкие чешуйки хлоритизированного флогопита, а также редкая вкрапленность сульфидов. Установить исходный состав этих серпентинитов не удалось, так как все они подверглись интенсивной перекристаллизации, а в большинстве образцов из керна картировочных скважин они, кроме того, представлены дезинтегрированными выщелоченными разностями нижней зоны коры выветривания. Лишь в структурных скважинах были встречены хризотил-антигоритовые серпентиниты с отчетливыми реликто-псевдоморфными структурами, позволяющими установить, что одной из главных разновидностей пород Чкаловского массива являются, по-видимому, верлиты. Минералы кумулуса в них представлены оливином и моноклинным пироксеном.

В интерстициях между зернами присутствует магнетит, а в ряде случаев — красно-коричневая роговая обманка и биотит. Количество роговой обманки достигает 15—25% объема, она образует крупные ойкокристаллы диаметром 1—3 *см* и породу в этом случае правильнее называть шрисгеймит.

Обычно верлиты сильно серпентинизированы. Пироксены и роговая обманка замещаются бесцветным тремолитом и хлоритом.

Пироксениты, встреченные в ряде скважин, по-видимому, переслаиваются с серпентинизированными верлитами. Под микроскопом они обнаруживают гипидиоморфнозернистую структуру с элементами пойкилитовой. Единственным минералом кумулуса в них является моноклинный пироксен (табл. 29), составляющий 70—80% породы. Интеркумулус представлен красно-коричневой роговой обманкой 10—25% и небольшими количествами биотита, апатита и магнетита, а также плагиоклаза, обычно нацело альбитизированного.

В нижней части одной из скважин был встречен плагиоклазовый горнблендит. Это меланократовая крупнокристаллическая порода, по внешнему виду напоминающая пироксениты. Под микроскопом устанавливается, что единственным минералом кумулуса здесь является красно-коричневая роговая обманка, образующая удлиненные призматические кристаллы. В промежутках между ними располагается нацело соссюритизированный плагиоклаз (~10% объема) и магнетит (3—4%).

Основные породы в составе массива, как уже отмечалось, имеют резко подчиненное значение. Среди них можно выделить мелкозернистые и среднезернистые габбро. Мелкозернистые габбро, обычно сильно измененные, имеют габбро-офитовую структуру и приурочены к краевым частям массива. По-видимому, они слагают его донную часть, кристаллизовавшуюся в условиях быстрого охлаждения. Среднезерни-

Таблица 29

Оптические свойства минералов Чкаловского массива

Название породы	Минералы	Оптические свойства			Состав
		Ng'	Np'	$2V$	
Габбро	Плагиоклаз	1,568	1,560		№ 63—64
	Коричневая роговая обманка	1,692	1,670	—80°	
	Моноклинный пироксен	1,712	1,688	+50—51°	
	Апатит	1,636	1,633		
Горнблендит	Роговая обманка	1,690	1,670	—80°	
Пироксенит	Моноклинный пироксен	1,712—1,718	1,688—1,690	+48—50°	
	Роговая обманка	1,692	1,670	—80°	
	Апатит	1,647	1,644		
Перидотит (верлит)	Оливин	1,708	1,682	—87°	$Fa_{21—22}$
	Моноклинный пироксен	1,700	1,672	+51°	
	Коричневая роговая обманка	1,690	1,670	—80	

стые разновидности встречены в керне скважин, пробуренных в центральных частях массива. Для них характерна структура осаждения, где минералами кумулуса являются основной плагиоклаз (55—65%), обычно сильно измененный, и моноклинный пироксен (25—35%). Интеркумулус представлен ойкокристаллами красно-коричневой роговой обманки (3—10%), биотитом (1—2%), апатитом (0,5%) и магнетитом (1—3%).

В донной части массива в отдельных скважинах были встречены гибридные породы более кислого, чем габбро, состава, близкие к некоторым разновидностям контаминированных габброидов донной части Цуриковского массива. Среди этих гибридных пород наибольшее развитие имеют разности, которые по своим структурам и минеральному составу могут быть названы диоритовыми порфиритами. Это порфировидные породы, состоящие из плагиоклаза — андезина, образующего короткостолбчатые, часто зональные кристаллы (70—75%), зеленобурой роговой обманки в виде вытянутых идиоморфных кристаллов (15—20%), пластинок биотита 3—5% и ксеноморфных зерен кварца — до 3%. Мелкозернистая основная масса, образованная плагиоклазом с небольшим количеством кварца, роговой обманки и биотита, составляет не более 10% объема породы. Акцессорные минералы: апатит, циркон, магнетит; вторичные: соссюрит, альбит, хлорит, карбонат.

Из жильных пород в Чкаловском массиве отмечены только спессартиты, близко напоминающие жильные спессартиты Златогорского массива.

Учитывая сказанное можно сделать выводы:

1) Чкаловский массив представляет собой, по-видимому пологопадающую на север межформационную интрузивную залежь, внедрившуюся между гнейсами и сланцами, относящимися, вероятно, к кууспекской свите. Прямых доказательств в пользу предположения о пологом залегании Чкаловской интрузии у нас нет, но косвенным подтверждением этому может служить наличие выходов пород фундамента во внут-

ренней части массива, что трудно себе представить в случае его крутого залегания;

2) в петрографическом отношении массив несколько отличается от описанных выше массивов златогорского интрузивного комплекса. В габбровых породах этого массива отсутствует ромбический пироксен и совсем не наблюдается норитовых структур, вместо которых часто встречаются габбро-офитовые структуры, не свойственные основным породам рассматриваемого интрузивного комплекса. Не совсем обычным является также появление коричневой роговой обманки в габброидах, а также биотита. Такие ассоциации сближают габбро Чкаловского массива с породами жильной фазы Златогорского массива или с контаминированными основными породами донной части Цуриковского массива. Видимо, отсутствие нормальных норитов и габбро-норитов в составе Чкаловского массива связано с тем, что его норитовая часть уничтожена эрозией, а в современном срезе массива наблюдаются лишь ультраосновные дифференциаты, среди которых отмечается целый ряд разновидностей, по составу близких к породам расслоений серии нижней зоны Златогорского массива (плагиоклазовые перидотиты, шрисгеймиты, горнблендиты). Под ними залегают габброидные породы, местами подвергшиеся контаминации гнейсовым материалом вмещающей толщи, что и явилось, видимо, причиной появления в этой серии пород более кислых, гибридных разностей с неустойчивыми минеральными ассоциациями типа диоритовых порфиритов;

3) все имеющиеся данные позволяют считать что Чкаловский массив по своему строению и составу слагающих его пород является близким аналогом Златогорского массива. Однако наличие в его составе роговообманковых разностей ультраосновных и основных пород, появление в них авгита, биотита, апатита и пр. сближает его с Дубровским массивом, который, как будет показано ниже, обнаруживает еще более выраженную тенденцию дифференциации в сторону щелочной ветви.

Дубровский массив

Дубровский массив основных и ультраосновных пород расположен на западе Кокчетавской глыбы, в 75 *км* к юго-западу от Златогорского массива, непосредственно к северу от с. Дубровки (рис. 70). Этот массив перекрыт рыхлыми кайнозойскими отложениями мощностью до 50 *м*; единственное коренное обнажение пород массива (габбро) имеется в обрыве правого берега и в русле рч. Байтугуль в 1 *км* выше моста на шоссе Рузаевка — Чистополье.

Массив был выявлен по геофизическим (аэромагнитным) данным. Изучение его производилось в 1959—1964 гг. Приишимский экспедицией Северо-Казахстанского геологического управления вначале в процессе геологической съемки района, а затем в связи с поисками месторождений вермикулита и сульфидного никеля. Уже на первом этапе работ проведение магнитной и гравиметровой съемок и бурение неглубоких картировочных скважин показали, что Дубровский массив имеет лополитообразную форму и характеризуется наличием дифференциации и псевдостратификации, выраженной в частом многократном чередовании слоев пироксенитового и габбрового состава. Затем на массиве было пробурено шесть структурных скважин глубиной до 675 *м*, расположенных в двух профилях вдоль и поперек предполагаемой вытянутости лополита. Для проверки правильности представлений о лополитообразной форме интрузии одна из скважин (№ 2006) была пробурена на пересечении профилей, за пределами площади развития пород массива (см. рис. 70).

Массив неоднократно посещался авторами работы, которые просмотрели керн всех структурных и некоторых картировочных скважин

Приишимской экспедиции, составили разрезы по структурным скважинам и отобрали материал для петрографического изучения массива.

Дубровский массив*, приуроченный к западной окраине Кокчетавской глыбы, залегает среди сильно метаморфизованных диабазо-

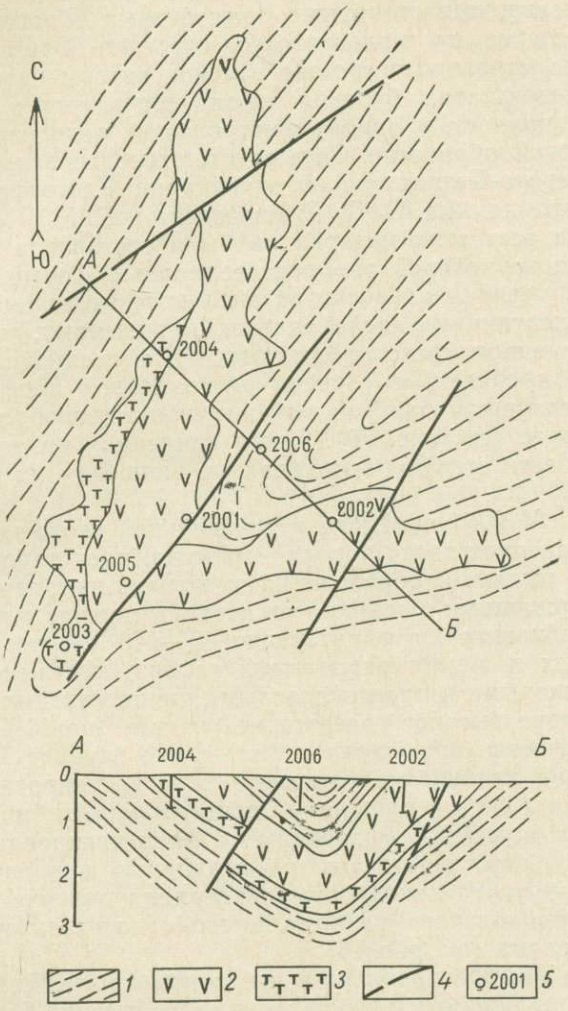


Рис. 70. Схема строения Дубровского массива

1 — нижняя расслоенная зона (пироксениты, верлиты); *2* — верхняя расслоенная зона (пироксениты, габбро); *3* — вмещающие породы верхнего протерозоя; *4* — разломы; *5* — структурные скважины

вых порфиритов и их туфов, условно относимых Ю. Д. Пивенштейном к верхнему протерозою — нижнему кембрию. По данным Ю. Д. Пивенштейна, эта эффузивно-пирокластическая («лавобрекчиевая») свита вместе с перекрывающей ее свитой сланцев и туфогенных песчаников того же возраста образует к северу от с. Дубровки крупную синклинальную складку с осью, ориентированной на северо-восток. К этой синклинальной структуре и приурочен Дубровский массив, имеющий в плане неправильную подковообразную форму, осложненную разрывными нарушениями северо-восточного направления. Последние принад-

* Геолого-петрографическая характеристика массива составлена на основании результатов обработки этих материалов с привлечением данных Приишимской экспедиции СКГУ (Ю. Д. Пивенштейн и Е. К. Попова).

лежат, видимо к упоминавшейся выше крупной зоне разломов, которая пересекает всю Кокчетавскую глыбу и к которой приурочены остальные сложно дифференцированные интрузии златогорского комплекса (см. рис. 54).

Сравнительно редкая сеть картировочных скважин, пробуренных на площади, массива, при отсутствии естественных обнажений сильно затрудняет выяснение его геологического строения. Поэтому в своих выводах о форме, строении и составе массива авторы базировались в основном на результатах бурения шести структурных скважин, керн которых был полностью задокументирован и подвергнут тщательной петрографической обработке. Кроме того, использованы геофизические материалы Северо-Казахстанской экспедиции Казгеофизтреста и упоминавшиеся уже данные Ю. Д. Пивенштейна и Е. К. Поповой. На основании анализа всех этих материалов была составлена схема строения массива, согласно которой он представляется в форме лополитообразной интрузии, первоначальное горизонтальное залегание которой было нарушено последующими дислокациями, по-видимому, глыбового характера. В современном срезе наблюдаются два смещенных друг относительно друга продольным сбросом крыла этого лополита, вероятно, соединяющихся между собой на глубине, как это изображено на схематическом разрезе (см. рис. 70). Такая концепция подтверждается разрезами всех шести структурных скважин. Приведем их краткую характеристику.

Скважина № 2001 пройдена в центральной части массива. До глубины 140 *м* она прошла по породам массива, представленным в интервале 0—40 *м* рыхлыми образованиями коры выветривания по габбро, местами содержащими большое количество мелких пластинок вермикулита (гидробиотита), а в интервале 40—140 *м* — чередованием альбитизированных и эпидотизированных габбро, местами пегматоидных, с роговообманковыми и плагиоклазовыми пироксенитами. Для всех этих пород характерно высокое содержание апатита (до 10%) и ильменита; во многих разностях присутствует биотит. На глубине 140 *м* скважина вошла в сильно катаклазированные и карбонатизированные габбро и далее до забоя (360 *м*) прошла по зоне милонитов, настолько сильно раздробленных и метаморфизованных (хлоритизированных, местами окварцованных), что установить их первичную природу не представляется возможным. Эта скважина подтвердила наличие установленного геофизиками продольного разлома и его относительно пологое падение на северо-запад (см. рис. 70).

Скважина № 2002 пройдена в восточном крыле Дубровского лополита до глубины 650 *м*; из пород массива не вышла. Разрез скважины ниже рыхлых образований коры выветривания представлен ритмическим чередованием альбитизированных роговообманковых габбро (часто крупнозернистых, пегматоидных), плагиоклазовых и роговообманковых пироксенитов и плагиоклазовых горнблендитов. Мощность отдельных слоев габбро и пироксенитов изменяется от 1,5—5 *м* до 40—50 *м*, причем наиболее мощные слои наблюдаются в верхней части разреза (до глубины 180 *м*). Границы между отдельными слоями как резкие, так и постепенные; углы наклона контактов к оси керна 20—30°. Породы массива пересекаются немногочисленными дайками авгитовых лампрофиров мощностью 2—4 *м*. Скважина пройдена до глубины 650 *м* и остановлена в крупнозернистом плагиоклазовом пироксените.

Скважина № 2004 пройдена в западном крыле Дубровского лополита. Этой скважиной впервые на Дубровском массиве были вскрыты крайние ультраосновные его дифференциаты — перидотиты, в основном составляющие нижнюю расслоенную зону интрузии. Скважина пересекла породы этой нижней зоны массива, вскрыла его подошву на глу-

бине 556 *м* и далее до забоя (глубина 620 *м*) прошла по сильно измененным туфам и туфогенным песчаникам вмещающей толщи. Разрез скважины представлен ритмичным чередованием перидотитов и оливиновых и плагиоклазовых пироксенитов с редкими слоями альбитизированных габбро. В верхней части разреза преобладают пироксениты, переслаивающиеся с перидотитами и с отдельными слоями меланократового габбро; в средней части разреза габбро встречаются еще реже, а перидотиты и пироксениты присутствуют примерно в равных количествах, образуя ритмически чередующуюся серию слоев мощностью по 5—10 *м* как с резкими, так и с постепенными границами; донная часть массива сложена мощным (110 *м*) «горизонтом» перидотитов довольно однообразного облика. Пироксениты из этой скважины, в отличие от пироксенитов верхних зон массива, характеризуются отсутствием или очень небольшим содержанием апатита и ильменита, а биотит в них встречается только до глубины 120 *м*; зато в них постоянно наблюдается убогая вкрапленность пирротина и реже — халькопирита. Перидотиты представлены исключительно верлитами. Вниз по разрезу наблюдается постепенное возрастание роли оливина в составе верлитов.

Скважина № 2006 задана между скважинами №№ 2002 и 2004 в кровле массива с целью подсечь его на небольшой глубине. Скважина все 622 *м* прошла по вмещающим породам: хлоритизированным и карбонатизированным порфиритам, их туфам, туфогенным песчаникам и сланцам. Предполагаемое положение этой скважины относительно кровли массива показано на схематическом разрезе (см. рис. 70).

Скважина № 2003 пробурена в самой южной части массива с целью вскрыть его подошву. Она вышла из массива на глубине 571 *м* и прошла до 675 *м* по подстилающим верхнепротерозойским породам. Скважина имеет очень сложный разрез, представленный чередованием пироксенитов, перидотитов и габбро. Последние наблюдались только до глубины 415 *м*. Все породы массива пересечены многочисленными дайками и довольно мощными жилами диабазов, керсантитов, спессартитов и авгитовых лампрофиров. В непосредственном контакте с подстилающими массив туфами и песчаниками наблюдаются нацело оталькованные и карбонатизированные перидотиты.

Скважина № 2005 задана в продольном профиле между скважинами №№ 2003 и 2001. Она пройдена до 578 *м* и из пород массива не вышла. Эта скважина 40 *м* прошла по пестроцветным третичным глинам; в интервале 40—66 *м* были вскрыты сильно выветрелые, дезинтегрированные пегматоидные габбро, а дальше, до забоя, наблюдался сложный разрез, представленный чередованием пироксенитов и роговообманковых обычно пегматоидных габбро, содержащих значительное количество апатита и ильменита. Этот разрез по составу пород и характеру их ритмического чередования близок к разрезам скважин №№ 2001 и 2002 и характеризует, несомненно, верхнюю слоистую зону Дубровской интрузии. В интервале 375—450 *м* в породах массива наблюдалась зона интенсивной милонитизации и карбонатизации, что еще раз подтверждает относительно пологое падение на северо-запад продольного разлома.

Таким образом, данные бурения этих структурных скважин показали, что в строении Дубровского массива принимают участие три главных типа пород: габбро, пироксениты и перидотиты.

Габбро довольно однообразны по минеральному составу и различны по своим структурам. Это почти всегда резко неравномернозернистые, обычно крупнозернистые или пегматоидного облика породы. Среди них устанавливаются две разновидности: роговообманковые габбро и собственно габбро.

Роговообманковые габбро слагают большую часть разреза по скважинам 2002 и 2005, а также встречены на глубине 210 *м* в

скв. 2004. Минералами кумулуса в роговообманковых габбро являются: коричневая роговая обманка (30—50% объема), плагиоклаз (40—60%) и апатит (5—10%). В интерстициях между зернами этих минералов обычно располагаются титаномагнетит (2—3%), а также иногда биотит (до 2%) и сульфиды (доли процента).

Габбро весьма широко развиты по разрезу скважин 2001, 2003 и 2004. В отличие от роговообманковых габбро, минералами кумулуса в них являются авгит (20—50%), плагиоклаз (30—60%) и апатит (5—10%), а коричневая роговая обманка образует ксеноморфные выделения между ними или включает их с образованием пойкилитовых структур. В интерстициях между зернами отмечаются также биотит, титаномагнетит и сульфиды. Характерна альбитизация плагиоклаза с появлением большого количества тонкозернистого соссюрита или новообразований эпидот-цоизита.

Основными особенностями габбро Дубровского массива, отличающими их от габброидов остальных массивов златогорского комплекса, являются: 1) отсутствие в них норитовых структур, вместо которых здесь широко развиты габбро-офитовые неравномернозернистые структуры; 2) отсутствие ромбических пироксенов и появление авгитового пироксена вместо обычного диопсидового; 3) присутствие коричневой роговой обманки и апатита в качестве минералов кумулуса; 4) постоянное присутствие во всех разностях ильменита; 5) появление эпимагматического биотита; 6) широко развитые явления альбитизации плагиоклазов. Все это свидетельствует о повышенной щелочности расплава и о формировании габбровых дифференциатов в условиях высокой активности летучих компонентов, что в итоге и привело к появлению в них некоторых минералов, характерных для более щелочных разновидностей габброидов. В пользу этого же указывают и общий пегматоидный облик габброидов.

Горнблендиты являются редкой разновидностью пород массива — они встречены лишь в скв. 2002 и 2005. Здесь минералами кумулуса являются коричневая роговая обманка (80%) и апатит (~3%). Интеркумулус представлен ксеноморфными выделениями альбитизированного плагиоклаза, а также титаномагнетитом и биотитом, присутствующими в незначительном количестве.

Пироксениты являются самым распространенным типом пород Дубровского массива; они развиты как в верхних его частях, где переслаиваются с габброидами, так и у подошвы массива, где перемежаются с перидотитами. Единственным минералом кумулуса в пироксенитах является слабо окрашенный (бледно-фиолетовый) авгит, составляющий от 60 до 95% объема породы. Интеркумулус представлен коричневой роговой обманкой (до 35%), апатитом (до 5%), коричневым биотитом (до 10%), альбитизированным плагиоклазом (до 10—15%), титаномагнетитом (2—5%). Эти минералы могут присутствовать все вместе или по отдельности, либо в любой комбинации друг с другом, но во всех случаях по степени идиоморфизма они резко уступают пироксену (табл. 30).

Достаточно четко выявляется распределение разновидностей пироксенитов в вертикальном разрезе интрузии. Так, в верхних его зонах, содержащих большое количество габброидов, преобладают разновидности пироксенитов с большим количеством интерстициального материала, особенно роговой обманки и апатита; сам пироксен представлен бледно-окрашенным авгитом. В нижней части разреза (скв. 2001 и 2004) пироксениты образованы бесцветным моноклинным пироксеном типа салита с хорошо выраженной диаллаговой отдельностью. Здесь они почти мономинеральны, но нередко содержат в резко подчиненном количестве коричневую роговую обманку и биотит, иногда — плагио-

Таблица 30

Оптические свойства минералов Дубровского массива

Название породы	Минералы	Оптические свойства минералов		
		Ng'	*Np'*	*2V*
Роговообманковое габбро	Роговая обманка	1,694	1,668	—78°
	Апатит	1,638	1,634	
Габбро	Роговая обманка	1,690	1,672	
	Моноклинный пироксен	1,713	1,678	+53°
	Апатит	1,631	1,634	
Пироксенит из верхней части разреза	Моноклинный пироксен	1,720	1,688—1,694	+54°
	Роговая обманка	1,688	1,672—1,676	—78°
	Биотит	1,625		
	Апатит	1,637	1,634	
Пироксенит из нижней части разреза	Моноклинный пироксен	1,708—1,712	1,676—1,680	+52°
	Биотит	1,623		
	Апатит	1,637	1,634	
Верлит	Моноклинный пироксен	1,712	1,684—1,686	+52°
	Оливин	1,700	1,672	—88°
	Роговая обманка	1,686	1,671	

клаз и рудные минералы (сульфиды). Апатит и титаномагнетит почти не встречаются.

Перидотиты (верлиты) развиты только в нижней донной части массива. Минералами кумулуса в них являются моноклинный пироксен и оливин. Количественные соотношения этих двух минералов изменяются в широких пределах, причем наиболее обогащенные оливином (до 70%) разновидности наблюдаются в самых нижних частях разрезов скважин. Оливин встречается в виде округлых зерен. По оптическим свойствам относится к хризолиту Fs_{15-20}. Обычно сильно серпентинизирован. Моноклинный пироксен такой же, как и в пироксенитах нижней части массива. Границы пироксена и оливина обычно извилистые, иногда с мелкими реликтами оливина в пироксене, что свидетельствует о частичной коррозии оливина моноклинным пироксеном. Интерстициальный материал представлен коричневой роговой обманкой и биотитом, встречающимися обычно в небольшом количестве (1—5%). Однако в некоторых случаях количество роговой обманки может достигать 10—20%, порода приобретает пойкилитовую структуру и переходит в шрисгеймит. Характерно, что перидотиты совершенно стерильны в отношении апатита и титаномагнетита. Сульфиды встречаются почти постоянно и приурочены к интерстициям между зернами силикатов или к трещинкам в породах. Реже были отмечены более крупные каплевидные выделения сингенетических сульфидов. Из жильных пород в Дубровском массиве были встречены диабазы, спессартиты и керсантиты.

Изложенными выше данными в основном исчерпываются все сведения, которыми мы располагаем относительно состава и строения Дубровского массива. Их, конечно, далеко недостаточно, чтобы сделать

обоснованные выводы о петрологии и структуре этого целиком погребенного под покровом рыхлых отложений сложно дифференцированного и псевдостратифицированного массива. Можно лишь констатировать, что в структуре массива четко намечаются две расслоенные зоны: верхняя, образованная ритмическим чередованием роговообманковых габбро, габбро и пироксенитов, и нижняя, сложенная также ритмически переслаивающимися габбро, пироксенитами и перидотитами (верлитами).

Судя по разрезам скважин, в массиве наблюдается следующая эволюция ритмической слоистости: донные части интрузии характеризуются ритмичным переслаиванием перидотитов и пироксенитов, затем в верхней части ритмов начинают появляться прослои габбро. В верхней части нижней расслоенной зоны уже преобладают пироксениты и габбро, а перидотиты встречаются в подчиненном количестве. В верхней части ритмов здесь в единичных случаях наблюдаются роговообманковые габбро. В разрезе ритмов верхней расслоенной зоны преобладают пироксениты и роговообманковые габбро, причем в нижней части разреза зоны (судя по скв. 2002 и 2005) переслаиваются габбро и пироксениты такого же типа, как в нижней зоне.

Таким образом, в вертикальном разрезе массива снизу вверх, закономерно переслаиваясь, последовательно сменяются следующие ассоциации минералов кумулуса: оливин + моноклинный пироксен (верлиты, шрисгеймиты) → моноклинный пироксен (пироксениты) → моноклинный пироксен + плагиоклаз + апатит (габбро) → плагиоклаз + коричневая роговая обманка + апатит (роговообманковое габбро). Недостаточно ясно положение в этом ряду горнблендитов (коричневая роговая обманка + + апатит) и пироксеновых горнблендитов (коричневая роговая обманка + моноклинный пироксен + апатит), приуроченных к верхней части разреза интрузии.

Все отмеченные выше особенности Дубровского массива позволяют лишь условно отнести его к златогорскому комплексу сложно дифференцированных перидотит-пироксенит-норитовых интрузий платформенного типа. Отсутствие среди пород массива норитов, можно объяснять особыми условиями формирования верхней расслоенной зоны массива при активном воздействии летучих компонентов. Но, возможно, большую роль в этом сыграл и исходный состав кристаллизующейся магмы, которая здесь поднялась до более высоких стратиграфических уровней (по сравнению с другими интрузиями златогорского комплекса), в связи с чем и наметилась ее дифференциация в сторону щелочной ветви, что подтверждается и данными химических анализов (см. ниже). Характерно, что и возраст Дубровского массива, по данным определений К—Ar-методом по биотиту из пироксенитов скв. 2002, оказался несколько более молодым (517 млн. лет, по данным Н. И. Полевой) по сравнению со Златогорским массивом.

Все это позволяет допустить возможность отнесения погребенного под покровом рыхлых отложений Дубровского массива к особой щелочно-габброидной формации, возникающей в истории развития магматизма консолидированных участков земной коры вслед за расслоенными никеленосными перидотит-пироксенит-норитовыми интрузиями, но до появления щелочно-ультраосновных магматических комплексов.

*
* *

Кроме описанных выше пяти первично-расслоенных массивов златогорского перидотит-пироксенит-норитового комплекса, в пределах Кокчетавской глыбы имеется еще несколько массивов ультраосновных и основных пород, слабо обнаженных или почти не обнажающихся на поверхности и не подвергавшихся еще детальному геолого-петрографи-

ческому изучению. Эти массивы предположительно, на основании имеющихся пока скудных фактических данных, можно отнести к тому же интрузивному комплексу (златогорскому).

Новоселовский массив находится на западной окраине Кокчетавской глыбы, в 90 *км* к западу от Златогорского массива и в 60 *км* к северу от Дубровского массива, в долине рч. Бетеке, впадающего в р. Ишим (см. рис. 54). Массив почти не обнажается на поверхности и был выявлен по геофизическим данным. Контуры массива еще не определены. По данным А. А. Заячковского и Ю. Д. Пивенштейна, массив сложен преимущественно габброидами, типа габбро Дубровского массива, часто пегматоидными. Отдельными скважинами вскрыты перидотиты и пироксениты с биотитом и апатитом. В целом здесь установлена та же ассоциация основных и ультраосновных пород, что и в Дубровском массиве.

Жолдыбайский массив расположен в 40 *км* к запад-северо-западу от г. Кокчетава и в 4 *км* западнее оз. Жолдыбай. Массив почти целиком перекрыт рыхлыми кайнозойскими отложениями, и лишь в его северной части отмечены небольшие обнажения серпентинитов и амфиболизированных габбро. В 1960—1962 гг. на площади выявленных здесь положительных магнитных аномалий Кокчетавской экспедиции СКГУ производилось бурение с целью поисков железных руд. Буровыми скважинами на участках аномалий были вскрыты серпентиниты и перидотиты, среди которых встречены отдельные зоны, сильно обогащенные магнетитом.

В структурном отношении массив приурочен к зоне главного северо-восточного разлома Кокчетавской глыбы, с которым связано внедрение большинства остальных расслоенных интрузий златогорского комплекса (см. рис. 54). Вмещающими массив породами являются гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты и мраморы, возраст которых условно считается раннепротерозойским. Среди них располагаются тела ультрабазитов и габброидов, вскрытые рядом буровых скважин и отмеченные в единичных естественных выходах на поверхности. Если допустить, что все они являются частями единого интрузивного массива (в пользу чего говорят близость их петрографического состава и характер расположения магнитных аномалий), то можно предположить, что этот массив имеет в целом грубо подковообразную форму, обращенную выпуклостью на юго-восток.

Судя по разрезам скважин, в составе массива преобладают серпентиниты, меньше развиты перидотиты и в резко подчиненном количестве устанавливаются пироксениты и габбро. Характерно также, что ультраосновные дифференциаты тяготеют в общем к верхним частям разрезов, в то время как габброиды слагают их нижние части. По аналогии с Чкаловским и Цуриковским массивами можно предположить значительный денудационный срез Жолдыбайского массива, где сохранилась только сложенная ультраосновными породами его нижняя часть и подстилающие ее донные метагаббро. Ввиду сильных постмагматических изменений первичный состав для большинства пород массива устанавливается с трудом. Наиболее распространенные перекристаллизованные антигоритовые серпентиниты вообще не дают никаких указаний на состав исходных для них пород. Среди серпентинизированных перидотитов преобладают аполерцолитовые разности, в которых ромбический пироксен замещен баститом или агрегатом мелкочешуйчатого талька, а моноклинный пироксен — бесцветным тремолитом. Пироксениты, обычно оливиновые или плагиоклазовые, залегают в виде «прослоев» в перидотитах или серпентинитах. Габбро, развитые преимущественно в северной части массива, представлены средне- и мелкозернистыми катаклазированными, обычно очень сильно измененными разностями с реликтовыми габбровыми структурами. Вдоль мелких

трещин в габброидах наблюдается карбонатизация и окварцевание, а иногда и жилки кварц-полевошпатового состава, что сближает эти породы с контаминированными габбро донной части Цуриковского массива (см. выше).

Как показали данные некоторых скважин, Жолдыбайский массив снизу интрудируется гранитами орлиногорского комплекса, обнажения которых имеются к югу и юго-западу от оз. Жолдыбай (см. рис. 54). Возможно, что влиянием этих гранитов и обусловлена сильная степень изменения ультраосновных и основных пород Жолдыбайского массива.

Остальные три массива — Жанадаурский, Шатский и Чеховский — расположены в пределах Шатского тектонического блока и приурочены, вероятно, к одному субширотному разлому (см. рис. 54).

Жанадаурский массив находится у колхоза Жанадаур, в 25 *км* южнее Чкаловского массива. Залегает массив в метаморфических породах кууспекской свиты нижнего протерозоя. В плане массив представляет собой широтно вытянутое линзообразное тело длиной около 3 *км* при ширине до 0,5 *км*. Однако истинные размеры массива, вероятно, значительно больше, так как он с севера и с востока перекрыт рыхлыми отложениями. Сложен он серпентинизированными перидотитами, пироксенитами и соссюритизированными и амфиболизированными габбро.

Шатский массив находится в верховьях р. Шат. Массив имеет в плане округлую форму с размерами 0,8×0,5 *км* и залегает среди допалеозойских кристаллических сланцев. С востока и севера он перекрыт четвертичными отложениями, поэтому истинные размеры его неизвестны. По данным М. А. Жукова и др. (1960), массив сложен среднезернистыми темными габброидными породами, состоящими из соссюритизированного плагиоклаза (до 25%), оливина (40%) и моноклинного пироксена (до 30%); из второстепенных минералов присутствуют биотит, магнетит, апатит и изредка пренит. Судя по этим данным и химическому анализу (см. табл. 33), породы Шатского массива наиболее близко отвечают меланократовым оливиновым габбро-норитам Златогорского массива.

Чеховский массив находится у восточной окраины Шатского тектонического блока (см. рис. 54), в 35 *км* на юг-юго-восток от районного центра с. Кзылту и в 2 *км* южнее Чеховского зерносовхоза. В северо-восточной части массива, частично перекрытой рыхлыми отложениями, находится пересыхающее оз. Богшасор (Бозшасор). Этот массив, имеющий слабо вытянутую в север-северо-восточном направлении форму с размерами 9 *км*×7 *км*, залегает на границе двух литологически различных толщ, возраст которых разными исследователями относится то к докембрию, то к нижнему палеозою. Восточнее массива прослеживаются сланцы, песчаники, кварциты, а западнее его располагается большое поле метаморфизованных основных эффузивов, относящихся, по-видимому, к кууспекской свите протерозоя.

В составе Чеховского массива установлены основные и ультраосновные породы, совершенно аналогичные таковым Златогорского массива: габбро, габбро-нориты, оливиновые нориты, троктолиты, плагиоклазовые перидотиты, пироксениты, габбро-диабазы. Очень слабая обнаженность массива не позволила установить взаимоотношения всех этих пород. Можно лишь отметить, что большая часть площади массива сложена среднезернистыми габбро и габбро-норитами, среди которых наблюдаются отдельные выходы остальных интрузивных пород. Повышенные формы рельефа (увалы, сопки) сложены габбро и габбро-норитами, а оливинсодержащие породы (троктолиты, плагиоклазовые перидотиты) встречены лишь в пониженных слабо обнаженных участках массива. Для всех разновидностей пород Чеховского массива ха-

Таблица 31

Химический состав пород Златогорского массива

№ образца / Окислы	1/2190		2/201		3/2053		4		5/1025		6/36а		7		8/63	
	Вес %	Мол. кол.	Вес %	Мол. кол.	Вес %	Мол. кол.	Вес %	Мол. кол.	Вес %	Мол. кол.	Вес %	Мол. кол.	Вес %	Мол. кол.	Вес %	Мол. кол.
SiO_2	34,44	573	36,34	600	36,72	611	45,66	760	38,42	639	46,95	782	43,18	720	49,63	827
TiO_2	0,11	001	0,10	001	0,25	002	0,21	002	0,11	001	0,13	001	0,20	003	0,20	003
Al_2O_3	1,81	018	2,67	026	3,99	039	3,61	084	15,39	151	11,93	117	24,62	240	17,11	168
Fe_2O_3	5,44	034	9,66	060	4,63	029	8,40	052	4,63	029	1,03	006	4,48	028	1,20	007
FeO	5,47	076	2,19	030	6,23	087	5,75	079	3,74	052	8,95	125	4,59	063	4,33	060
MnO	0,06	001	0,10	001	0,60	008	Следы	—	0,06	001	0,18	003	Следы	—	0,11	001
MgO	40,62	1007	36,39	884	34,06	845	33,68	842	22,78	565	22,85	571	8,29	206	8,65	215
CaO	1,16	021	0,23	004	3,66	065	0,85	015	6,58	118	6,29	112	11,15	181	16,53	295
Na_2O	Нет	—	Следы	—	0,25	004	0,30	004	0,52	008	0,28	005	1,10	017	0,92	014
K_2O	Нет	—	Следы	—	0,21	002	0,39	004	0,01	—	0,22	002	0,28	002	0,38	004
Cr_2O_3	—	—	1,29	008	0,94	006	0,32	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SO_3	—	—	—	—	—	—	0,24	—	—	—	0,08	—	0,15	001	—	—
NiO	—	—	0,27	003	0,17	002	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	0,72	040	0,92	051	0,58	037	0,34	—	0,08	005	0,18	010	0,20	011	0,16	009
п.п.п.	10,08	566	11,35	612	8,10	450	0,78	067	8,00	444	1,52	085	1,57	087	1,06	059
Сумма	99,91	—	101,51	—	100,39	—	100,53	—	100,32	—	100,59	—	99,81	—	100,28	—

Продолжение табл. 31

№ образца / Окислы	9/2003а		10/1993а		11/2239		12/153		13/1816а		14/2254		15		16/2184		17/2184а	
	Вес %	Мол. кол.	Вес %	Мол. кол.	Вес %	Мол. кол.	Вес %	Мол. кол.	Вес %	Мол. кол.	Вес %	Мол. кол.	Вес %	Мол. кол.	Вес %	Мол. кол.	Вес %	Мол. кол.
SiO_2	49,02	816	51,04	850	46,90	781	45,53	820	47,41	789	45,22	753	47,67	794	46,62	776	47,74	795
TiO_2	0,19	003	0,19	003	0,14	002	0,23	003	0,21	003	Следы	—	0,17	002	0,23	003	0,26	004
Al_2O_3	14,97	147	14,94	146	22,52	221	21,49	210	15,14	148	24,96	245	19,40	190	18,60	182	18,68	183
Fe_2O_3	10,56	066	1,10	007	1,47	009	0,95	006	3,95	025	0,41	003	2,22	014	2,63	016	1,44	009
O	Не-опр.	—	9,84	137	4,58	064	8,23	114	5,90	082	2,35	041	5,87	082	6,81	095	7,34	102
MnO	0,19	003	0,20	003	0,10	001	0,17	002	0,19	03	0,06	001	0,13	001	0,12	001	0,15	002
MgO	11,55	286	9,05	224	9,01	223	10,15	253	9,44	234	9,23	229	9,42	233	9,37	232	9,48	236
CaO	10,35	184	11,35	202	10,93	195	6,96	124	13,25	236	13,05	233	11,70	209	9,29	166	9,66	174
Na_2O	0,92	015	0,98	016	1,50	024	0,54	008	1,22	019	0,83	014	1,01	016	1,38	023	1,33	022
K_2O	0,13	001	0,23	002	0,53	006	0,26	002	0,88	010	0,12	001	0,35	004	0,52	005	0,58	006
Cr_2O_3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,03	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,06	001	—	—
SO_3	—	—	—	—	—	—	0,23	002	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
NiO	—	—	—	—	—	—	0,02	—	—	—	—0,10	001	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	0,69	039	0,53	029	0,17	010	0,16	009	0,35	020	0,10	012	0,28	016	0,34	019	0,24	013
П. п. п.	1,38	077	0,63	035	1,65	092	1,47	081	2,28	127	2,92	062	1,61	089	3,55	197	3,18	177
Сумма	99,95	—	100,08	—	99,95	—	100,39	—	100,22	—	99,38	—	99,83	—	99,52	—	100,08	—

SiO_2	44,88	748	48,15	802	51,50	850	48,66	810	55,57	925	63,36	1055	71,64	1193	70,43	1172	48,02	800
TiO_2	0,24	003	0,68	009	0,26	003	0,70	008	0,16	002	0,41	005	0,29	004	0,05	001	0,14	002
Al_2O_3	13,54	182	15,21	149	15,85	150	6,64	065	11,31	111	17,05	167	14,75	145	12,82	125	18,14	178
Fe_2O_3	0,91	006	2,75	017	1,74	010	4,15	025	2,23	014	0,48	003	0,47	003	0,62	004	1,52	009
FeO	6,69	093	9,37	130	5,39	074	6,83	094	3,60	050	2,59	036	1,53	021	1,39	019	6,12	085
MnO	0,41	006	0,18	003	0,13	001	0,33	004	0,14	002	0,09	001	0,04	—	0,03	—	0,09	001
MgO	15,11	374	8,62	214	7,66	191	9,70	242	8,14	202	4,02	100	0,74	018	2,50	062	9,80	243
CaO	10,12	180	11,62	207	14,43	257	18,97	355	13,95	249	3,86	069	2,20	039	0,80	014	10,80	193
Na_2O	1,62	026	2,72	044	1,73	027	1,27	020	4,40	071	3,10	050	3,30	053	2,10	034	1,65	027
K_2O	0,28	003	0,10	001	0,34	003	0,86	009	0,20	002	3,99	042	4,66	050	7,53	080	0,34	003
Cr_2O_3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,20	—
P_2O_5	—	—	0,03	—	—	—	—	—	0,06	001	—	—	—	—	—	—	—	—
SO_3	—	—	—	—	0,12	001	0,58	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,22	—
NiO	—	—	—	—	Следы	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	0,80	—	0,06	007	0,20	011	0,02	—	0,17	010	0,22	012	0,23	012	0,56	031	—	—
п. п. п.	4,53	250	0,06	003	0,84	046	0,87	047	0,45	025	1,40	078	0,35	020	0,87	048	2,95	164
Сумма	99,13	—	99,55	—	100,19	—	99,58	—	100,38	—	100,57	—	100,20	—	99,70	—	99,99	—

Примечание. 1/2190 — серпентинизированный дунит. скв. № 50, глубина 250 *м*. Хим. лаборатория ЛАГЕД, аналитик В. Д., Бугрова; 2/201 — серпентинизированный периодит, с. Манжурка (Елисеев, 1941); 3/2053 — амфиболизированный перидотит. Скв. № 45, глубина 314 *м*. Хим. лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик Е. А. Свержинская; 4 — серпентинизированный перидотит. Центральная часть массива (Бок, 1940); 5/1025 — троктолит средней зоны. Хим. лаборатория ЛАГЕД, аналитик В. Д. Бугрова; 6/36а — меланократовый оливиновый габбро-норит. с. Копа (Елисеев, 1941); 7 — габбро-норит. Западный склон с. Копа (Бок, 1940); 8/63 — габбро-норит с. Копа (Елисеев, 1941); 9/2003а — норит скв. № 46, глубина 440 *м*. Хим. лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик М. П. Филатова; 10/1993а — габбро-норит. Скв. № 46, глубина 800 *м* Хим. лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик М. П. Филатова; 11/2239 — габбро-норит. Скв. № 51, глубина 233 *м*. Хим. лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик Гусакова; 12/153 — норит с. Копа (Елисеев, 1941); 13/1816а — норит. Скв. № 46, глубина 130 *м*. Хим. лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик М. П. Филатова; 14/2254 — Лейкократовый норит. Скв. № 50. Хим. лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик Гусакова; 15 — средний анализ габброида Златогорского массива (Бок, 1946); 16/2184 — плагиоклазовый перидотит. Скв. № 48, глубина 210 *м*. Хим. лаборатория ЛГИ; 17/2184а — плагиоклазовый черидотит. Скв. 48, глубина 210 *м*. Хим. лаборатория ЛАГЕД, аналитик З. Д. Бугрова; 18/826 — габбро-пегматит. Центральная часть массива. Хим. лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик М. П. Филатова; 19/1033 — микрогаббро дополнительной интрузивной фазы, с. Копа. Хим. лаборатория ЛГИ; 20/69а — микрогаббро дополнительной фазы, с. Копа (Елиссев, 1941); 21 — оливиновый наббро-норит, с. Копа (Бок, 1940); 22/1038 — полосчатый габбро-диорит, с. Копа. Хим. лаборатория ЛГИ; 23/2260 — кислый пегматит. Скв. № 50, глубина 135 *м*. Хим. лаборатория ЛАГЕД, аналитик В. Д. Бугрова; 24/1457 — кислый пегматит. Пегматитовое поле. Хим. лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик И. В. Эстерле; 25/1458 — кислый пегматит. Пегматитовое поле. Хим. лаборатория. ВСЕГЕИ, аналитик М. П. Филатова; 26/2307 — донное габбро. Скв. № 52. Хим. лаборатория ЛАГЕД, аналитик Е. А. Зевелева.

рактерна рассеянная сульфидная вкрапленность (пирротин, халькопирит), особенно постоянная в меланократовых норитах, пироксенитах и перидотитах.

Петрохимические и геохимические особенности комплекса

Для петрохимической характеристики Златогорского массива использовано 23 химических анализа основных и ультраосновных пород, выполненных в химических лабораториях ВСЕГЕИ, ЛГИ и ЛАГЕД, а также частично заимствованных из прежних работ Н. А. Елисеева (1941) и И. И. Бока (1940). Результаты этих анализов помещены в табл. 31, куда включены также три анализа пегматитов. Данные всех этих анализов пересчитаны по методу А. Н. Заварицкого (табл. 32).

Таблица 32

Числовые характеристики и дополнительные параметры пород Златогорского массива

№ образца	Основные характеристики				Дополнительные параметры					
	a	*c*	*b*	*s*	*n*	*f'*	*m'*	*c'*	*a'*	*Q*
2190	—	1,0	66,1	32,9	—	12,3	87,7	0,2	—	—35,2
201	—	0,2	64,1	35,7	—	13,8	82,1	—	4,1	—28,8
2053	0,7	1,6	60,8	36,9	67,0	14,8	81,6	3,6	—	—29,2
4	0,8	0,8	59,0	39,2	50,0	16,0	73,7	—	10,3	—23,8
1025	1,1	7,9	48,4	42,6	100,0	15,2	77,9	—	6,9	—24,9
36а	0,9	6,8	43,9	48,5	72,0	19,4	80,3	0,3	—	—11,7
—	2,8	13,4	30,1	53,7	90,0	29,6	50,8	—	19,6	—16,0
63—i	2,5	10,0	30,5	57,0	78,0	17,3	49,4	33,3	—	— 2,4
2003а	2,2	9,0	32,5	56,3	93,9	28,5	60,3	11,2	—	— 0,8
1993—а	2,4	9,2	30,1	58,3	89,0	34,8	50,7	14,5	—	— 2,0
2239	4,5	14,2	23,0	58,3	80,0	26,8	71,9	1,3	—	— 6,6
153	1,3	8,3	35,6	54,8	80,0	24,0	47,5	—	28,5	— 7,1
1816а	4,0	8,2	33,4	54,4	65,5	27,8	48,2	24,0	—	— 7,4
2254	2,3	17,7	21,6	58,4	93,0	17,0	82,0	1,0	—	— 5,5
—	2,9	12,3	27,6	57,2	80,0	29,0	61,0	10,0	—	— 4,9
2184	4,1	11,3	27,4	57,2	82,0	34,4	62,4	3,2	—	— 5,1
2184а	4,0	11,2	27,2	57,6	78,5	31,8	62,8	5,4	—	— 4,0
826	3,9	7,0	38,1	51,0	39,6	19,6	66,6	13,7	—	—12,0
1033	6,0	7,0	32,4	54,6	98,0	34,5	44,3	21,2	—	— 9,8
69а	4,1	6,2	31,1	58,6	90,0	21,0	42,0	37,0	—	2,6
—	3,6	2,3	42,9	51,2	69,2	21,5	35,3	43,2	—	— 7,1
1038	9,1	2,4	30,7	57,8	97,0	16,2	41,0	42,8	—	— 5,0
2260	12,5	4,7	10,5	72,3	55,0	27,7	64,6	—	7,7	24,9
1457	13,8	2,6	3,4	80,2	51,4	53,0	35,2	—	11,8	30,2
1458	15,2	0,7	6,1	78,0	29,8	29,4	67,3	3,3	—	24,9
2307	4,3	10,6	28,0	57,1	90,0	26,5	62,1	11,4	—	—15,0

Анализы пород остальных массивов златогорского комплекса приведены в табл. 33, 34. Данные пересчетов всех анализов нанесены на векторную диаграмму (рис. 71). На этой же сводной диаграмме нанесены составы средних типов пород по Дэли (дунит, гарцбургит, амфиболовый перидотит, верлит, норит, габбро, эссекситовое габбро, эссексит). На диаграмме видно общее петрохимическое родство горных пород всех массивов златогорского интрузивного комплекса. Все анализы хорошо укладываются в единый дифференциационный ряд от дунита и перидотита до габбро и норита.

В нижней части диаграммы обособляются группы фигуративных точек и векторов дунитов и перидотитов, составы которых обнаруживают в общем обычные для бесполевошпатовых ультраосновных пород петрохимические признаки. Выше них располагаются фигуративные

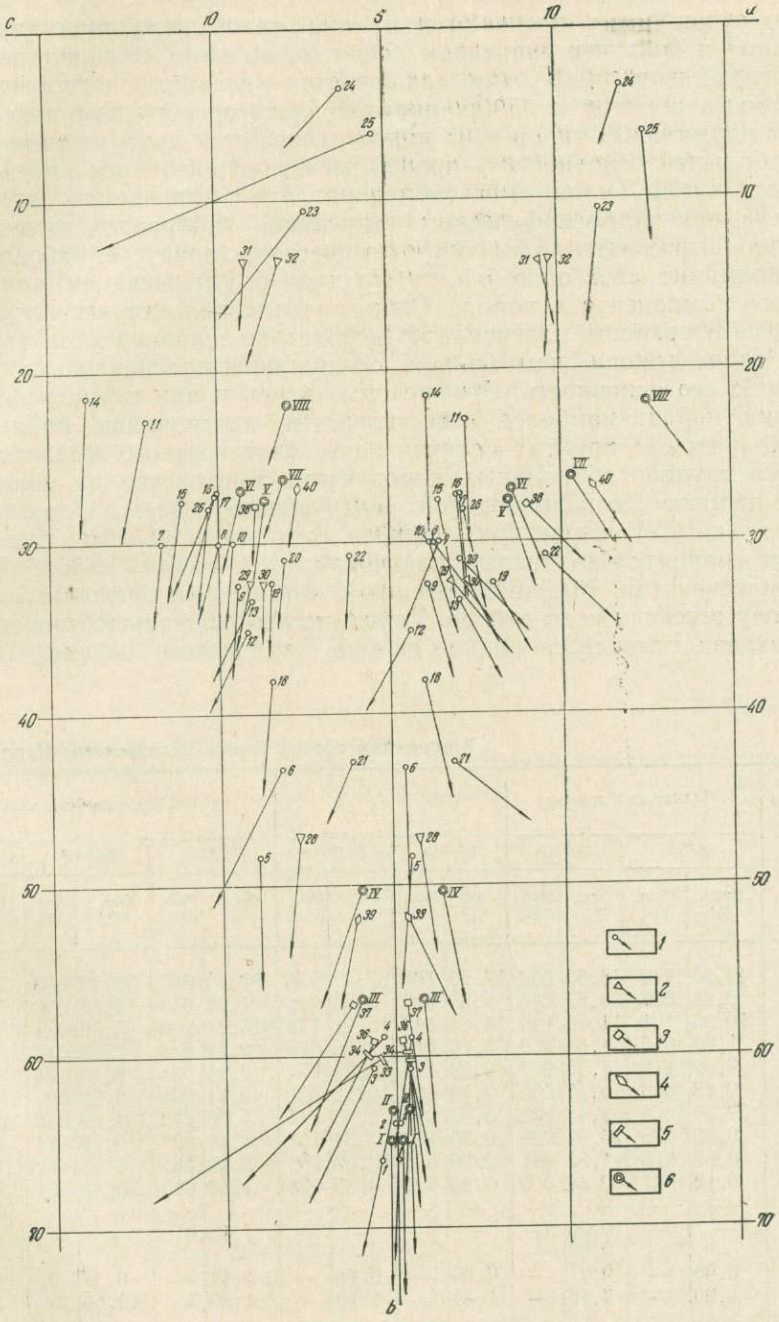


Рис. 71. Диаграмма химических составов ультраосновных, основных и жильных пород златогорского перидотит-пироксенит-норитового комплекса

1 — породы Златогорского массива; *2* — породы Челкарского массива; *3* — породы Чкаловского массива; *4* — породы Дубровского массива; *5* — породы Цуриковского массива; *6* — средние типы пород по Дэли (I — дунит, II — гарцбургит, III — амфиболовый перидотит, IV — верлит, V — норит, VI — габбро, VII — эссекситовое габбро, VIII — эссексит)

точки троктолитов и меланократовых оливиновых габбро-норитов. В верхней части диаграммы находится густой рой векторов, характеризующих составы норитовых и габбро-норитовых пород. По своей основности эти породы отвечают средним составам габбро и норитов, однако существенно отличаются от них малой величиной характеристики «*a*» и большим значением «*c*», т. е. высоким содержанием полевошпатовой извести. В этом заключается главная петрохимическая особенность норитов и габбро-норитов златогорского комплекса, которые от нормальных типов этих пород отличаются присутствием плагиоклаза большей основности — преимущественно битовнита вместо обычного для габбро и норитов лабрадора. Эта особенность уже была отмечена при петрографическом описании габброидов и она очень наглядно выражается в их петрохимическом характере. Обращает на себя внимание еще одно обстоятельство: с уменьшением количества цветного компонента в породе (или значения характеристики «*в*») повышается основность плагиоклаза (возрастает величина характеристики «*с*»). Иначе говоря, чем больше содержание плагиоклаза в породе, тем выше его основность. Это же отмечалось и при петрографическом изучении пород: наиболее известковистые плагиоклазы наблюдались в лейкократовых норитах средней зоны Златогорского массива. Особняком в группе габброидных пород стоит только анализ полосчатого габбро-диорита дополнительной интрузивной фазы Златогорского массива (ан. 22), характеризующийся соотношением $a>c$, т. е. содержанием сравнительно кислых плагиоклазов, и анализ габбро Дубровского массива (ан. 40), по сравнению с остальными смещенный вправо, в сторону эссекситового габбро. Также несколько меньшей основностью плагиоклаза отличается донное габбро Чкаловского массива (ан. 38),

Химический состав пород Челкарского, Цуриковского,

Окислы	Челкарский массив								Цуриковский массив					
	28/556		29/280а		30/548		31/564 а		32		33/2037		34/2038	
	Вес. %	Мол. кол	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
SiO_2	45,00	749	48,60	803	47,20	786	57,42	956	58,10	967	39,23	653	38,34	638
TiO_2	0,53	007	0,57	008	1,28	016	0,90	011	1,02	013	0,15	002	0,23	003
Al_2O_3	10,35	101	14,89	146	14,64	143	18,21	178	15,91	156	3,45	034	3,32	032
Fe_2O_3	1,92	012	1,54	009	3,10	019	2,36	015	2,93	018	2,99	019	5,05	031
FeO	7,92	110	5,54	077	9,39	131	5,09	071	2,24	031	8,16	114	7,12	099
MnO	0,18	003	0,17	002	0,15	002	0,12	001	0,11	001	0,09	001	0,16	002
MgO	22,50	558	8,43	203	8,57	212	2,33	074	4,56	113	34,07	845	30,89	766
CaO	9,82	175	16,01	285	10,30	194	7,34	131	4,90	087	0,77	014	6,05	108
Na_2O	0,59	010	1,30	021	2,10	034	3,62	058	3,19	051	0,08	002	0,13	002
K_2O	0,12	001	0,44	005	0,23	002	0,36	004	1,40	015	0,38	004	0,16	002
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SO_3	—	—	0,03	—	—	—	—	—	1,03	013	—	—	—	—
CuO	—	—	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O	0,08	—	0,27	—	0,36	—	0,18	—	—0,11	—	0,37	—	0,38	—
П. п.п.	1,60	—	2,16	—	1,84	—	1,10	—	1,30	—	10,60	—	8,62	—
Сумма	100,61		99,98		99,15		99,03		96,80		100,34		100,45	

Примечание: 28/556 — плагиоклазовый пироксенит. Хим. лаборатория ЛАГЕД, аналитик вообманковое габбро. Хим. лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик Ж. Ф. Константиниади; 31/564а квар (Бок, 1940); 33/2037 — серпентинизированный перидотит. Хим. лаборатория, ВСЕГЕИ, аналитик М. П. Филатова; 35/2023 — оливиновый карбонатит. Хим. лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик М. П. Фи сильева; 37/1625 — Шрисгеймит. Хим. лаборатория ЛАГЕД, аналитик С. Н. Васильева; 38/1618 — (верлит). Хим. лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик Ж. Ф. Константиниади; 40/1917 — габбро. Хим. ла бро-норит). (Жуков, Копяткевич, Шлыгин, 1960).

фигуративная точка которого почти совпадает с точкой состава среднего типа габбро. Необходимо отметить сравнительно небольшой разброс фигуративных точек габброидов, особенно в правой части диаграммы, что говорит о незначительных колебаниях их химического и минерального составов.

Ультраосновные породы всего комплекса дают еще меньший разброс фигуративных точек, чем габброиды. Более пологий наклон векторов в левой части диаграммы для перидотитов участка «Дубрава» Цуриковского массива (ан. 33, 34) вызван присутствием в них вторичного флогопита. Перидотит Дубровского массива (ан. 39), как и следовало ожидать на основании микроскопических исследований, расположился несколько выше главного поля точек ультраосновных пород комплекса и приблизился к составу среднего типа верлита по Дэли. Шрисгеймит Чкаловского массива (ан. 37) почти точно совпадает с составом среднего типа амфиболового перидотита.

В верхней части диаграммы нанесены составы кислых пегматитов Златогорского массива (ан. 23, 24, 25) и два анализа кварцевого диорита дополнительной интрузивной фазы Челкарского массива (ан. 31, 32). Последние, как видно, значительно отстоят от поля составов основных пород и в том числе составов пород дополнительной интрузии Златогорского массива, представляя собой наиболее кислые дифференциаты из всех интрузивных пород златогорского комплекса. При сопоставлении этой диаграммы (см. рис. 71) с диаграммами химических составов ультраосновных и основных пород габбро-перидотитовых комплексов Центрального Казахстана, приведенными на рис. 26, отчетливо выявляются петрохимические особенности златогорского перидотит-пироксенит-норитового комплекса, главными из которых являются:

Таблица 33

Чкаловского, Дубровского и Шатского массивов

	Чкаловский массив				Дубровский массив						Шатский массив	
35/2023		36/1562		37/1625		38/1618		39/1880		40/1917		41	
Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
15,28	254	39,72	661	37,62	626	44,77	748	44,77	745	44,90	748	41,94	698
0,80	010	0,48	006	0,84	010	2,00	025	0,85	011	3,32	041	0,69	009
3,22	032	2,92	028	4,46	044	17,06	168	4,27	042	16,39	161	7,88	077
4,95	030	7,52	047	12,48	078	3,04	019	4,00	025	6,17	039	3,70	023
6,83	095	6,05	084	5,11	071	6,91	096	5,39	075	6,70	093	7,48	104
0,73	010	0,15	002	0,19	003	0,14	002	0,08	001	0,12	001	0,13	002
13,69	340	27,20	675	24,66	612	5,50	136	19,72	489	5,25	130	26,04	645
28,24	502	9,86	176	5,78	103	13,30	237	16,20	289	8,76	156	6,24	111
0,11	002	0,13	002	0,20	003	3,31	053	0,30	005	4,52	073	1,27	020
1,15	012	0,05	001	0,17	002	0,34	003	0,13	001	1,00	011	0,08	001
5,41	038	—	—	—	—	—	—	—	—	0,30	—	0,24	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,17	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,25	—	0,26	—	0,92	—	0,24	—	0,51	—	0,20	—	0,37	—
19,66	—	6,18	—	8,06	—	1,76		3,84	—	2,18	—	2,94	—
100,32		100,52		100,49		98,37		100,06	—	99,81	—	99,17	—

С. Н. Васильева; 29/280а — среднезернистое габбро (Елисеев, 1941); 30/548 — мелкозернистое рогообманковый диорит. Хим. лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик Ж. Ф. Константиниади; 32 — кварцевый диорит Э. Е. Иодова; 34/2038 — серпентинизированный перидотит. Хим. лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик латова; 36/1562 — серпентинизированный перидотит. Хим. лаборатория ЛАГЕД, аналитик С. Н. Васреднезернистое габбро. Хим. лаборатория ЛАГЕД, аналитик С. Н. Васильева; 39/1880 — перидотит боратория ВСЕГЕИ, аналитик Ж. Ф. Константиниади; 41 — «габбро-перидотит» (оливиновый габ-

Таблица 34

Числовые характеристики и дополнительные параметры пород Челкарского, Цуриковского, Чкаловского, Дубровского и Шатского массивов

№ образца	Основные характеристики				Дополнительные параметры					
	a	*c*	*b*	*s*	*n*	*j'*	*m'*	*c'*	*a'*	*Q*
556	1,3	5,5	47,2	46,0	91	17,6	71,6	10,8	—	16,1
280а	3,6	8,2	32,3	55,9	80,8	20,6	44,4	35,0	—	3,6
548	4,9	7,4	32,4	55,3	94	45,0	36,5	18,5	—	6,6
564а	8,9	8,3	13,6	69,2	94	53,5	38,6	7,9	—	12,6
—	9,5	6,3	13,5	70,7	77,2	36,6	60,2	—	3,2	16,3
2037	0,7	0,8	60,1	38,4	35,7	15,1	82,2	—	2,7	25,4
2038	0,5	1,7	59,8	38,0	50,0	16,1	76,0	7,9	—	26,7
1562	0,3	1,5	59,1	39,1	67,0	17,9	67,1	15,0	—	23,9
1625	0,6	2,5	56,9	40,0	60,0	25,4	67,6	7,0	—	23,7
1618	7,9	7,9	27,8	56,4	95,0	34,3	34,3	31,4	—	10,5
1880	0,7	2,2	51,9	45,2	84,0	14,5	56,2	29,3	—	13,2
1917	11,9	5,4	26,9	55,8	87,0	45,4	34,1	20,5	—	17,6
—	2,6	3,4	51,4	42,6	95,5	17,8	75,8	6,4	—	4,8

1) наличие единой непрерывной серии пород с переходными разностями между группой бесполевошпатовых ультраосновных пород и группой норитов и габбро;

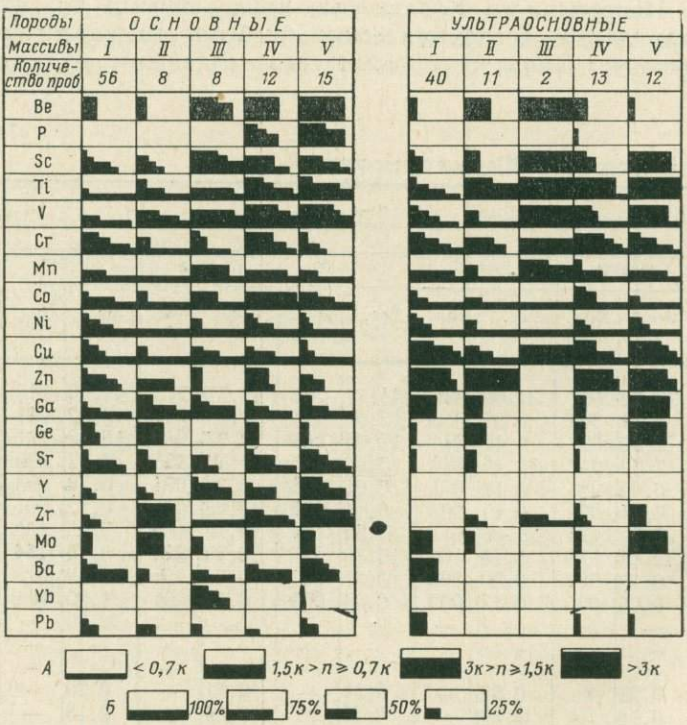


Рис. 72. Сводная геохимическая диаграмма кларков-концентраций элементов-примесей в основных и ультраосновных породах златогорского перидотит-пироксенит-норитового комплекса

I — Златогорский массив; II — Цуриковский массив; III — Челкарский массив; IV — Чкаловский массив; V — Дубровский массив

2) резко асимметричное расположение фигуративных точек и векторов габброидов по отношению к вертикальной оси, вся система которых в обеих частях диаграммы смещена влево (по сравнению со сред-

ними типами пород), что отражает высокое содержание в них полевошпатовой извести и низкое содержание щелочей, связанное с наличием в породах плагиоклазов повышенной основности.

При описании Златогорского массива были рассмотрены геохимические особенности различных типов слагающих его пород (см. рис. 65). Для остальных массивов мы располагаем значительно меньшим числом спектральных анализов, которые вместе с анализами пород Златогорского массива, использованы для составления сводной геохимической диаграммы для всего златогорского интрузивного комплекса (рис. 72). На этой диаграмме указаны кларки-концентраций элементов-примесей и частота их встречаемости отдельно для основных и ультраосновных пород пяти главных массивов златогорского комплекса. Диаграмма наглядно показывает как общие геохимические особенности всего комплекса в целом, так и специфические особенности отдельных массивов. Из общих геохимических особенностей здесь обращают на себя внимание, во-первых, геохимическое родство всех основных и ультраосновных пород златогорского комплекса, а, во-вторых, значительно более разнообразный, по сравнению с габбро-перидотитовыми комплексами, набор элементов-примесей и в том числе — «сквозных» элементов: Ti, V, Cr, Mn, Ni, Co, Cu, а для основных пород еще и Ga. Характерны также почти постоянные высокие кларки концентраций цинка, особенно в ультраосновных дифференциатах; не обнаружен этот элемент только в ультрабазитах Челкарского массива.

Наиболее близким к Златогорскому массиву в геохимическом отношении является Цуриковский массив, в породах которого установлены почти все те же элементы-примеси и примерно в тех же количествах, что и в породах Златогорского массива, за исключением только свинца и бария в ультраосновных дифференциатах. Породы Челкарского массива в геохимическом отношении занимают промежуточное положение между Златогорским и Цуриковским массивами, с одной стороны, и Чкаловским и Дубровским массивами, — с другой. Последние два массива оказались между собой геохимически очень близкими.

* *

Основными признаками златогорского перидотит-пироксенит-норитового комплекса, определяющими его формационную принадлежность, являются:

1. Несомненный посторогенный характер интрузий, позволяющий связывать их внедрение со стадией тектоно-магматической активизации древней Кокчетавской глыбы; эта активизация Кокчетавской глыбы, вызванная влиянием складчатых движений в окружающих ее нижнепалеозойских геосинклиналях, проявилась образованием крупных расколов и внедрением по ним основной магмы, которая при последующей дифференциации в интрузивных камерах и дала массивы рассматриваемого комплекса.

2. Относительно крупные размеры интрузий и их лополитообразная или воронкообразная форма, иногда с чашеобразной внутренней структурой, не зависимой от внешних ограничений массива и складчатой структуры вмещающих толщ.

3. Хорошо выраженные во всех интрузиях комплекса явления дифференциации in situ, их асимметрия строения, расслоение на ряд различных дифференцированных зон, наличие первичной магматической слоистости.

4. Петрографический состав интрузий, сложенных преимущественно разновидностями основных пород, совершенно не свойственными альпинотипным интрузиям, но зато очень характерными для расслоенных интрузий платформенных комплексов (габбро-нориты, нориты, оливиновые нориты, троктолиты, анортозиты); ультраосновные диффе-

ренциаты представлены пироксенитами, перидотитами, шрисгеймитами, дунитами; характерно наличие переходных разностей между габброидами и бесполевошпатовыми ультраосновными породами (плагиоклазовые пироксениты, плагиоклазовые перидотиты, гарризиты и пр.), чего не наблюдается в альпинотипных комплексах.

5. Характер минерагении интрузий, несущих сингенетическую и эпигенетическую сульфидную медно-никелевую минерализацию с классической ассоциацией минералов: пирротин+пентландит+халькопирит+магнетит, характерной для всех мировых сульфидных медно-никелевых месторождений, связанных с первично-расслоенными платформенными интрузиями.

Наиболее типичным массивом рассматриваемого интрузивного комплекса является Златогорский массив, изученный значительно более детально, чем остальные массивы комплекса. Поэтому в настоящей работе он охарактеризован с наибольшей полнотой. Златогорский массив, обладающий наиболее ярко выраженными чертами сходства с классическими первично-расслоенными платформенными никеленосными интрузиями (Бушвельдский комплекс, Мончегорский плутон и др.), может считаться прототипом интрузий перидотит-пироксенит-норитовой формации в Казахстане.

ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНАЯ ФОРМАЦИЯ (КРАСНОМАЙСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС)

Массивы ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами, выявленные недавно на территории Кокчетавской глыбы в результате геофизических исследований и бурения, являются первыми и пока единственными представителями щелочно-ультраосновной формации в пределах Казахстана.

В 40 *км* к юго-западу от г. Кокчетава, по данным аэромагнитной съемки, была известна серия локальных линейно-вытянутых магнитных аномалий интенсивностью до 1000—2000 гамм. В 1962 г. Северо-Казахстанской экспедицией Казгеофизтреста была проведена в этом районе наземная магнитометрическая съемка, уточнившая контуры магнитных аномалий. На одной из них у пос. «Красный Май» была пробурена скважина, которая на глубине около 40 *м* под толщей неогеновых глин вскрыла крупнокристаллические биотитовые пироксениты. Эти породы очень обогащены слюдой и местами переходят в слюдиты; биотит в верхней части массива гидратизируется и переходит в вермикулит (гидробиотит). В 1963 г. на участке этих аномалий Кокчетавская экспедиция под руководством Ю. М. Зорина провела буровые работы с целью поисков концентраций вермикулита. Этими скважинами были вскрыты пегматоидные пироксениты с биотитом и сульфидами, крупнозернистые биотитовые пироксениты с гранатом и апатитом, карбонатизированные пироксениты, карбонатиты, мелкозернистые габбро с биотитом и вкрапленностью сульфидов, сиениты, лампрофиры и разнообразные метаморфические породы. Таким образом, здесь впервые для Казахстана была выявлена совершенно особая ассоциация ультраосновных и щелочных пород, резко отличная от пород сложно-дифференцированных перидотит-пироксенит-норитовых интрузий Кокчетавской глыбы, но сходная с ассоциациями пород щелочно-ультраосновных платформенных комплексов Кольского полуострова (Кухаренко, 1962; Кухаренко, Орлова, 1964) и Приморского края (Руб, Левицкий, 1962). Было также установлено, что все тела ультраосновных — щелочных пород здесь приурочены к зоне субширотного глубинного разлома (см. рис. 54), отчетливо фиксируемого по геофизическим данным. В последующие годы Кокчетавская экспедиция продолжала буровые работы на площади магнитных аномалий с целью изучения геологии и петро-

графии выявленных под покровом рыхлых отложений щелочно-ультраосновных массивов, а также с целью поисков связанных с ними концентраций вермикулита и апатита. Выявленный новый комплекс погребенных щелочно-ультраосновных интрузий получил название «красномайского» (Михайлов, Тащинина, Перекалина, 1965; Летников, Панкратова, 1965).

Петрографические исследования пород красномайского комплекса производились Ю. М. Зориным и В. П. Яковенко, Н. П. Михайловым (1965, 1966), Ф. А. Летниковым и Н. Л. Панкратовой (1965, 1966), И. А. Ефимовым (1968), М. П. Орловой и др. Материалы всех этих исследователей учтены при нижеследующей характеристике красномайского щелочно-ультраосновного комплекса.

Краткая геологическая характеристика массивов

К настоящему времени в составе красномайского комплекса выявлены следующие погребенные интрузивные массивы (с востока на запад): Павловские, Красномайский, Карлыкульский и Барчинский, расположенные в зоне глубинного разлома, проходящего вдоль цепи бес-

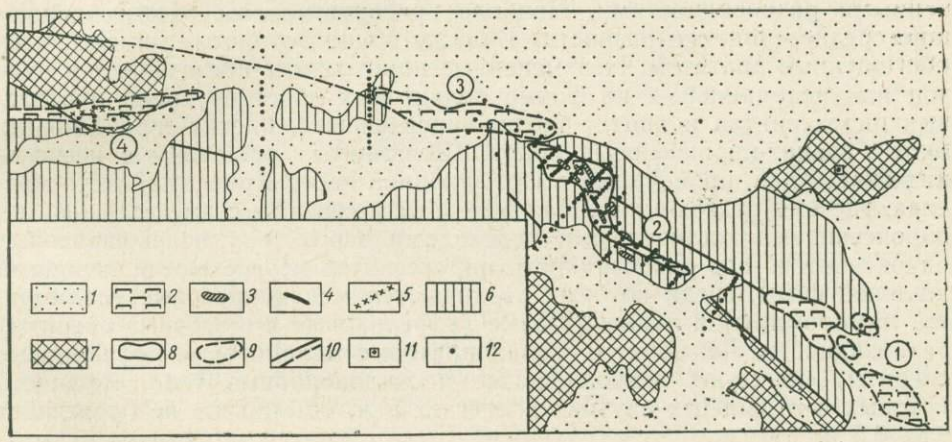


Рис. 73. Схема геологического строения Красномайской зоны щелочно-ультраосновных массивов (с учетом данных Ю. М. Зорина)

1 — рыхлые кайнозойские отложения; *2* — биотитовые и гранатовые пироксениты; *3* — сиениты, нефелиновые (либнеритовые) сиениты; *4* — карбонатиты; *5* — апатит-магнетитовая брекчия; *6* — кварциты и сланцы кокчетавской свиты; *7* — гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, эклогиты зерендинской серии; *8* — границы массивов, установленные буровыми скважинами; *9* — границы массивов, установленные магнитометрической съемкой; *10* — разломы; *11* — выход эклогитов ультраосновного состава («пироповых серпентинитов»); *12* — буровые скважины. Цифры в кружках — массивы щелочно-ультраосновных пород: 1 — Павловские; 2 — Красномайский; 3 — Карлыкульский; 4 — Барчинский

сточных солоноватых озер: Кенеткуль, Карлыкуль, Ащикуль и Барчинского (рис. 73). Бурение и систематическое петрографо-минералогическое изучение керна скважин были проведены в основном на Красномайском и Барчинском массивах; Карлыкульский и Павловские массивы вскрыты пока единичными буровыми скважинами.

В районе расположения массивов красномайского комплекса широко развиты кайнозойские осадочные образования, мощность которых на самих массивах достигает 30—70 *м*.

Красномайский массив, по данным Ю. М. Зорина, представляет собой типичную интрузию трещинного типа, имеющую в плане форму узкой изогнутой линзы длиной 4,5 *км* при ширине от 100 *м* до 800 *м* (в средней части). Массив залегает среди гнейсов, кристаллических сланцев и полосчатых кварцитов зерендинской серии докембрия. С поверхности до глубины 30—70 *м* Красномайский массив перекрыт чех-

лом неогеновых и плейстоценовых отложений мощностью 30—70 *м*, поэтому форма тела и внутреннее строение его устанавливаются по геофизическим данным и керну скважин. Установленный магнитометрической съемкой высокий градиент поля в северной и северо-восточной частях аномалии свидетельствует о резком, крутом контакте массива; плавное понижение напряженности поля на юго-западе аномалии указывает на относительно пологое падение контакта массива в этом направлении.

Нижняя возрастная граница массива определяется прорыванием и контактовым изменением (фенитизацией и скарнированием) вмещающих протерозойских толщ под воздействием интрузии. Верхняя возрастная граница не известна, так как более молодые образования (за исключением четвертичных) в районе массива не представлены. Имеющиеся цифры определения абсолютного возраста биотитовых пироксенитов аргоновым методом, полученные в лаборатории КазИМС, 480—500 млн. лет (данные Ю. М. Зорина и В. П. Яковенко) и 500—540 млн. лет (Ефимов, 1958), позволяют отнести время формирования массива к раннему палеозою.

Массив сложен в основном пироксенитами, в различной степени перекристаллизованными и часто перемежающимися с их минерализованными разновидностями. Наиболее распространены биотитсодержащие среднезернистые разности, а также крупнозернистые пироксениты, обогащенные апатитом. Неизмененные пироксениты встречаются в виде зон или неправильных по форме реликтовых участков среди биотитовых пироксенитов и апатит-биотит-пироксеновых, биотит-пироксеновых, биотит-гранат-пироксеновых пород. Шонкиниты встречены в нескольких скважинах, пройденных в юго-западной части Красномайского массива, где они слагают интервал 60—80 *м* и связаны с вмещающими их пироксенитами постепенными переходами через зону полевошпатовых пироксенитов. Все разновидности пироксенитов пересекаются породами жильной фазы, среди которых различаются меланократовые (ледмориты, лампрофиры) и лейкократовые (нефелиновые и щелочные сиениты) разновидности. Ледмориты (меланократовые меланитовые нефелиновые сиениты) образуют линзоподобные и жилоподобные тела, мощность которых в отдельных случаях достигает 5 *м*, обычно же не превышает 0,8—0,5 *м*.

Нефелиновые сиениты также, по-видимому, слагают дайки и линзовидные тела среди пироксенитов и в особенности их измененных разновидностей. Мощность жил и даек варьирует от первых десятков сантиметров до первых метров. Сами дайки нефелиновых сиенитов часто обнаруживают зональность: краевые части их являются более мелкозернистыми, меланократовыми (наряду с эгирином обычно присутствует и гранат) и в них хорошо проявлена трахитоидность, обусловленная субпараллельным расположением таблитчатых кристаллов полевого шпата. Породы центральной части жил отличаются более крупнозернистым и массивным сложением и лейкократовым составом, часто здесь наблюдается уменьшение нефелина вплоть до образования участков, по составу отвечающих щелочному сиениту. Щелочные сиениты имеют несколько более ограниченное распространение и наблюдаются в виде самостоятельных жил и отдельных обособлений в нефелиновых сиенитах. Гранатовые лампрофиры были встречены пока в двух скважинах, где маломощные жилы их отчетливо пересекали нефелиновые сиениты (рис. 74). В породах наблюдаются узкие (в пределах шлифа) зоны закалки. Таким образом, для дайковых пород, в значительной мере условно, может быть принята такая возрастная последовательность: ледмориты, нефелиновые и щелочные сиениты и лампрофиры.

Карбонатиты, также как и щелочные породы, не имеют площадного распространения в описываемом массиве. Они образуют маломощ-

ные и малопротяженные, как об этом можно судить по скважинам, линзообразные и жильные тела мощностью 0,5—20 *м* и многочисленные мелкие прожилки и системы их в пироксенитах. Карбонатиты являются наиболее молодыми по отношению ко всем породам Красномайского массива, т. к. отчетливо пересекают все разновидности пироксенитов, биотитовые слюдиты, нефелиновые и щелочные сиениты и часто замещают указанные породы вдоль зон милонитизации и рассланцевания вблизи контактов с карбонатитами.

На массиве развита площадная кора выветривания, перекрытая, как уже отмечалось, неогеновыми и плейстоценовыми глинами. Мощность коры выветривания непостоянна: от первых метров до 20—30 *м*. В строении ее выделяются: а) зона дезинтеграции и б) монтмориллонит-вермикулитовая зона, включающая промышленно ценные скопления вермикулита и апатита.

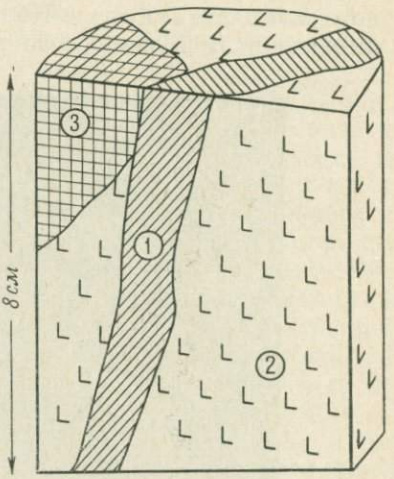


Рис. 74. Маломощная дайла гранатового лампрофира (1) пересекает нефелиновый сиенит (2) и ксенолит биотитового пироксенита (3). Зарисовка керна, скв. К-17, глубина 190 м

Барчинский массив расположен в 10 *км* к западу от Красномайского массива и в 2 *км* к юго-западу от Барчинского озера. Горными выработками здесь вскрыта продуктивная кора выветривания биотитовых пироксенитов с содержанием вермикулита 10—30% и пятиокиси фосфора от 4 до 15%. Кора выветривания перекрыта пролювиальными суглинками мощностью всего 1—1,5 *м*. Буровые скважины прошли в коре выветривания, мощность которой составляет в среднем 40 *м*, и вскрыли биотитовые и меланитовые пироксениты с жилами сиенитов и редко — карбонатитов. В двух канавах вскрыта зона магнетит-карбонатных пород с апатитом, в поверхностной части превращенных в штаффелитовую брекчию. Южный контакт массива, видимо, тектонический, так как здесь скважины более 100 *м* прошли в глинах, не достигнув поверхности массива. Судя по образцам керна и изучению шлифов, в Барчинском массиве развиты те же ультраосновные и щелочные породы, что и в Красномайском массиве.

Петрография

Ниже в порядке возрастной последовательности приведено краткое петрографическое описание пород Красномайского и Барчинского массивов.

Пироксениты являются самыми распространенными породами красномайского комплекса, они слагают собственно трещинные интрузии — Красномайский и Барчинский массивы. Среди них наиболее распространены крупнозернистые перекристаллизованные пироксениты и в различной степени измененные — биотитизированные, апатитизированные, гранатизированные, фельдштатизированные и карбонатизированные их разновидности.

Нормальные пироксениты характеризуются массивной текстурой мелко- и среднезернистым сложением и темно-зеленой окраской в образце. В редких случаях наблюдается трахитоидная текстура, обусловленная субпараллельным расположением короткопризматических (1,5—2 *мм*) кристаллов пироксена. Почти нацело они сложены диопсид-авгитом ($cNg = 38—40°$, $2V = +60$, $Ng = 1{,}709$, $Nm = 1{,}686$,

$Np = 1{,}678$), изометричные и призматические зерна которого располагаются без какой-либо закономерности, что обусловливает призматическизернистую структуру. В резко подчиненном количестве в описываемых породах присутствуют апатит (3—5 до 8% объема породы) и более поздние минералы — меланит, биотит и кальцит. Химический состав описываемых пород приведен в табл. 35 (ан. 1—5). В целом анализированные породы близки к пироксенитам щелочно-ультраосновного комплекса Карело-Кольской провинции, особенно к нормальным пироксенитам Ковдорского массива (Кухаренко, Орлова, Булах и др.,

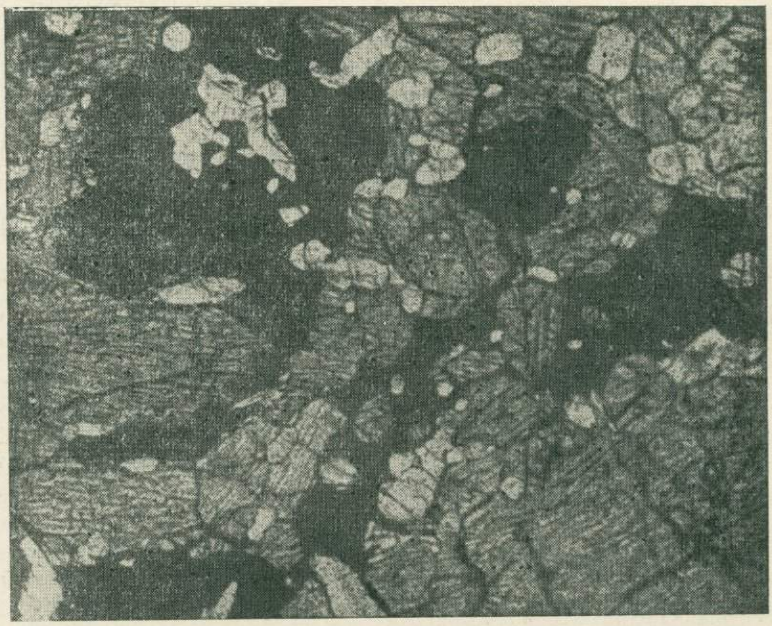


Рис. 75. Неправильные выделения титаномагнетита (черное), включающего апатит (белое) и пироксен (серое) в пироксените. Рудный пироксенит, скв. Б-1, глубина 72 м. Без анализатора, увел. 25

1965), отличаясь от последних резко повышенным содержанием пятиокиси фосфора.

Титаномагнетитовые разновидности отличаются от нормальных пироксенитов более темной окраской и несколько большим удельным весом в образце. Текстура их массивная, изредка полосчатая, обусловленная чередованием тонких прослойков, обогащенных титаномагнетитом с почти чисто силикатными слойками. Кроме пироксена (диопсид-авгит, $cNg = 42°$, $2V = 56—60$, $Ng = 1{,}722$, $Nm = 1{,}700$, $Np = 1{,}692$), существенную роль здесь играет рудный минерал, составляющий 8—10% породы. В качестве минералов-примесей как правило присутствуют апатит (замутненный), гранат и биотит. Рудный минерал обычно присутствует в виде мелкой равномерно-рассеянной вкрапленности ксеноморфных зерен, приуроченных к границам кристаллов пироксена. В более редких случаях он наблюдается в виде мелких (2—4 до 6 *мм*) гнездообразных выделений (рис. 75), пойкилитово включающих пироксен и апатит. Химический состав рудных пироксенитов приведен в табл. 35 (см. №№ 6—9). От нормальных пироксенитов описываемые породы отличаются высоким содержанием FeO (7,42—9,21%), Fe_2O_3 (10,88—12,64) и TiO_2 (1,75—2,38%). От рудных пироксенитов Карело-Кольской провинции красномайские пироксениты отличаются более низким содержанием двуокиси титана (2% против 5,30%) и повышенным содержанием P_2O_5.

Полевошпатовые пироксениты отличаются от нормальных разновидностей несколько более светлой окраской благодаря присутствию тонкорассеянных мелких зерен и прерывистых прожилков полевого шпата. Пироксен — отчетливо зональный эгирин-диопсид — по прежнему является главной составной частью породы, слагая 80—85% ее объема. В подчиненных количествах присутствуют калиевый полевой шпат (8—10%), роговая обманка (4—7%), апатит (3—5%), рудный минерал (1—2%), биотит (5—7%), а также хлорит и кальцит. Структура пород призматическизернистая и пойкилитовая в участках, обогащенных полевым шпатом.

Крупнозернистые пироксениты перекристаллизованные. К этой группе отнесены крупно- и грубозернистые разновидности пироксенитов, часто с крустификационной текстурой, когда шестоватые кристаллы пироксена располагаются перпендикулярно к границам зон среди более мелкозернистых пироксенитов массивного сложения. Эта одна из наиболее распространенных разновидностей среди пироксенитов красномайского комплекса. Выделение ее в значительной мере условно, так как по минеральному составу сюда попадают нормальные, рудные, полевошпатовые пироксениты, а также разновидности пироксенитов, обогащенные биотитом, гранатом и кальцитом. Породы этой группы характеризуются нематогранобластовой, местами пойкилобластовой структурой, при этом часто крупные (до 1,5—2 *см* длиной) призмы пироксена располагаются субпараллельно, а более мелкие выделения апатита, титаномагнетита, биотита, граната приурочены к промежуткам между ними. Пойкилобластовая структура обусловлена наличием пойкиловключений, представленных главным образом апатитом в пироксене и биотите.

Главной составной частью крупно- и грубозернистых пироксенитов является пироксен (диопсид-авгит, $cNg=41°$, $Ng=1{,}722$, $Nm=1{,}701$, $Np=1{,}692$), составляющий 65—70% породы. В значительно больших количествах по сравнению с мелко- и среднезернистыми пироксенитами здесь присутствуют апатит, а также биотит (4,4—12%) и гранат, содержание которых варьирует в широких пределах.

Таким образом в перекристаллизованных пироксенитах последовательность минералообразования можно представить в виде следующей схемы: пироксен + титаномагнетит → апатит + биотит → меланит → кальцит.

Шонкиниты встречены в керне скважин из краевых зон массивов, где они связаны постепенными переходами с полевошпатовыми пироксенитами.

Под микроскопом шонкиниты обнаруживают пойкилитовую структуру, обусловленную присутствием таблитчатых кристаллов ортоклаза, включающих слабо резорбированные призматические кристаллы пироксена и апатита (рис. 76). Главными компонентами пород являются пироксен (диопсид-авгит, $cNg=40°$, $Ng=1{,}719$, $Nm=1{,}697$, $Np=1{,}688$), составляющий около 50% объема породы и ортоклаз ($Ng=1{,}522$, $Np=1{,}517$, $2V=-70°$), слагающий 40%. Акцессорные минералы представлены сфеном и апатитом; содержание последнего в некоторых случаях достигает 9%. Вторичные минералы представлены биотитом, серицитом и кальцитом. В табл. 35 приведен химический состав шонкинита по данным И. А. Ефимова (1968).

Породы дайковой фазы. Щелочные и нефелиновые сиениты образуют многочисленные жилы и системы жил, пересекающие пироксениты Красномайского и Барчинского массивов. По минеральному составу и текстурно-структурным особенностям среди них выделяются: 1) меланократовые гранатовые сиениты с нефелином типа ледморитов, 2) лейкократовые нефелиновые сиениты и 3) лейкократовые щелочные сиениты иногда с фельдшпатидом и небольшим количеством граната.

Наиболее распространенными среди пород дайковой фации являются меланократовые гранатовые сиениты — ледмориты. Они слагают маломощные жилы, в строении которых наблюдается определенная зональность: краевые зоны являются более меланократовыми и мелкозернистыми, центральные — более лейкократовыми и крупнозернистыми. Ледмориты характеризуются массивной текстурой и пойкилитовой (рис. 77), в отдельных участках сегрегационной структурой. Пойкили-

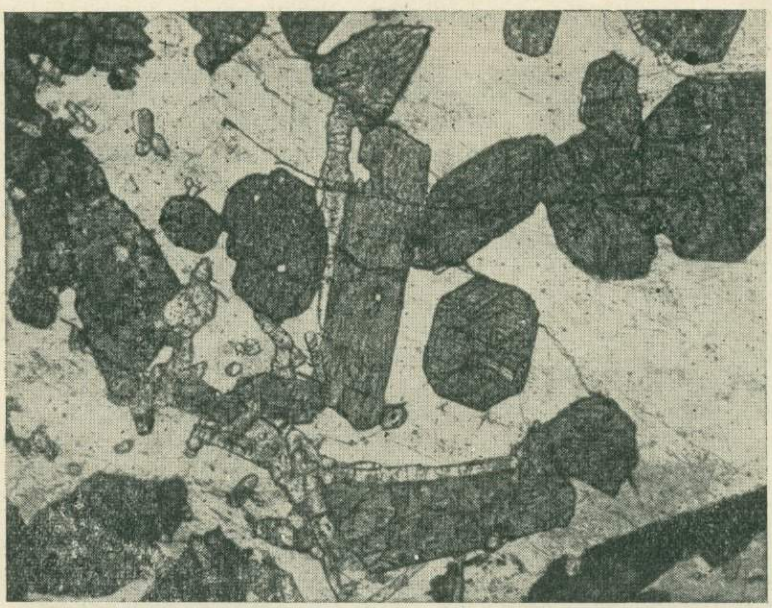


Рис. 76. Шонкинит пойкилитовой структуры. Полевой шпат (светлое) включает апатит и пироксен. Скв. К-13, глубина 148 м. Без анализатора, увел. 25

Химический состав ультраосновных и щелочных

Название породы	Пирок								
	нормальные						руд		
№ образца	70	131	110	814	176	Среднее	154	189	226
Окислы	1	2	3	4	5	1—5	6	7	9
SiO_2	44,84	43,20	43,30	45,30	42,90	43,91	38,28	38,41	36,96
TiO_2	1,04	0,76	0,66	0,68	0,88	0,80	2,00	1,75	2,38
Al_2O_3	3,03	3,52	3,07	1,93	3,44	3,00	2,84	2,73	3,11
Fe_2O_3	4,01	3,65	4,35	2,88	3,63	3,70	11,95	12,47	12,64
FeO	5,43	3,90	6,10	4,21	3,73	4,67	9,21	7,42	8,59
MnO	0,21	0,20	0,30	0,18	0,15	0,21	0,31	0,24	0,20
MgO	11,34	10,68	10,91	12,72	11,85	11,50	9,58	10,04	9,56
CaO	25,58	27,20	22,98	26,92	26,36	25,81	21,77	22,71	22,21
BaO	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы
SrO	0,09	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,02	0,07	Не опр.	0,06
Na_2O	0,75	0,44	1,70	0,09	0,06	0,61	0,60	0,02	0,60
K_2O	0,35	0,48	0,70	0,23	0,75	0,50	0,61	0,55	0,77
ZrO_2	0,04	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—	0,01	0,02	Не опр.	0,03
P_2O_5	1,18	4,24	3,47	1,98	4,56	3,10	2,02	2,82	1,80
H_2O-	0,12	0,05	0,14	0,37	0,12	0,16	сл.	0,08	0,16
H_2O+	0,49						0,19		0,45
CO_2	1,84	1,60	2,25	2,71	1,61	2,10	0,24	1,11	0,76
F	0,10						0,13		0,13
S вал.	Не опр.	0,01	0,02	0,06	0,02	0,02	Не опр.	0,07	Не опр.
Сумма	100,44	99,93	99,95	100,26	100,06	100,12	99,82	100,42	100,41

товая структура обусловлена наличием, как и в шонкинитах, таблитчатых кристаллов ортоклаза, включающих равномерно рассеянные кристаллы меланита, призмочки пироксена и таблитчатые кристаллы биотита.

Главными компонентами породы являются ортоклаз, составляющий 30—70% породы, меланит, слагающий обычно около 30% объема породы и пироксен (эгирин-диопсид, $cNg = 45—60°$, $Ng = 1{,}726$, $Np = 1{,}704$), составляющий в наиболее типичных образцах 15—18%. Псевдоморфозы серицита по нефелину составляют 3—7% в отдельных случаях до 30%. В подчиненном количестве, но почти всегда присутствуют биотит (1,8—8%, $Nm = 1{,}625—1{,}648$), магнетит, апатит и вторичные минералы: сфен, хлорит, серицит, альбит и кальцит. О наличии нефелина в ледморитах можно судить лишь по псевдоморфозам тонкочешуйчатого серицита, сохраняющим изометричную форму зерен нефелина, включенных в полевом шпате. В более редких случаях наблюдались псевдоморфозы тонкочешуйчатого серицита по микрографическим вросткам фельдшпатида в полевом шпате. В крупнозернистых участках ледморитов наряду с микрографическими срастаниями фельдшпатида наблюдались крупные гексагональные сечения, выполненные крупночешуйчатым серицитом. Таким образом, в ледморитах устанавливается несколько минеральных ассоциаций, соответствующих нескольким стадиям кристаллизации: 1) первичная: эгирин-диопсид, нефелин, полевой шпат, меланит; 2) вторичная: биотит, сфен, альбит; 3) более низкотемпературная вторичная: серицит, хлорит, кальцит. Иногда к тонким кальцитовым прожилкам, секущим ледмориты, приурочена обильная вкрапленность сульфидов. Химический состав ледморитов приведен в табл. 35 (см. 11—14). По составу они близки к шонкинитам описываемого комплекса, отличаясь от них несколько большим количеством TiO_2. В целом же ледмориты, по-видимому, представляют собой гибридные породы, пересыщенные кальцием и титаном в процессе реакционного взаимодействия с вмещающими породами.

Таблица 35

пород красномайского комплекса

сениты			Ледмориты					Сиениты			
ные		Шонкинит						нефелиновые	щелочные		
724	Среднее		1304	1308	123	181	Среднее	116	188	1305	Среднее
9	6—9	10	11	12	13	14	11—14	15	16	17	15—17
38,46	38,03	40,07	38,87	38,75	47,92	43,74	42,32	59,84	57,55	60,10	58,82
2,00	2,03	2,26	2,36	2,37	0,64	0,86	1,56	0,31	0,45	0,48	0,47
4,21	3,22	10,58	7,27	7,12	13,90	11,84	10,03	17,63	17,13	16,71	16,92
10,88	11,99	4,04	10,89	11,03	3,64	8,51	8,52	1,38	1,63	1,55	1,59
7,42	8,16	11,13	5,17	5,17	1,92	3,17	3,86	2,25	3,21	1,99	2,6
0,18	0,23	0,34	0,42	0,42	0,12	0,28	0,31	0,09	0,10	0,07	0,08
10,38	9,89	5,22	2,76	1,33	1,70	3,61	2,35	1,07	0,25	1,04	1,15
22,14	22,21	15,66	20,71	22,55	11,92	15,08	17,56	2,41	3,10	2,58	2,84
Следы	Следы	0,21	0,37	0,29	0,59	0,82	0,52	0,32	0,91	0,30	0,60
0,05	0,05	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,30	Не опр.	Не опр.	—	—	—	—
0,50	0,43	1,00	0,68	0,57	0,62	0,64	0,63	3,25	нет	0,42	0,21
0,85	0,70	2,60	3,93	4,07	10,64	6,24	6,22	9,03	13,45	13,13	13,29
0,02	0,02	—	Не опр.	—	0,06	Не опр.	—	—	—	—	Не опр.
1,65	2,07	0,76	0,85	0,93	0,26	1,78	0,96	0,21	0,28	0,13	0,20
Следы	0,06	Не опр.	0,16	0,16	Следы	0,14	0,11	0,12	0,09	0,17	0,13
0,80		0,14			0,88						
0,72	1,17	5,88	5,32	5,30	5,08	3,25	4,98	2,05	1,71	1,38	1,54
0,16					0,08						
	0,02		0,93	0,93	Не опр.	0,03	0,47	0,32	0,41	0,30	0,35
100,42	100,28	99,80	100,69	100,99	100,27	99,99	100,40	100,28	100,27	100,35	100,79

Нефелиновые сиениты характеризуются светлой, светло-серой или розовой окраской и массивной текстурой. На поверхности керна и на свежем сколе нефелин (вернее, псевдоморфозы по нему) в этих породах отличается матовой зеленовато-серой окраской. Кроме полевого шпата (альбита и микроклин-пертита, $Ng=1{,}524$, $Nm=1{,}521$, $Np=1{,}517$, $2V=-72°$), составляющего 60—70% и псевдоморфоз по нефелину (18—20%) — основных компонентов породы, в нефелиновых



Рис. 77. Ледморит пойкилитовой структуры. Полевой шпат включает меланит (темное), эгирин-диопсид и апатит. Скв. К-13, глубина 165 *м*. Без анализатора, увел. 25

сиенитах в подчиненных количествах присутствуют эгирин-диопсид, гранат (андрадит, $N=1{,}890\pm0{,}003$), биотит, магнетит, сфен ($Ng=2{,}043$, $Nm=1{,}908$, $Np=1{,}901$) и апатит. Вторичные минералы представлены серицитом и цеолитами (гидронефелин и натролит), развивающимися по нефелину, хлоритом — по биотиту, и кальцитом. Структура нефелиновых сиенитов гипидиоморфнозернистая с менее хорошо проявленным идиоморфизмом нефелина по отношению к полевому шпату (рис. 78). Андрадит в этих случаях также более ксеноморфен по отношению к полевому шпату и нефелину. Биотит располагается в интерстициях между зернами полевого шпата и нефелина, а эгирин-диопсид тяготеет к призальбандовым частям жил.

Мы располагаем только одним химическим анализом нефелинового сиенита (см. табл. 35). В целом нефелиновые сиениты красномайского комплекса близки к нефелиновым сиенитам Карело-Кольской щелочно-ультраосновной формации (Кухаренко, Орлова, Булах и др., 1965), отличаясь от них понижением содержания Na_2O, что, по-видимому, связано с интенсивным замещением нефелина в описываемых породах серицитом.

Щелочные сиениты отличаются трахитоидной текстурой, обусловленной субпараллельной ориентировкой мелких таблитчатых кристаллов полевого шпата. Кроме полевого шпата (ортоклаза, $Ng=1{,}522$, $Nm=1{,}521$, $Np=1{,}517$) и альбита, составляющего 85—90% объема породы, в щелочных сиенитах присутствуют эгирин-диопсид,

очень редко гранат (андрадит), сфен, циркон, биотит, иногда интенсивно хлоритизированный, и кальцит. Структура этих пород трахитоидная, при этом обычно темноцветные и акцессорные минералы — пироксен, биотит, сфен, гранат и циркон приурочены к интерстициальным промежуткам таблитчатых выделений полевого шпата, располагающихся субпараллельно. Ортоклаз характеризуется часто зональным строением и наличием простых двойников. О химическом составе сиенитов можно судить по двум химическим анализам, приведенным в

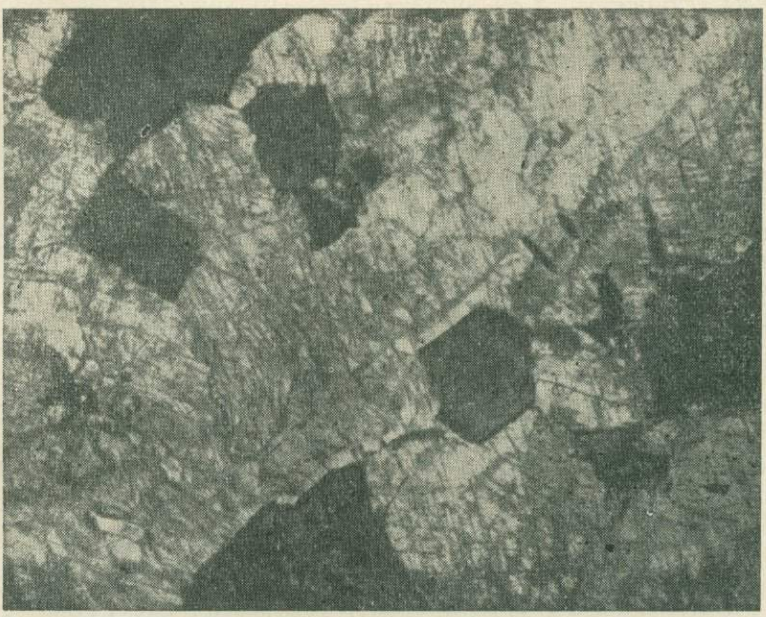


Рис. 78. Структура нефелиновых сиенитов. Измененный нефелин (серое) отчетливо идиоморфнее полевого шпата (светлое). Скв. К-21, глубина 130 *м*. Без анализатора, увел. 25

табл. 35. В отличие от нефелиновых сиенитов, щелочные сиениты при относительно высоком содержании глинозема (16—17%), аналогично нефелиновым сиенитам, содержат большое количество K_2O и менее 0,5% Na_2O.

В контакте нефелиновых сиенитов или ледморитов с пироксенитами в узкой приконтактовой зоне происходит их гранатизация, эгиринизация и нефелинизация. В контакте щелочных сиенитов с пироксенитами (по мере приближения к контакту) устанавливаются явления перекристаллизации, биотитизации и гранатизации пироксенитов с развитием ортоклаза в пределах узких зон экзоконтакта.

Постмагматические образования. Биотит-пироксеновые породы являются наиболее распространенной разновидностью постмагматических образований в Красномайском и Барчинском массивах. Они связаны постепенными переходами с перекристаллизованными и неизмененными пироксенитами и с существенно биотитовыми слюдитами. К участкам распространения биотит-пироксеновых пород также часто приурочены зоны тонкой инъекции щелочных и нефелиновых сиенитов, сопровождаемых зонами и полосами пород, обогащенных гранатом. Главными минералами описываемых пород являются пироксен (диопсид, $cNg = 38—40°$, $Ng = 1{,}710°$, $Nm = 1{,}687$, $Np = 1{,}680$), составляющий от 40 до 75% объема породы и биотит (Nm меняется от 1,623 до 1,628), содержание которого сильно варьирует в пределах от 10—

12% до 33—35% породы. В качестве породообразующего минерала часто присутствует апатит (фторапатит, согласно оптическим данным $No=1{,}642$, $Ne=1{,}638$), количество которого резко меняется (от 3—4% до 15—16%). В качестве второстепенных примесей в биотит-пироксеновых породах присутствуют титаномагнетит, меланит, сфен, а также хлорит и кальцит. Содержание меланита в отдельных случаях достигает 8—10% и более.

В пироксен-биотитовых слюдитах биотит ($Nm=1{,}618$) является главной составной частью, слагая 60—77% объема породы, а пироксен (диопсид, $cNg=38°$) находится в резко подчиненном количестве (37—20%). Апатит здесь играет роль акцессория, другие минералы-примеси представлены магнетитом, гранатом и сфеном.

Меланит-пироксеновые и биотит-меланит-пироксеновые породы приурочены к зонам распространения биотит-пироксеновых пород, а также к участкам инъекции щелочных сиенитов, полевошпатовых прожилков и к контактам с дайками щелочных и нефелиновых сиенитов. Часто ортоклаз-гранатовые породы имеют тонкополосчатую текстуру, обусловленную чередованием тонких полос, обогащенных гранатом и содержащих реликты пироксена, с существенно полевошпатовыми полосами. Структура в таких случаях такситовая, сегрегационная, обусловленная кучным распределением мелких зерен пироксена, полевого шпата и граната. Сегрегации мелких зерен последнего часто в краевой части приобретают огранку, при этом состав граната меняется от меланитового ($N=1{,}896$) до меланит-андрадитового ($N=1{,}846$) в краевых зонах метабласт. Гранат, как правило, содержит реликты пироксена и в свою очередь подвергается биотитизации.

Биотит-гранат-кальцитовые породы, по геологическому положению, минеральному составу и текстурно-структурным особенностям представляют собой промежуточное звено между интенсивно измененными пироксенитами (гранатизированными, биотитизированными и фельдшпатизированными) и щелочными породами, с одной стороны, и существенно карбонатными породами — карбонатитами, с другой. Главными минералами этой группы пород являются биотит (14—30%), меланит (25—50%) и кальцит (30—50%). В качестве реликтовых минералов в резко подчиненном количестве присутствуют ортоклаз (18—20%) и пироксен (10—0,5%). Акцессорные минералы представлены магнетитом и апатитом. В качестве постоянной примеси наблюдаются также хлорит и сульфиды (пирит и халькопирит). При изучении пород описываемой группы под микроскопом выявляется исключительная неоднородность их как в отношении количественного минерального состава, так и их структуры. По минеральному составу можно увидеть всю гамму перехода от существенно гранатовых, биотит-гранатовых, пироксен-биотит-гранатовых и ортоклаз-биотит-гранатовых к существенно кальцитовым породам. С увеличением в породах кальцита неизменно уменьшается роль более ранних реликтовых минералов — пироксена, ортоклаза и граната. Для этих пород очень характерны структуры замещения, где кальцитизации и биотитизации обычно предшествуют явления интенсивного дробления и милонитизации.

Карбонатиты слагают линзовидные маломощные тела или зоны жилоподобных тел среди измененных пироксенитов и щелочных пород. По минеральному составу среди них выделяются диопсид-биотит-кальцитовые и существенно кальцитовые, форстерит (серпентин)-флогопит-кальцитовые и доломитовые карбонатиты, возникающие на ранних стадиях карбонатитового процесса. К первой стадии исследователями Красномайского и Барчинского массивов (Н. Л. Панкратовой, О. Г. Лухтановой, И. А. Ефимовым, Л. Г. Косинцевой, Ф. А. Летниковым) отнесены диопсид-биотит-кальцитовые, меланит-биотит-кальцитовые и кальцитовые карбонатиты. Диопсид, биотит и меланит в этих

разновидностях карбонатитов слагают от 8 до 15—20% каждый, а кальцит является главным компонентом породы, составляя 60—70% объема породы. В качестве второстепенных минералов присутствуют форстерит, флогопит ($Nm=1{,}603$), сфен, лейкоксен и апатит, а также минералы-примеси: магнетит, пирохлор, ильменит, рутил, шпинель, циркон. Текстура описываемых пород сланцеватая, структура лепидогранобластовая или гранобластовая, при этом породообразующие минералы биотит, пироксен и кальцит, как правило, несут на себе следы катаклаза и деформации.

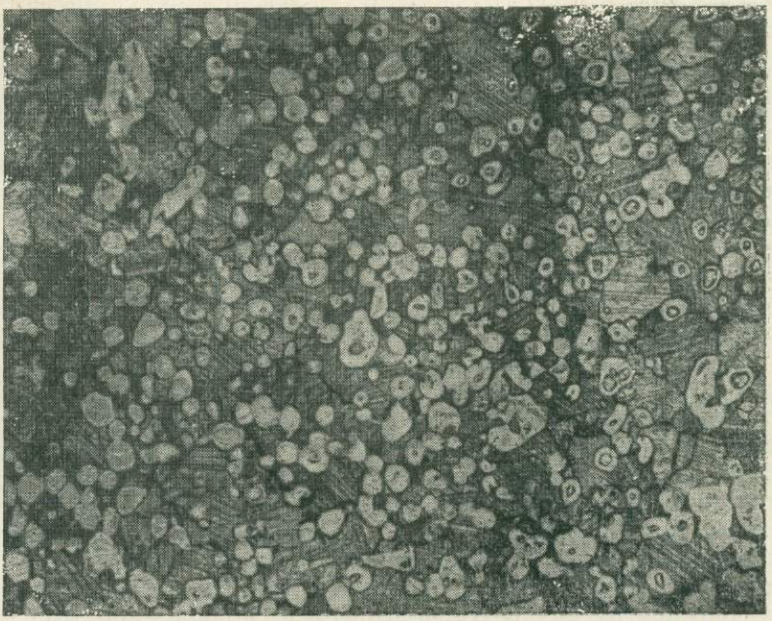


Рис. 79. Кальцитовый карбонатит с равномерно распределенным в нем форстеритом (частично или полностью серпентинизированным). Скв. К-4, глубина 190*м*. Без анализатора, увел. 25

Форстерит-флогопит-кальцитовые и апатит-форстерит-кальцитовые породы с магнетитом относятся ко второй стадии карбонатитового процесса. Форстерит ($Ng=1{,}668$, $Nm=1{,}635$), частично или полностью замещенный серпентином, составляет от 12—15% до 30% объема породы и обычно равномерно распределен в породе (рис. 79). Второстепенные минералы представлены диопсидом, меланитом, сфеном, лейкоксеном и анальцимом. В качестве акцессорных минералов (по данным Н. Л. Панкратовой, 1966) встречены циркелит, пирохлор, бадделеит, бастнезит. В отдельных телах описываемых пород (наиболее крупное тело найдено на Барчинском массиве) содержание апатита, а в коре выветривания апатита и штаффелита вместе достигает 30—40% объема, и породы близки по своему составу к апатит-форстеритовым породам железорудного комплекса массивов Вуориярви и Ковдор Карело-Кольской провинции. Текстура пород сланцеватая, структура гранобластовая, микроочковая благодаря присутствию мелких округлых включений форстерита в карбонате.

Самыми молодыми, относимыми к третьей стадии, являются доломитовые ($No=1{,}682$, $Ne=1{,}501$) карбонатиты, содержащие в виде второстепенной примеси кальцит, тальк, диопсид, флогопит, форстерит, меланит, сфен, лейкоксен. Акцессорные минералы представлены магне-

Средние химические составы ультраосновных, щелочных пород

Горные породы	Количество анализов	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
Пироксениты безрудные	17	34,22	1,74	6,89	7,30
Сиениты меланократовые, щелочные и нефелиновые	21	51,36	0,78	15,72	3,17
Шонкиниты, малиньиты, сиениты меланократовые	5	43,18	1,07	7,95	4,40
Сиениты щелочные	5	52,02	0,51	20,75	1,36
Сиениты гранатовые (ледмориты)	11	52,11	0,70	16,91	3,47
Карбонатиты	5	17,73	0,39	4,80	1,73

титом, шпинелью, апатитом. Н. Л. Панкратовой найден здесь иттрофлюорит.

Все разновидности карбонатитов содержат сульфиды (пирит, халькопирит), при этом сульфидная минерализация является более поздней по отношению к их формированию. Тонкие микропрожилки сульфидов пересекают карбонатитовые тела и выходят, как отмечают все исследователи массивов, за пределы этих тел.

В табл. 36 приведены средние химические составы главных типов горных пород красномайского комплекса, усредненные по данным химическим анализов пород, приведенных в работах И. А. Ефимова (1968), Г. Ф. Летникова (1966) и по нашим данным (см. табл. 35). При сравнении их со средними типами аналогичных пород Карело-Кольской щелочно-ультраосновной провинции (Кухаренко, Орлова, Булах и др., 1965) выявляются их сходство и существенные различия. Ультрабазитовая серия, которая в сложных массивах Карело-Кольского региона включает оливиниты (рудные, нормальные, мелилитовые), пироксениты (рудные, нормальные, нефелиновые), в красномайском комплексе представлена только пироксенитами, близкими по химическому составу к безрудным пироксенитам Карело-Кольской провинции, но отличающимся от них резко повышенным количеством A_2O_3, а также K_2O и P_2O_5.

Щелочные серии, насчитывающие в Карело-Кольской провинции ряд пород (малиньиты, мельтейгиты, ийолиты, уртиты, нефелиновые и щелочные сиениты), в красномайском комплексе представлены лишь полевошпатовым членом — шонкинитами и конечными членами серии — щелочными и нефелиновыми сиенитами. Нефелиновые и щелочные сиениты красномайского комплекса от щелочных и нефелиновых сиенитов Карело-Кольской провинции отличаются более высоким содержанием CaO и K_2O при пониженном содержании Na_2O. Постмагматические образования в комплексе представлены высокотемпературными метасоматитами: биотит-пироксеновыми, биотит-меланит-пироксеновыми, существенно биотитовыми, обогащенными апатитом, ортоклаз-меланитовыми, существенно меланитовыми, ортоклаз-меланит-кальцитовыми породами и собственно карбонатитами различного состава.

Собственно карбонатитовая серия пород описываемого комплекса, включающая апатит-форстерит-магнетитовые породы с кальцитом, кальцитовые и доломитовые карбонатиты, в целом близка к карбонатитам Карело-Кольской и Маймеча-Котуйской провинций.

Все породы красномайского комплекса, за исключением собственно карбонатитов, характеризуются повышенным содержанием пятиокиси фосфора по сравнению с аналогичными породами других провинций. Сравнительный анализ содержания элементов-примесей в породах красномайского комплекса, по данным полуколичественного спектрального анализа 180 проб (лаборатория ВСЕГЕИ), и сопоставление их с

Таблица 36

и карбонатитов красномайского комплекса (в вес. %)

FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П. п. п.
6,05	0,19	10,03	20,14	0,41	2,27	4,22	—
3,03	0,10	3,10	8,16	2,91	6,85	0,44	—
4,60	0,16	6,57	19,24	0,97	4,22	0,52	5,36
2,09	0,08	1,30	1,01	5,91	5,53	0,16	1,53
2,54	0,09	1,87	7,00	2,68	8,48	0,55	1,79
1,57	0,10	13,65	32,03	0,10	1,33	0,58	24,35

данными по Карело-Кольской щелочно-ультраосновной провинции (Кухаренко, Орлова, Булах и др., 1965) показывает, что пироксениты красномайского комплекса в отличие от карело-кольских не содержат Nb и Ta, концентрирующихся в перовските и отличаются несколько повышенным (0,01—0,1 до 1% в ряде проб) содержанием Zr. Пироксениты, перекристаллизованные и обогащенные апатитом, характеризуются повышенным по сравнению с нормальными разновидностями содержанием редкоземельных элементов (Y, Yb до 0,1%), а также Sr (большая часть анализированных проб содержит до 1% Sr), фиксирующихся в апатите. Меланитсодержащие пироксениты содержат в большем количестве Zr и TR (Y и Yb), что заметно отличает их от нормальных пироксенитов того же комплекса. Карбонатиты красномайского комплекса характеризуются присутствием следующих элементов-примесей: Ba и Sr (0,01—0,1 до 1%), Nb (0,001—до 0,1), Zr (0,001—0,1 до 1%), Ce и La (0,01—до 1%); Pb, Cu (0,001—0,01), Cu (до 0,1%), Co (0,001—0,1%) и некоторых других. Наиболее типичными являются Ba, Sr, Nb, Zr, Ce и La, что сближает карбонатиты описываемого комплекса с карбонатитами Кольского полуострова.

* *
*

Изучение массивов красномайского интрузивного комплекса показало наличие в них почти всей ассоциации горных пород, характерных для щелочно-ультраосновных платформенных комплексов с присущей им минерагенией (вермикулит, апатит, меланит, TR). Это позволяет с полным основанием отнести красномайский интрузивный комплекс к той хорошо известной для древних платформ щелочно-ультраосновной формации, которая характеризуется уникальным петрологическим сочетанием двух различных серий горных пород: ультраосновных и щелочных, проявляющихся совместно в строении отдельных интрузивных массивов (Кухаренко, 1962). Как и большинство платформенных щелочно-ультраосновных комплексов, интрузии красномайского комплекса локализуются в узкой тектонической зоне глубинного разлома, вдоль которой, видимо, происходило вертикальное перемещение крупных блоков древнего фундамента Кокчетавской глыбы. Щелочно-ультраосновные интрузии платформенных комплексов обычно построены по единому плану и представляют собой многофазные образования центрального типа, характеризующиеся зональным расположением отдельных серий пород (Кухаренко, 1962). Однако среди них встречаются и интрузии трещинного типа, причем для Карело-Кольской провинции установлено, что трещинное залегание интрузивных тел с преобладанием в их составе ультраосновных пород характеризует более глубинные (более глубоко эродированные) интрузии, в которых породы щелочной серии представлены лишь жильными телами. Близповерхностные массивы, напротив, представляют собой мощные конфокально-конические

образования, сложенные главным образом щелочными породами при подчиненном развитии ультрабазитов (Кухаренко, Орлова и др., 1965, стр. 649).

Совершенно очевидно, что массивы красномайского комплекса относятся к первому типу интрузивных образований щелочно-ультраосновной формации, отличающихся более глубокими эрозионными сечениями.

Красномайский и Барчинский интрузивы являются сложными, формирование их происходило, по-видимому, в несколько этапов. К первому, магматическому, этапу относится формирование главных тел трещинных интрузий. Внедрение и кристаллизация пироксенитов, по-видимому, составляют первую фазу, в то время как дайковые тела ледморитов, щелочных и нефелиновых сиенитов должны быть отнесены ко второй самостоятельной фазе внедрения и кристаллизации. Положение меланократовых пород шонкинитовой серии остается не выясненным, и можно лишь предполагать, что они представляют собой краевую фацию пироксенитов, аналогичную таковым в интрузиях центрального типа. Второй фазе предшествовали и ей сопутствовали, по-видимому, интенсивные процессы перекристаллизации и щелочного метасоматоза пироксенитов, сопровождавшиеся наряду с привносом щелочей (главным образом К) и алюминия, а также фосфора и фтора, вызвавшие образование многочисленных зон крупнозернистых апатит-диопсидовых, апатит-биотит-диопсидовых и полевошпат-меланит-пироксеновых пород, а также слюдитов и эгиринизированных пироксенитов.

Формирование апатит-магнетит-кальцитовых пород и карбонатитов происходило, по-видимому, во второй, постмагматический этап формирования массивов, в развитии которого также можно выделить несколько стадий: от наиболее высокотемпературных, когда возникли апатит-форстерит-магнетит-кальцитовые породы и кальцитовые карбонатиты с форстеритом, до низкотемпературных — доломитовых карбонатитов. Образование пород карбонатитовой серии сопровождалось перекристаллизацией, переотложением ряда минералов (апатита, слюд) и интенсивной карбонатизацией в зонах дробления и трещиноватости.

Таким образом, при сравнительно простой истории формирования массивов в течение первой фазы интрузивного этапа специфику и минерагению красномайского комплекса окончательно определили контактово-реакционные и автометасоматические (в широком смысле этого термина) преобразования пироксенитов в связи с формированием пород щелочной и карбонатитовой серий.

Петрографическими особенностями красномайского комплекса, отличающими его от щелочно-ультраосновных комплексов Северной Карелии, Кольского полуострова и Приморья, являются:

1) присутствие среди пород комплекса только крайних членов серий: пироксенитов и нефелиновых сиенитов; правда, отсутствие здесь щелочных пород бесполевошпатовой группы (мельтейгитов, ийолитов и уртитов), а также оливинитов может быть связано с недостаточной изученностью массивов этого комплекса, целиком погребенных под мощным плащом рыхлых кайнозойских отложений и вскрытых пока немногими буровыми скважинами;

2) существенно калиевый, а не натровый характер пород сиенитовой серии;

3) общая высокая железистость темноцветных минералов; наличие очень железистого биотита вместо флогопита, появление железисто-титанистого граната (меланита) и пр.;

4) меньшая недосыщенность SiO_2, меньшие содержания TiO_2, TR_2O_3 и в породах интрузивных серий;

5) большая роль высокотемпературных предкарбонатитовых гранат-полевошпатовых метасоматитов.

Указанные различия, по-видимому, являются провинциальными, отражающими специфику формирования комплекса в пределах Кокчетавской глыбы и особенности состава исходного расплава.

По геологическому строению и особенностям проявления постмагматических процессов изученные к настоящему времени массивы красномайского комплекса можно сравнить с отдельными массивами Карело-Кольского региона. Близким аналогом Красномайского и Барчинского массивов является массив Вуориярви в Северной Карелии, отличающийся от других массивов Карело-Кольского региона менее выраженным конфокальным строением, меньшей ролью в строении его мельтейгитов и ийолитов, наличием полевошпатовых членов этой серии — малиньитов, развитых в западной части массива (Волотовская, 1958) и, что самое главное, широким проявлением автометасоматических процессов — амфиболизации, диопсидизации, флогопитизации, карбонатизации пироксенитов, сопровождавшихся явлениями их перекристаллизации и апатитизации. Среди поздне- и постмагматических образований массива Вуориярви широко развиты существенно шорломитовые породы, а также апатит-магнетитовые руды и карбонатиты, несущие редкометальную минерализацию.

Красномайский и Барчинский массивы по своей структурной позиции, размерам и форме, составу слагающих их пород близко напоминают также Кайчинский массив пироксенитов, шонкинитов, мельтейгитов, ийолитов, сиенитов и карбонатитов, расположенный в зоне сочленения Таримской платформы с Кокшаальской герцинской складчатой системой Южного Тянь-Шаня. Образование интрузий красномайского щелочно-ультраосновного комплекса было связано, вероятно с несколько более поздней стадией активизации Кокчетавской глыбы, чем образование первично-расслоенных перидотит-пироксенит-норитовых интрузий златогорского комплекса, абсолютный возраст которых (определенный также по биотиту и тем же методом) колеблется в интервале 518—540 млн. лет. Этот факт хорошо согласуется с высказанным А. А. Кухаренко (1962) положением о том, что возникновению щелочно-ультраосновных комплексов в платформенных областях предшествует длительная эволюция продуктов магматизма с появлением все более специализированных и более щелочных типов во всех сериях пород. Справедливость этого для Кокчетавской глыбы мы можем видеть на примере Дубровского массива, где уже явно намечается тенденция дифференциации в сторону щелочной ветви. Если рассматривать дальше эволюцию интрузивного магматизма Северного Казахстана, то можно видеть, что с девонской активизацией здесь связывается появление ишимского комплекса щелочных базальтоидов и нефелиновых сиенитов, наиболее крупные интрузии которого известны в районе Ишимской луки, на юго-западном продолжении именно того глубинного разлома, к которому приурочены интрузии златогорского комплекса.

В заключение отметим, что обнаружение в пределах Кокчетавской глыбы комплекса интрузий ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами является не только исключительно интересным в научном отношении новым фактом, но оно открывает большие перспективы Северного Казахстана в отношении таких ценнейших для условий районов освоения целинных земель полезных ископаемых, как апатит и вермикулит.

ЩЕЛОЧНО-ГАББРОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ (ЖУСАЛИНСКИЕ ЩЕЛОЧНО-ГАББРОИДНЫЕ ИНТРУЗИИ)

Щелочные породы на территории Центрального Казахстана не образуют самостоятельных магматических комплексов, а всегда парагенетически сочетаются в естественных ассоциациях с одним из трех типов

изверженных пород: с ультрабазитами, с габброидами или с гранитоидами (Монич, Абдрахманов, Семенов и др., 1965). Соответственно этому выделяются три магматические формации: 1) щелочно-ультраосновная, типичным представителем которой является охарактеризованный выше красномайский интрузивный комплекс, 2) щелочно-габброидная, к которой может быть условно отнесен Дубровский массив (см. выше) и описываемые ниже Жусалинские щелочно-габброидные интрузии в Улутауском районе, и 3) щелочно-гранитоидная, представленная интрузивными комплексами щелочных гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов Баянульского и Чингиз - Тарбагатайского районов.

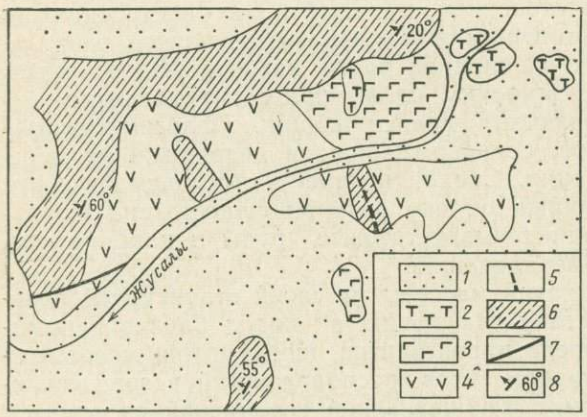


Рис. 80. Схематическая геологическая карта Северного Жусалинского массива

1 — рыхлые отложения; *2*— слюдяные перидотиты; *3* — эссекситовые порфириты; *4* — шонкинитовые порфириты; *5* — кварцевая жила; *6* — докембрийские серицит-альбит-кварцевые сланцы; *7* — разломы; *8* — элементы залегания пород

При характеристике златогорского перидотит-пироксенит - норитового комплекса указывалось, что условно отнесенный к этому комплексу Дубровский массив обладает рядом признаков интрузий щелочно-габброидной формации. Наиболее полно эти признаки проявлены в Жусалинских массивах щелочных габброидов, образующих два изолированных выхода в нижнем течении р. Жусалы (правый приток р. Ащису) на северном погружении Улутауского антиклинория. Эти массивы были обнаружены в 1950 г. Н. В. Литвинович и кратко описаны при обработке петрографического материала Е. А. Кузнецовым (1961). На основании присутствия в составе массивов слюдяных перидотитов они до последнего времени объединялись с интрузиями улутауского перидотит-пироксенитового комплекса.

В 1962 г. Жусалинские массивы были обследованы Ю. Л. Семеновым (1968), которым установлено, что по составу и условиям залегания они резко отличаются от других ультраосновных интрузий Улутауского района и являются, вероятно, южным продолжением ишимского щелочного комплекса, с ранней фазой которого имеют определенное петрографическое сходство. Однако, в отличие от ишимского комплекса, где широким развитием пользуются породы лейцит-базальтового ряда и связанные с ними сиениты и нефелиновые сиениты, Жусалинские массивы сложены только щелочными габброидами и перидотитами. Поэтому в настоящее время нам представляется более правильным рассматривать их как проявления щелочно-габброидной формации в пределах Улутауского геоантиклинального поднятия, сложенного метаморфическими образованиями докембрия (см. т. I настоящего издания, изд-во «Недра», 1967).

Как уже указывалось, щелочными породами сложены два изолированных массива. Габброиды Северного массива (рис. 80) обнажаются в правом и левом обрывах русла р. Жусалы в 3,5 *км* к запад-северо-западу от совхоза Коктальский. Общая протяженность выходов около 450 *м*. Южный Жусалинский массив находится в 1,2 *км* ниже предыдущего по течению реки и обнажается в обрыве ее правого берега на протяжении 120 *м*.

Преимущественным распространением в составе Северного Жусалинского массива пользуются эссекситовые и шонкинитовые порфириты, различающиеся в основном по содержанию темноцветных минералов и плагиоклаза. Значительно реже встречаются слюдяные перидотиты и шрисгеймиты, которые обнажаются в нескольких местах в пойме реки и слагают небольшое изометрическое тело среди эссекситовых порфиритов. Южный массив целиком сложен шонкинитовыми порфиритами, среди которых имеется небольшой выход крупнозернистых оливиновых шонкинитов.

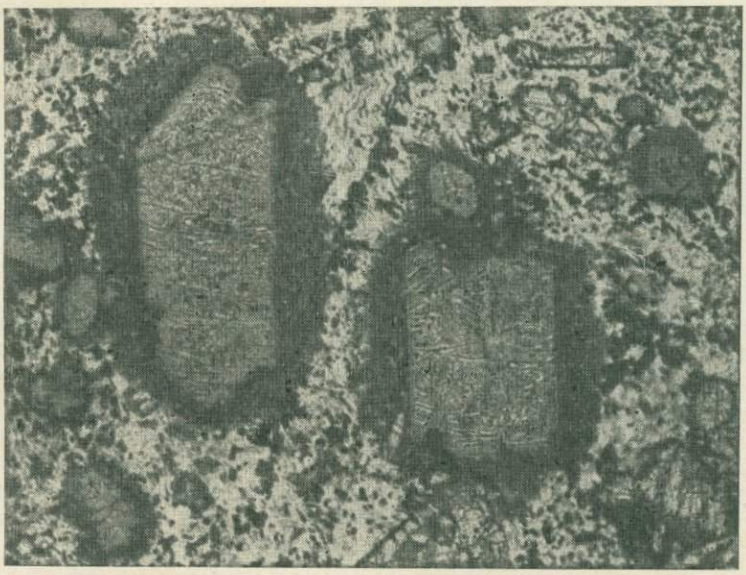


Рис. 81. Биотит-актинолитовые псевдоморфозы по оливину в эссекситовом порфирите. Северный Жусалинский массив. Без анализатора, увел. 25

Приведем краткое петрографическое описание главных разновидностей пород Жусалинских массивов.

Эссекситовые порфириты — темно-зеленые породы, порфировое строение которых улавливается с трудом, так как более крупные кристаллы пироксена едва различимы на фоне темно-зеленой основной массы. Под микроскопом ясно устанавливается порфировая структура породы, состоящей из вкрапленников пироксена (40—50%) и тонкозернистой основной массы. Оптические константы пироксена: $2V=+54$, $cNg=46°$, $Ng=1{,}714$, $Np=1{,}687$, позволяют считать его изоморфной смесью диопсида и авгита. Диопсид-авгит в различной степени замещен уралитовой роговой обманкой, которая образует либо каймы вокруг кристаллов, либо замещает их полностью. Кроме пироксена в породе, вероятно, имелись вкрапленники оливина, нацело замещенные актинолитом и биотитом, образующими миндалевидные псевдоморфозы размерами до 2—2,5 *мм*, иногда имеющие таблитчатые или вытянутые шестигранные очертания (рис. 81). Центральные части псевдоморфоз выполнены актинолитом и окружены каймой 0,1—0,3 *мм*, состоящей из биотита и сине-зеленой роговой обманки, среди которых встречаются отдельные мелкие кристаллы турмалина. Иногда биотит-актинолитовые псевдоморфозы примыкают к кристаллам диопсид-авгита, поэтому можно предполагать, что некоторые вкрапленники в породе были представлены сростками пироксена и оливина. Тонкозернистая основная масса породы состоит из плагиоклаза и калиевого полевого

шпата, находящихся примерно в равных количествах, а также довольно многочисленных очень мелких кристалликов апатита. Кроме того, в основной массе присутствуют изометрические зерна пироксена и несколько вытянутые пластинки биотита. Плагиоклаз соссюритизирован и альбитизирован, двойниковое строение наблюдается очень редко, но тем не менее он хорошо отличается от слегка буроватого в проходящем свете калиевого полевого шпата.

Шонкинитовые порфириты являются преобладающей разновидностью щелочных пород в Жусалинских массивах. Макроскопически это темные грязно-зеленые породы, на свежем изломе которых хорошо видны крупные (до 4 *мм*) пластинчатые кристаллы пироксена. Под микроскопом также ясно устанавливается общее порфировое строение шонкинитовых порфиритов, но, в отличие от ранее описанных пород, вкрапленники темноцветных минералов резко преобладают над основной массой, составляя 70—80% объема породы. Вкрапленники представлены крупными кристаллами моноклинного пироксена размерами от 0,5 до 4 *мм*, для которых характерны короткопризматические формы и восьмигранные поперечные сечения. По оптическим константам ($2V=+56$, $cNg=45°$, $Ng'—Np'=0{,}025$) он может быть определен как диопсид-авгит. Наряду с пироксеном в ряде шлифов отмечены миндалевидные образования, подобные описанным выше, состоящие из перекрещивающихся мелких кристаллов актинолита в центральной части и каймы, сложенной мелкочешуйчатой слюдой, но без турмалина и роговой обманки. Основная масса породы более крупнозернистая (0,1—0,3 *мм*), чем в эссекситовых порфиритах, состоит из калиевого полевого шпата ($Np=1{,}530$, $Ng=1{,}536$), биотита и подчиненного количества соссюритизированного плагиоклаза, заполняющих промежутки между крупными, местами соприкасающимися кристаллами пироксена. В отдельных случаях плагиоклаз отсутствует и основная масса состоит только из калишпата, темноцветных минералов и акцессорного апатита.

Оливиновые шонкиниты слагают один небольшой выход в основании обрыва р. Жусалы среди шонкинитовых порфиритов Южного массива. Это темно-зеленые порфировидные породы, в которых хорошо видны крупные кристаллы черного пироксена, погруженные в серо-зеленый базис, состоящий из разложенного оливина, полевого шпата и бурой слюды. Под микроскопом устанавливается следующий состав породы: моноклинный пироксен (40—50%), серпентино-тальковые псевдоморфозы по оливину (20—25%), калишпат (15—20%) и биотит (8—10%). В незначительном количестве отмечаются плагиоклаз, апатит и рудный минерал. Преобладающим развитием в породе пользуется моноклинный пироксен, образующий короткостолбчатые кристаллы размерами от 1,5—2 *мм* до 5 *мм*. Характерно неравномерное угасание и аномальные синевато-серые окраски в сечениях с пересекающейся спайностью. В ряде случаев наблюдалось тонкозональное строение кристаллов и расплывчатая фигура «песочных часов» при скрещенных николях. Определены оптические константы: $2V=+50$, $cNg=45°$, $Np=1{,}699$, $Nm=1{,}713$, $Ng=1{,}729$, судя по которым пироксен относится к группе авгита и, вероятно, является титан-авгитом.

Реликтов оливина в породе не сохранилось, однако о его присутствии в ее первоначальном составе можно судить по многочисленным округлым серпентино-тальковым псевдоморфозам, пересеченным переплетающимися прожилками магнетита. По краям псевдоморфоз часто наблюдаются оторочки (толщиной 0,05—0,08 *мм*) зеленой слюды, частично замещенной хлоритом. С оливином и пироксеном ассоциируются пластинчатые кристаллы биотита, окрашенные в красно-бурый цвет с резким плеохроизмом от светлого буровато-желтого до темно-бурого почти черного цвета. Все промежутки между пироксеном и оливином

заполнены несколько вытянутыми кристаллами калишпата с неправильными неровными краями, имеющими глубокие западины и выступы. Размеры отдельных кристаллов колеблются от 0,5—1 *мм* до 1,5—2 *мм*. В калишпате, слабо буроватом в проходящем свете, содержатся разноориентированные лейстовидные включения кристаллов серицитизированного плагиоклаза и, реже, мелких кристаллов оливина и пироксена. Судя по показателям преломления ($Np=1{,}528$, $Nm=1{,}530$, $Ng=1{,}534$), несколько высоким для калишпатов, пятнистому угасанию, а также по значительному содержанию бария в породах можно предполагать, что полевой шпат является бариевым ортоклазом. Вместе с плагиоклазом в калишпате наблюдаются мелкие игольчатые кристаллы апатита.

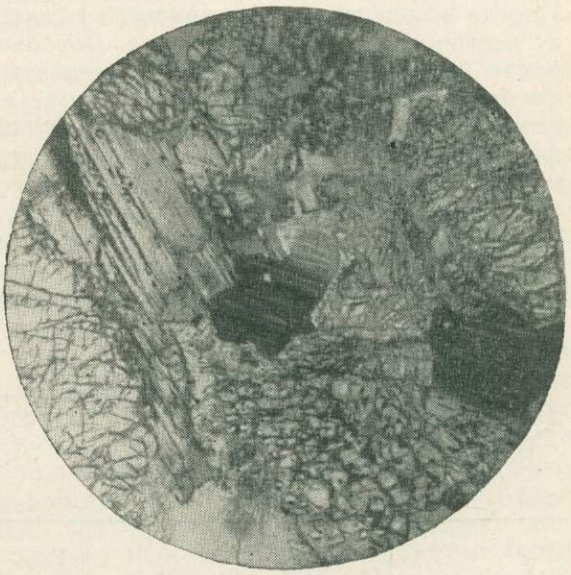


Рис. 82. Слюдяной перидотит. Северный Жусалинский массив. Без анализатора, увел. 15

Структура шонкинитов порфировидная гипидиоморфно-зернистая, характеризующаяся резким идиоморфизмом крупных кристаллов пироксена и оливина по отношению к полевому шпату. Вместе с тем имеются элементы венцовой и пойкилитовой структур, так как вокруг серпентино-тальковых псевдоморфоз часто наблюдаются тонкие слюдяные каймы, а калишпат содержит пойкилитовые вростки темноцветных минералов и плагиоклаза.

Слюдяные перидотиты. В северо-западной части Северного массива в пойме р. Жусалы имеется несколько отдельных выходов размерами до 15—20 *м* в поперечнике черных очень крупнозернистых перидотитов, обладающих характерной глыбовой отдельностью. На свежем изломе хорошо видно строение породы, состоящей из крупных зерен зеленого серпентинизированного оливина, черного пироксена и многочисленных чешуек темно-коричневой слюды. Под микроскопом устанавливается, что порода состоит из оливина (45%), флогопита (19%), пироксена (17%) и роговой обманки (13%), которые в значительной степени замещены серпентином и хлоритом. Довольно часто наблюдаются резко идиоморфные вытянутые кристаллы апатита. Структура породы гипидиоморфнозернистая (рис. 82), участками пойкилитовая. Она характеризуется резким идиоморфизмом оливина и пироксена по отношению к флогопиту, в крупных кристаллах которого часто наблюдаются пойкилитовые вростки.

Оливин образует изометрические кристаллы размерами от 0,3 до 3 *мм*, полностью замещенные серпентином. Последний представлен двумя разностями: лизардитом, образующим сеть ветвящихся прожилков, и антигоритом, тонколистоватый агрегат которого заполняет пространство между жилками лизардита. С лизардитом ассоциируется серпентинизационный магнетит. Моноклинный пироксен образует также изометрические, иногда сдвойникованные кристаллы размерами от 0,2 до 1 *мм*, желтоватые в проходящем свете. По оптическим константам

($2V=+52$, $cNg=45°$, $Ng'—Np'=0{,}023$) и окраске он может быть определен как авгит. Зерна пироксена в значительной степени замещены бесцветным тремолитом и хлоритом.

Наиболее характерным минералом в породе является слюда, образующая ксеноморфные кристаллы, содержащие включения оливина и пироксена, с ясно выраженным плеохроизмом от коричневого (по Ng) до розоватого (по Np). Судя по окраске, плеохроизму и показателю преломления ($Ng=1{,}582$), слюда, вероятно, является флогопитом. Иногда в краевых частях кристаллы слюды обесцвечены, что указывает на вермикулитизацию флогопита. Довольно широко в породе распространен бесцветный или слабо зеленоватый актинолит, развивающийся по пироксену. Вместе с тем он в ряде случаев образует и самостоятельные скопления или прерывистые каемки вокруг реликтов оливина. Апатит наблюдается в виде немногочисленных, но крупных кристаллов, которые встречаются в виде включений во всех минералах породы.

В табл. 37 приведены результаты двух химических анализов пород Жусалинских интрузий, выполненных в химической лаборатории ВСЕГЕИ М. О. Ручкиной. Эти анализы хорошо подтверждают (при сопоставлении со средними составами по Дэли) отнесение описанных пород

Таблица 37

Химические составы пород Жусалинских массивов

№ образца / Окислы	524	531	№ образца / Окислы	524	531
SiO_2	39,64	50,04	MgO	24,93	8,31
TiO_2	1,35	0,87	BaO	0,44	0,44
Al_2O_3	6,38	12,20	CaO	4,21	8,59
Cr_2O_3	0,08	нет	Na_2O	0,44	2,28
Fe_2O	8,67	7,74	K_2O	1,85	4,48
FeO	4,88	2,81	H_2O	0,84	0,40
MnO	0,27	0,19	П. п. п.	6,58	1,82
			Сумма . . .	100,56	100,17

Обр. № 524 — слюдяной перидотит. Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому: $a=3{,}2$; $c=2{,}3$; $b=52{,}5$; $S=42{,}0$; $n=23{,}2$; $f'=21{,}4$; $m'=73{,}4$; $c'=5{,}2$; $Q=-24{,}7$. Обр. № 531 — эссекситовый порфирит. Числовые характеристики: $a=11{,}2$; $c=2{,}3$; $b=30{,}9$; $S=55{,}6$; $n=43{,}5$; $f'=29{,}3$; $m'=44{,}0$; $c'=26{,}7$; $Q=-13{,}5$.

к щелочным габброидам эссексит-шонкинитовой группы и слюдяным перидотитам. Обращает внимание присутствие в породах бария, вероятно содержащегося в виде изоморфной примеси в калиевом полевом шпате и слюде. Спектральными анализами в щелочных породах жусалинских интрузий установлены следующие элементы-примеси: медь, никель, кобальт, хром, ванадий, бериллий, скандий, галлий, иттрий, цирконий, стронций, барий, литий, бор и фтор.

Данными о геологическом возрасте Жусалинских щелочно-габброидных массивов мы не располагаем, так как они залегают в метаморфических породах докембрия и не имеют контактов с более молодыми отложениями. Единственное определение радиологического возраста, произведенное по биотиту аргоновым методом в лаборатории ВСЕГЕИ, показало возраст слюдяных перидотитов 360 млн. лет, что соответствует границе девона и карбона. Естественно, что эта цифра одного только анализа не может быть надежным критерием для установления абсолютного возраста интрузии. Однако она не противоречит имеющимся

представлениям о постконсолидационной природе интрузий щелочно-габброидной формации, образование которых в данном случае можно, по-видимому, связывать с позднекаледонской активизацией древних структур Улутауского поднятия. Возможно, что Жусалинские интрузии щелочных габброидов по времени образования являются близкими к интрузивно-эффузивному ишимскому щелочному комплексу.

ДИАБАЗ-ПИКРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (КАРАТУРГАЙСКИЙ ДИАБАЗ-ПИКРИТОВЫЙ КОМПЛЕКС)

В 1962—1963 гг. в северной части Джезказган-Улутауского района в бассейне р. Каратургай был выявлен особый комплекс гипабиссальных интрузивных образований, до того времени совершенно не известных на территории Казахстана (Михайлов, Семенов, 1965). Наиболее интересными породами этого комплекса, получившего название «каратургайского», являются его ультраосновные члены — пикриты, представляющие собой, как известно, весьма редко встречающуюся разновидность гипабиссальных ультраосновных пород. Малые интрузии пикритов, апопикритовых серпентинитов, пикрит-диабазов и диабазов каратургайского комплекса прослеживаются узкой полосой по правобережью р. Каратургай (см. рис. 1). Небольшие тела апопикритовых серпентинитов известны также в верховьях р. Сабасалдытургай. Все эти тела залегают в докембрийских метаморфических толщах, вскрытых долиной р. Каратургай из-под плаща кайнозойских отложений. В составе метаморфических толщ преобладают слюдяные, слюдяно-плагиоклазовые и слюдяно-кварцевые сланцы. Всего здесь было зарегистрировано свыше 60 мелких тел пикритов, пикрит-диабазов и диабазов, обычно залегающих согласно со складчатостью метаморфических толщ. Размеры этих тел колеблются в очень широких пределах. Наиболее крупные тела достигают 500—600 *м* в длину при мощности 10—12 *м*, а самые мелкие 5—8 *м* при мощности 0,3—0,5 *м*. Форма тел пластообразная (силлы) или реже линзовидная, в единичных случаях были встречены секущие, несогласные дайки. Довольно часто силлы пикритов и диабазов залегают в замках складок. Метаморфические сланцы у контактов силлов в полосе шириной 0,4—0,8 *м* превращены в темно-серые тонкозернистые роговики микрогранобластовой структуры.

При изучении шлифов пикритов (рис. 83) устанавливается следующий состав этих пород: оливин, моноклинный и ромбический пироксены, соссюритизированный плагиоклаз, бурый амфибол, биотит, рудный минерал и апатит. Главным породообразующим минералом пикритов является оливин, составляющий 65—75% породы. Кристаллы его размерами от 0,5 до 6 *мм* имеют близкую к изометрической форму и часто соприкасаются между собой. Судя по углу оптических осей ($2V = -88°$) и двупреломлению ($Ng—Np = 0{,}029—0{,}030$), оливин является хризолитом. Кристаллы оливина рассечены системой неправильных пересекающихся трещин, по которым развиваются лизардит и магнетит. В краевых частях зерна оливина иногда замещены тонкозернистым агрегатом актинолита, который иногда образует прерывистые каймы.

Ромбический пироксен представлен пластинчатыми кристаллами размерами от 0,2 до 0,5 *мм*, значительно реже встречаются вытянутые кристаллы длиной до 1—1,5 *мм*. Содержание ромбического пироксена не превышает 5%, несколько возрастая с увеличением количества оливина в породе. Для него характерны положительное удлинение и ясный плеохроизм от бесцветного (по Ng) до очень слабого коричневого (по Np), угасание прямое, наивысшее двупреломление $Ng'—Np' = 0{,}011$, угол оптических осей $2V = +83°$. Судя по этим константам, он относится к бронзиту.

Моноклинный пироксен-авгит содержится в количестве 5—7%, заполняя совместно с соссюритизированным плагиоклазом промежутки между кристаллами оливина и бронзита. Он представлен мелкими изометрическими зернами, имеющими слабую зеленовато-бурую окраску, без плеохроизма. Наивысшая интерференционная окраска — сине-зеленая, второго порядка ($Ng'—Np'=0{,}021—0{,}022$), $2V=+47°$, $cNg=43°$.

Бурая роговая обманка содержится в породе в количестве 2,5—3,5% в виде короткопластинчатых кристаллов, обладающих положительным удлинением и ясно плеохроирующих от буровато-коричневого (по Ng) до светло-коричневого (по Np) цвета. Судя по углу оптических осей $2V=—78°$, небольшому углу угасания $cNg=15°$ и окраске она может быть отнесена к группе базальтических роговых обманок, однако с несколько пониженным двупреломлением ($Ng'—Np'=0{,}020$). По краям зерен бурая роговая обманка обесцвечивается и замещается зеленой роговой обманкой или хлоритом.

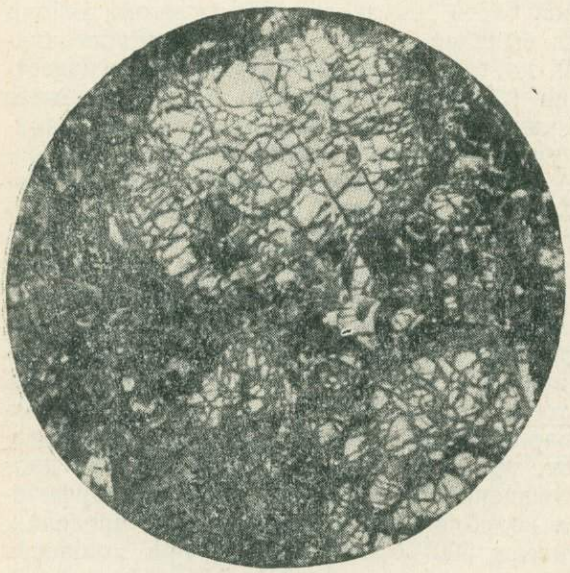


Рис. 83. Пикрит. Порфировые выделения представлены идиоморфными кристаллами оливина. Основная масса состоит из авгита, бронзита, соссюритизированного плагиоклаза и, в меньшей степени, бурого амфибола и биотита. Каратургайские массивы. Николи +, увел. 15

Биотит присутствует в породе в небольшом количестве (0,5%) и встречается совместно с роговой обманкой. Он образует несколько вытянутые чешуйчатые кристаллы с ясным плеохроизмом от темно-коричневого (по Ng) до светло-коричневого, почти бесцветного (по Np).

Соссюритизированный плагиоклаз составляет от 10 до 13% породы. Это наиболее измененный минерал и первоначальный состав его определить не представляется возможным, так как реликты двойникового строения наблюдаются очень редко. Плагиоклаз занимает все пространство между кристаллами оливина и часто включает более мелкие изометрические зерна моноклинного пироксена и листочки биотита. Судя по продуктам разложения, плагиоклаз пикритов имел весьма основной состав.

Апатит представлен редкими игольчатыми кристаллами (длиной до 0,15 *мм*), которые часто включены в кристаллах пироксена, роговой обманки и плагиоклаза.

В пикритах наблюдается редкая вкрапленность сульфидов (от 0,5 до 2%). Размеры вкрапленников, чаще всего имеющих неправильную каплевидную или (реже) остроугольную форму, колеблются от 0,1 до 2 *мм*. При просмотре наиболее крупных вкрапленников в отраженном свете выяснилось, что они имеют сложное строение и состоят из срастания пирротина, халькопирита, пентландита (?) и магнетита. Структура пикритов определяется содержанием и расположением кристаллов оливина. Последние в большинстве случаев имеют хорошо образованные грани, что указывает на спокойный характер кристаллизации. Промежутки между крупными кристаллами оливина заняты мелкозернистым пироксен-плагиоклазовым агрегатом. В случае соприкос-

новения кристаллов оливина между собой структура породы может быть охарактеризована как криптовая, если же кристаллы оливина не соприкасаются, то структура порфировая, с резким преобладанием вкрапленников (до 75%) над основной массой. Обе отмеченные структуры часто наблюдаются совместно в одном шлифе. Наряду с криптовой и порфировой структурами иногда встречаются элементы венцовой структуры, выражающейся в обрастании отдельных зерен оливина прерывистыми каемками бронзита.

Пикритовые диабазы по внешнему виду не отличаются от пикритов и встречаются совместно с ними часто в одних и тех же интрузивных залежах (силлах). Это также темно-зеленые вязкие породы с ясно различимыми крупными вкрапленниками оливина и иногда сульфидов на фоне более мелкозернистой основной массы. Под микроскопом устанавливается порфировая структура породы и тот же минеральный состав, что и в пикритах, однако количественные соотношения минералов в них значительно меняются по сравнению с пикритами. Так, содержание оливина уменьшается до 25—40% и, соответственно, возрастает содержание пироксенов и плагиоклаза. Причем наблюдается преобладание моноклинного пироксена (авгита) над ромбическим. Основной плагиоклаз также полностью соссюритизирован, однако реликты двойникового строения встречаются несколько чаще, а реликтовая диабазовая структура основной массы наблюдается более ясно.

Диабазы и кварцевые диабазы всегда встречаются совместно с пикритами и часто слагают небольшие параллельные тела. Неизмененные разности диабазов встречаются довольно редко, обычно они в значительной степени или полностью амфиболизированы, хлоритизированы, соссюритизированы; о начальном составе этих пород можно судить только по реликтовым структурам и продуктам разложения первичных минералов. Под микроскопом устанавливается порфировое строение диабазов. Вкрапленники, представленные крупными (до 2 *мм*) кристаллами авгита, составляют не более 3—5% породы и в некоторых случаях отсутствуют. Основная масса породы сравнительно крупнозернистая (0,1—0,4 *мм*), имеет диабазовую структуру и характеризуется преобладанием меланократовых минералов над лейкократовыми. В составе основной массы определены: моноклинный пироксен, плагиоклаз, биотит, ильменит, кварц и апатит.

Следует отметить, что в описанной серии пород: пикриты, пикрит-диабазы и диабазы имеются постепенные переходы между всеми отмеченными разностями. В табл. 38 хорошо видно, как изменяется состав пород от пикритов к диабазам; уменьшается содержание оливина и увеличивается содержание пироксенов и плагиоклаза. Рудные минералы пикритов — магнетит и сульфиды — сменяются в диабазовых разностях ильменитом, а в безоливиновых диабазах появляется кварц.

Наряду с пикритами и пикрит-диабазами, значительная часть ультраосновных тел вдоль правого берега р. Каратургай сложена апопикритовыми серпентинитами. Последние макроскопически довольно хорошо отличаются от зелено-черных пикритов по пятнистой текстуре, образованной округлыми псевдоморфозами фисташково-зеленого серпентина по оливину. Наблюдались все переходные разности от пикритов к серпентинитам, в которых полностью исчезают реликты оливина.

Серпентин (50—70%) образует полные псевдоморфозы по оливину, сохраняющие прежние кристаллографические очертания, что обусловливает бластопорфировую структуру породы. Довольно часто по серпентину в небольшом количестве развиваются карбонат и тальк, а вокруг псевдоморфоз наблюдаются тонкие прерывистые каймы уралитовой роговой обманки, ранее отмечавшиеся вокруг оливина пикритов.

Таблица 38

Количественный минеральный состав пород каратургайского комплекса

Минералы	Среднее содержание минералов в породах (в %)		
	Пикрит	Пикрит-диабаз	Диабаз
Оливин	70,1	34,4	—
Пироксены	13,5	38,4	53,4
Плагиоклаз	11,9	20,6	37,1
Амфибол	3,2	5,6	—
Биотит	0,4	0,2	1,1
Ильменит	—	—	6,4
Кварц	—	—	1,7
Рудные (магнетит, сульфиды)	0,9	0,8	—
Апатит	Ед. зерна	Ред. зерна	0,3

Как видно из приведенной выше характеристики малых интрузий пикритов и диабазов бассейна Каратургая, они по своим формам, размерам, наличию явлений дифференциации, минеральному составу, метаморфизму, минерализации и другим признакам резко отличаются от массивов улутауского перидотит-пироксенитового комплекса (см. выше), в состав которого они ранее ошибочно включались. Эти отличия достаточно четко были показаны авторами еще в 1965 г. (Михайлов, Семенов, 1965). Однако два года спустя появилась статья И. Ф. Трусовой и И. И. Вишневской (1967), где снова делается попытка объединить акжальскую группу серпентинитовых массивов улутауского комплекса с пикритами и диабазами Каратургая в единый «Западно-Улутауский пояс ультраосновных и основных пород». Тем не менее упомянутые авторы сами вынуждены выделять «Акжальский серпентинитовый массив» и «Каратургайский габбро-перидотитовый массив», все различия между которыми они объясняют приуроченностью этих интрузий к разным структурным этажам. Кстати, пикриты они называют «лерцолитами», игнорируя особенности их минерального состава (наличие титан-авгита, биотита, сульфидов) и структуры. В указанной статье, к сожалению, нет обоснованного анализа различий между двумя этими комплексами, хотя и приводится близкий к нашему фактический материал.

Подробный разбор представлений И. Ф. Трусовой и И. И. Вишневской в данной монографии едва ли был бы уместным. Мы упомянули о них здесь лишь потому, что эти ошибочные представления о тождественности формационно различных комплексов ведут к неправильному пониманию магматизма Улутауского района и к неоправданному расширению перспектив его асбестоносности.

Пикриты, подобные каратургайским, найдены еще в двух местах на территории Северного Казахстана. В 1964 г. О. М. Розеном и И. Н. Богоявленской на западной окраине Кокчетавской глыбы в 4 *км* к югу от села Крещенка описано обнажение оливиновых диабазов, которые слагают силлообразное тело мощностью около 5 *м*. При просмотре коллекции шлифов О. М. Розена выяснилось, что породы, слагающие силл, интенсивно изменены постмагматическими процессами. В подошвенной части силла они представлены карбонатизированными апопикритовыми серпентинитами порфировидной структуры, состоящими из крупных карбонатно-серпентиновых псевдоморфоз по оливину (до 70%) и основной массы. В составе последней отмечен соссюритизированный плагиоклаз, моноклинный пироксен, редкие пластинки био-

тита и зерна апатита. Карбонатизированные апопикритовые серпентиниты, слагающие подошву силла, сменяются к центральной части соссюритизированными оливиновыми диабазами. В кровле силла серпентиновые псевдоморфозы по оливину исчезают, и в диабазах в незначительном количестве появляются зерна кварца. Отмеченная смена пород свидетельствует о процессах гравитационной дифференциации при остывании силла.

Другая находка пикритов сделана Н. Я. Ященко (1967) на правобережье р. Селеты, где среди эффузивно-осадочных пород ементауской серии залегает дайкообразное тело длиной несколько сотен метров и мощностью 10—15 *м*, сложенное пикритами. Последние состоят из крупных идиоморфных слабо серпентинизированных кристаллов оливина (до 75%) и основной массы, представленной мелкозернистым агрегатом кристаллов авгита и основного плагиоклаза. Изредка встречаются мелкие выделения сульфидов и листочки биотита. В непосредственном соседстве с пикритами Н. Я. Ященко отметила дайки диабазов.

Пикриты и диабазы каратургайского комплекса по своим условиям залегания, химическому и минеральному составу и структурным особенностям хорошо сопоставляются с пикритами и диабазами некоторых других районов Советского Союза. Пикриты на территории СССР были установлены лишь в очень немногих районах: на северном острове Новой Земли (Куплетский, 1932), в центральной части Кольского полуострова (Полканов, 1935; Елисеев, 1946), на северном склоне Главного Кавказского хребта (Лебедев, 1950), в Средней Азии (Гамалеев, Хамрабаев и др., 1967), в северо-западной части Сибирской платформы (Шейнманн, 1947; Бутакова, Егоров, 1962), в Чадобецком поднятии на юго-западе Сибирской платформы (Зайцев, Ляхович, 1955; Полунина, 1960) и на западном склоне Урала, главным образом в Бакальском районе (Заварицкий, 1937, 1955).

Во всех отмеченных районах пикриты и пикритовые порфириты слагают мелкие силлообразные, реже дайкообразные тела, тесно связанные с диабазовыми сериями, кроме северо-западной части Сибирской платформы, где пикриты встречаются в составе маймеча-котуйского комплекса. Выделяются две линии пикритов: 1) нормального типа с авгитом и бурой роговой обманкой; 2) более щелочные с титанавгитом и баркевикитом. Последние обычно наблюдаются в тех случаях, когда в серии диабазов появляются тешениты.

Каратургайские пикриты относятся к первому типу, что подтверждается приведенным выше минеральным составом этих пород, а также данными химических анализов (табл. 39, 40), которые хорошо сопоставляются с химическими анализами пикритов из других районов Советского Союза и Чехословакии, что видно на петрохимической диаграмме (рис. 84). Следует отметить, что в целом пикриты Советского Союза и частично Чехословакии (судя по имеющимся химическим анализам) довольно значительно отличаются от среднего состава пикритов по Дэли, являясь более основными породами, но с близким содержанием щелочей и кальция. По сравнению с пикритами других районов, казахстанские пикриты характеризуются пониженным содержанием щелочей и более высоким содержанием магния. Наиболее близко с ними сопоставляются пикриты из Чешского Баррандиена (вектор № 9) и Новой Земли (вектор № 4). Имеющие ту же основность пикриты из маймеча-котуйского комплекса Сибирской платформы являются более щелочными породами с повышенным содержанием калия. Спектральными полуколичественными анализами в пикритах выявлен как обычный для ультрабазитов набор элементов-примесей (Ni, Co, Cu, V, Zn, Sc, Sr, Ga), так и элементы, не свойственные альпинотипным ультрабазитам (Ba, Zr, Be, Y, Mo).

Таблица 39

Химические составы пикритов

Окислы \ № образца	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO_2	41,25	39,86	37,70	39,54	39,48	39,20	39,33	39,07	40,02	40,65	39,78	39,63	40,02	37,84	38,50	41,36	41,30
TiO_2	1,02	0,89	0,56	0,67	4,89	0,40	1,59	0,68	0,59	—	2,39	3,06	0,20	3,49	3,84	3,54	0,81
Al_2O_3	6,13	6,13	3,67	8,42	5,89	6,24	7,33	9,95	8,32	12,85	8,41	3,47	3,05	5,10	5,80	4,56	9,43
Cr_2O_3	0,15	—	0,39	0,32	—	—	0,09	0,05	Следы	—	0,11	0,28	—	0,26	0,26	0,23	—
Fe_2O_3	5,38	4,14	7,96	3,21	5,09	8,34	3,48	5,15	1,51	4,88	4,47	6,18	4,04	6,43	4,80	6,57	5,30
FeO	8,12	8,23	6,22	8,44	11,99	7,32	12,58	10,37	11,14	8,30	8,12	8,71	10,26	8,05	10,35	8,53	8,86
MnO	0,17	0,21	0,17	0,20	0,16	0,45	0,19	0,17	0,85	—	0,15	0,84	0,10	0,19	0,10	0,14	0,29
MgO	27,16	28,54	29,06	24,46	17,03	25,65	18,24	19,19	27,63	18,05	19,02	24,00	30,00	21,52	20,56	23,00	19,94
CaO	4,46	3,99	2,09	5,40	11,47	8,94	7,26	6,29	4,04	8,05	9,92	10,12	7,12	8,35	10,80	8,41	8,01
Na_2O	0,65	0,53	0,06	0,39	1,21	1,49	1,12	0,97	0,65	1,38	1,66	0,77	2,63	0,5	0,65	0,88	1,20
K_2O	0,26	0,24	0,03	0,14	1,59	1,16	0,32	0,19	0,32	0,91	0,74	0,62	0,34	1,55	1,35	1,06	0,39
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—0,10	0,13	—	0,64	0,48	0,42	сл.	0,52	0,35	0,52	0,20
S	—	—	—	—	—	—	0,18	0,15	—	—	0,11	—	—	—	—	—	—
H_2O+	5,25	6,64	12,19	—	0,97	0,57	7,50	—	4,30	—	3,42	3,01	2,12	4,69	2,10	1,60	—
H_2O-	0,50	0,46	0,50	8,42	0,19	—	0,42	7,65	0,70	2,70	1,01	—	—	1,38	0,55	—	4,27
Сумма . . .	100,50	99,86	100,60	99,61	99,96	99,76	99,73	100,01	100,07	98,41	99,79	101,11	99,88	99,87	100,01	100,40	100,00

Примечания 1 — пикрит, р. Каратургай, Казахстан; 2 — пикрит, р. Каратургай, Казахстан; 3 — апопикритовый серпентинит, р. Сабасалдытургай, Казахстан; 4 — пикрит, Новая Земля (по Куплетскому, 1932); 5 — пикрит-порфирит, Кольскийполуостров (по Елисееву, 1946); 6 — пикрит-порфирит, Кольский полуостров (Елисеев, 1946, по Рамсею); 7 — пикрит, Баррандиен, Чехословакия (по Fiala, 1946); 8 — пикрит, ГДР (Fiala, 1946; по Doermer); 9 — пикрит, ГДР (Brauns, 1903); 10 — пикрит, Восточная Моравия (по Fiala, 1946); 11 — пикрит, Восточная Моравия (Fiala, 1946, поО. Расак); 12 — биотит-пироксеновый порфировидный перидотит, верховье р. Сабыды, Сибирь (по Бутаковой и Егорову, 1962); 13 — биотит-пироксеновый порфировидный перидотит, водораздел р. Маймечи и руч. Канар-Юрях, Сибирь (по Бутаковой и Егорову, 1962); 14 — биотит-пироксеновый пикритовый порфирит, верховья р. Селанды, Сибирь(по Бутаковой и Егорову, 1962); 15 — биотит-пироксеновый пикритовый порфирит, р. Чопко, Сибирь (по Бутаковой и Егорову, 1962); 16 — биотит-пироксеновый пикритовый порфирит, р. Чопко, Сибирь (по Бутаковой и Егорову, 1962); 17 — пикрит-средний состав по Дэли (Заварицкий, 1955).

Таблица 40

Числовые характеристики пикритов (по А. Н. Заварицкому)

Числовые характеристики	№ образца							
	1	2	3	4	5	6	7	8
a	1,7	1,2	0,2	1,0	4,4	4,2	2,7	2,4
c	2,9	3,1	2,3	5,1	1,4	1,4	4,0	5,3
b	53,4	54,8	57,8	50,8	50,7	56,2	48,9	48,2
s	42,0	40,9	39,7	43,1	43,5	38,2	44,4	44,1
n	78,5	80,0	100	75	52,8	65,0	85,0	89,0
f'	20,5	18,7	20,3	20,4	27,9	22,0	29,9	29,5
m'	76,3	79,0	79,6	77,3	50,4	65,9	60,9	66,1
c'	3,2	2,3	0,1	2,3	21,7	12,1	9,2	4,4
Q	—22,3	—23,7	—23,3	—30,9	—23,2	—33,4	—29,8	—22,0

Продолжение табл. 40

Числовые характеристики	№ образца								
	9	10	11	12	13	14	15	16	17
a	1,7	4,3	4,4	2,1	3,2	3,0	2,9	5,6	2,9
c	4,0	5,5	3,0	0,9	1,6	1,6	2,0	2,0	4,4
b	53,9	44,8	48,8	56,6	58,6	53,2	53,2	52,5	48,5
s	40,4	45,4	43,8	40,8	36,6	42,2	41,9	39,9	44,2
n	78,5	69,6	77,2	66,6	90,0	33,3	41,7	55,8	82,6
f'	22,2	25,7	22,1	21,1	18,2	22,8	23,4	29,4	25,5
m'	76,5	65,6	61,2	61,9	69,9	62,8	58,3	58,9	65,1
c'	1,3	8,7	16,7	17,0	11,9	14,4	18,3	11,7	9,7
Q	—26,6	—23,3	—24,2	—23,5	—35,0	—21,2	—24,0	—33,4	—21,8

Как уже отмечалось, пикриты и диабазы в бассейне Каратургая образуют обычно небольшие по мощности и протяженности интрузивные залежи (силлы), располагающиеся согласно со складчатыми структурами докембрийских метаморфических образований. Однако в силу резкого различия в степени метаморфизма пикритов и вмещающих кристаллических сланцев, их нельзя считать близкими по возрасту образованиями. По сравнению с каледонскими ультрабазитами улутауского комплекса, залегающими в той же метаморфической толще, пикриты выглядят кайнотипными породами, что также указывает на их сравнительно молодой возраст.

Из литературы известны многочисленные примеры широкой пространственной связи жильных пород основного и частично ультраосновного состава с излияниями базальтовых лав (Кольский полуостров, Новая Земля, Чехословакия, Шотландия и др.). Так, в Британо-Арктической вулканической провинции третичные толеитовые и базальтовые жилы, простирающиеся через весь север Англии, переходят на северо-западе в одновозрастные жилы, выходящие из вулканических центров Гебридских островов и западного побережья Шотландии. Авторы известной монографии по третичному вулканизму острова Малл (Bailey, Thomas и др., 1924) указывают, что в конечные стадии активности базальтовой магмы в районе Гебридских островов отмечаются многочисленные гипабиссальные инъекции (силлы, дайки) диабазов, тешенитов, кринатитов, оливиновых габбро и перидотитов (пикритов) и что они проявляются далеко за пределами первоначального лавового плато.

Также пространственно и генетически связь с эффузивами, хотя и в другой геологической обстановке, обнаруживают и пикриты маймеча-котуйского комплекса ультраосновных и щелочных пород Сибирской

платформы, к которому относятся силлообразные и дайкообразные тела порфировидных перидотитов, переходящие в краевых частях в пикриты. Последние пространственно связаны с эффузивными толщами, в составе которых имеются пикритовые порфириты и меймечиты (Бутакова, Егоров, 1962).

Пикриты и диабазы каратургайского комплекса, залегающие среди метаморфических толщ Улутауского поднятия, видимой связи с эффу-

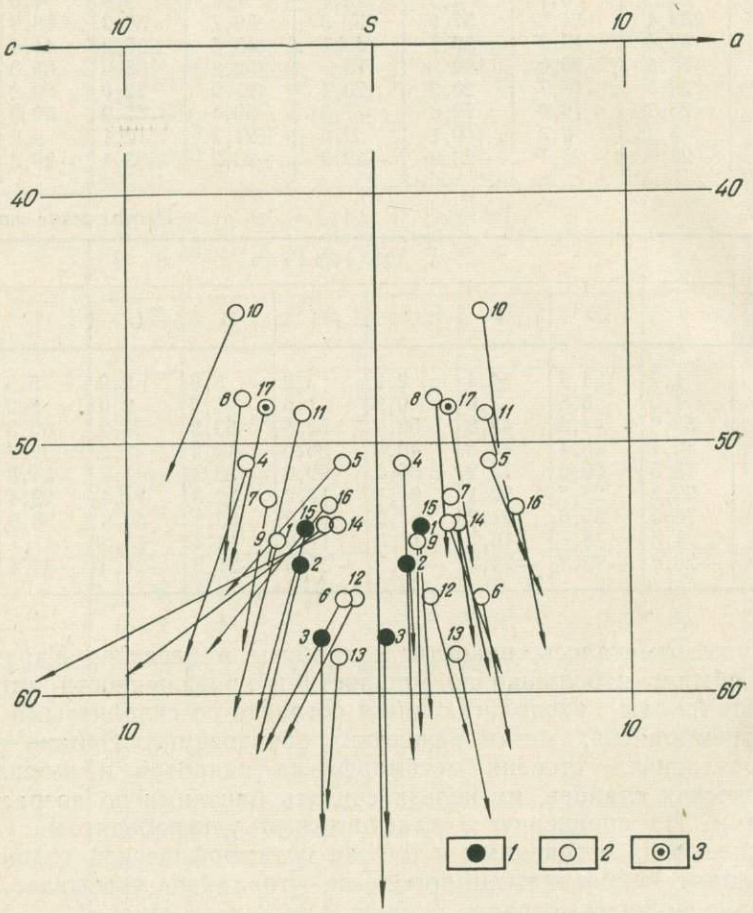


Рис. 84. Диаграмма химических составов пикритов

1 — пикриты каратургайского комплекса; *2* — пикриты других районов Советского Союза, Чехословакии и ГДР; *3* — средний состав пикритов по Дэли

зивными образованиями не обнаруживают. Однако работами последних лет в центральной части Тургайского прогиба под покровом кайнозойских отложений выявлено обширное поле нижнемезозойских (пермо-триасовых) основных эффузивов, в составе которых широко развиты базальты и долериты (Мазина, Ксенофонтов, 1961). Основываясь на аналогии с другими районами развития пикритов и диабазов, вполне возможно допустить, что пикриты и диабазы Улутауского района находятся в генетической связи с этими проявлениями раннемезозойского базальтоидного магматизма Тургайского прогиба. Как известно, консолидация подвижного пояса и переход его в молодую платформу почти всегда сопровождаются образованием многочисленных разрывных нарушений и магматической деятельностью, представленной как трещинными излияниями базальтоидных лав, так и малыми интрузиями, за-

стывающими близ поверхности или в условиях небольших глубин (Билибин, 1955). Вероятно, подобная обстановка существовала в рассматриваемом районе в конце перми — начале триаса, когда по образовавшимся разломам происходили поверхностные излияния базальтов в Тургайском прогибе, сопровождавшиеся малыми и трещинными интрузиями диабазов и пикритов в прилегающих консолидированных участках. Согласное залегание пикритов и диабазов в метаморфических породах докембрия объясняется проникновением в последние легко подвижных базальтоидных магматических расплавов и растеканием их по плоскостям отслоения древних толщ. Дифференциация базальтовой магмы в условиях жесткой рамы приводила к отщеплению ультраосновных дериватов, давших пикриты и пикрит-диабазы. Однако эта дифференциация не доходила здесь до образования щелочных производных типа тешенитов и тералитов, как, например, в Восточной Моравии или Шотландии, и потому в рассматриваемом комплексе мы имеем только ассоциацию пикритов и нормальных известково-щелочных диабазов, подобно тому, как это наблюдается в пикрит-диабазовых комплексах ГДР и Чешского Баррандиена (Gümbel, 1874; Brauns, 1903; Uhlemann, 1909; Fiala, 1946), с которыми пикриты и диабазы бассейна Каратургая имеют наиболее близкое сходство.

ГЛАВА IV

ВОПРОСЫ КЛАССИФИКАЦИИ, ПЕТРОЛОГИИ и МИНЕРАГЕНИИ ФОРМАЦИЙ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОД

КЛАССИФИКАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОД И ЗАКОНОМЕРНОСТЬ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОМ КАЗАХСТАНЕ

Приведенные в настоящей работе материалы позволяют сделать некоторые обобщения и выводы, касающиеся закономерностей проявления, пространственного размещения, условий образования и минерагении всех известных на территории Центрального Казахстана разнообразных типов интрузий ультраосновных и основных пород, как залегающих в складчатых вулканогенных и осадочных толщах близкого к времени их внедрения возраста, так и выходящих по разломам в краевые части жесткой геосинклинальной рамы, либо же формирующихся среди допалеозойских метаморфических образований древних срединных массивов.

Детальное геолого-петрографическое изучение многочисленных интрузий ультраосновных и основных пород в различных структурно-формационных зонах Центрального Казахстана позволило объединить их в ряд разновозрастных интрузивных комплексов, а однотипные комплексы на основании выявленных для них главных устойчивых признаков отнести к определенным магматическим формациям. Одни из этих комплексов оказались принадлежащими к уже известным формациям (габбро-диабазовая, габбро-перидотитовая, дунит-пироксенит-габбровая, габбро-плагиогранитовая, перидотит-пироксенит-норитовая, щелочно-ультраосновная), для других — пришлось выделить новые формации, которые до сего времени в существующих схемах классификации магматических формаций не учитывались (перидотит-пироксенитовая, диабаз-пикритовая). Сопоставление казахстанских интрузивных комплексов, отнесенных к последним двум формациям, со сходными магматическими образованиями других регионов Советского Союза и некоторых зарубежных стран показало, что правомерность существования этих формаций не ограничивается только пределами Казахстана, а может иметь значение и в общей систематике магматических формаций.

Предложенная схема классификации магматических формаций ультраосновных и основных пород (см. табл. 1) отличается от классификации магматических формаций Ю. А. Кузнецова (1964, стр. 29—30), хотя в обеих схемах можно найти близкие и даже идентичные формации. Так, в группе формаций собственно геосинклинальных этапов развития подвижных зон Ю. А. Кузнецова можно встретить аналоги всех наших формаций ранних стадий тектоно-магматического цикла за исключением перидотит-пироксенитовой. Однако Ю. А. Кузнецов по-иному понимает содержание своих ««гипербазитовой» и «габбро-пироксенит-дунитовой» формаций. Так, в частности, он считает, что «...нет вообще никакой специфической приуроченности гипербазитовых интрузий к начальным или каким-либо другим этапам развития подвижных зон» (1964, стр. 86).

Едва ли нужно доказывать, что это высказывание Ю. А. Кузнецова находится в противоречии с фактическим материалом по Казахстану. К габбро-пироксенит-дунитовой формации он относит, наряду с уральским платиноносным комплексом и казахстанскими дунит-пироксенит-габбровыми комплексами, лысогорский интрузивный комплекс Западного Саяна, считая его типичным примером данной формации (1964, стр. 68—69). На самом же деле интрузии этого комплекса, судя по описаниям И. М. Волохова и В. М. Иванова (1961, 1962), являются почти полными аналогами первично-расслоенных массивов златогорского перидотит-пироксенит-норитового комплекса как по структурной позиции и форме интрузивных тел, так и по составу пород и характеру связанной с ними сульфидной медно-никелевой минерализации. Кстати, и сам И. М. Волохов (1961, 1964), относя лысогорский и дербинский комплексы Саян к той же «габбро-пироксенит-дунитовой» формации и сопоставляя их с платиноносным комплексом Урала, не проводит различия между двумя этими типами интрузивных образований. Главный признак уральской платиноносной формации — концентрическое строение существенно габбровых массивов с четко обособленным дунитовым «ядром» — в саянских интрузиях, описанных И. М. Волоховым, отсутствует. Отмеченное же И. М. Волоховым петрохимическое сходство пород саянских и уральских интрузий не дает оснований говорить о тождестве этих комплексов вообще, а тем более применять для саянской формации то название, которое уже закреплено за формацией платиноносных интрузий Урала.

Имеются у нас расхождения с Ю. А. Кузнецовым и в понимании геологической позиции некоторых формаций платформенного типа. Так, формацию щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами он включает в группу «формаций устойчивых областей», а формацию дифференцированных габбровых и норитовых интрузий, идентичную нашей перидотит-пироксенит-норитовой, относит к «некоторым особым типам формаций щитов и ранних стадий развития древних платформ», считая, что особенностью ее является «тесная связь с формацией рапакиви и формаций анортозитов, которые типичны только для древнего докембрия и не встречаются в составе собственно платформенных магматических ассоциаций» (Кузнецов, 1964, стр. 351). Данные наших исследований интрузий этой формации в Казахстане и анализ литературных материалов показывают, что подобного типа интрузии встречаются не только в пределах щитов или древних платформ, но и широко развиты в срединных массивах складчатых областей, причем всегда они внедрялись в жесткие, уже консолидированные структуры, а формирование их происходило в относительно спокойной тектонической обстановке. Более того, известны примеры интрузий этой формации, имеющих очень молодой (даже эоценовый) возраст (Скергордская интрузия Восточной Гренландии, расслоенная интрузия о-ва Рам, Гебриды). Примерно такую же геологическую позицию занимают и щелочно-ультраосновные комплексы.

Значительно более близкой к принятой нами классификации является схема классификации гипербазитовых формаций П. П. Смолина (1963). Он выделяет шесть формаций гипербазитов, из которых четыре, если не по названию, то по содержанию и характеристике почти полностью совпадают с нашими габбро-перидотитовой, дунит-пироксенит-габбровой, перидотит-пироксенит-норитовой и щелочно-ультраосновной формациями.

В работах зарубежных геологов мы почти не находим представлений о магматических формациях в том виде, как они зародились и успешно развиваются в Советском Союзе. Тем не менее определенные элементы формационного анализа все чаще начинают появляться и в

некоторых зарубежных петрологических работах. Из них лучшей книгой в этом отношении является, конечно, монография Ф. Тернера и Дж. Ферхугена (1961), где авторы выделяют и прекрасно характеризуют наиболее типичные вулканические и глубинные ассоциации изверженных пород, которые во многом оказываются сходными с магматическими формациями, выделяемыми советской школой геологов. В частности, указанные исследователи, рассматривая основные и ультраосновные глубинные ассоциации, четко различают среди них два генетических типа: а) ассоциацию габбро, норитов, перидотитов и связанных с ними пород расслоенных интрузий и б) перидотит-серпентинитовую ассоциацию орогенических зон или ультрамафические интрузии «альпийского типа». Первый из этих типов соответствует нашей формации расслоенных перидотит-пироксенит-норитовых интрузий, а второй — почти полностью совпадает с выделяемой нами габбро-перидотитовой формацией. Нельзя здесь не отметить также интересной работы Т. П. Тайера (1963), в которой он показал очень четкие и принципиальные различия между альпинотипными и стратиформными габбро-перидотитовыми комплексами; многие положения и выводы этого исследователя почти полностью согласуются с нашими данными по изучению соответствующих альпинотипных (габбро-перидотитовых) и стратиформных (расслоенных перидотит-пироксенит-норитовых) комплексов Центрального Казахстана.

Таким образом, в предложенной нами классификации ультраосновных и основных магматических формаций отражен ряд общих закономерностей и особенностей проявления этих формаций в развитии как подвижных, так и устойчивых (консолидированных) зон земной коры. Тем не менее эта классификация отнюдь не претендует на универсальность и, конечно, не исчерпывает всего разнообразия естественных ассоциаций ультраосновных и основных пород. Но для Казахстана она в данный момент подводит итог состоянию наших знаний геологии, петрологии и минерагении интрузий ультраосновных и основных пород, а также их роли и места в развитии различных типов структурно-формационных зон.

Изучение выделенных магматических формаций на примерах ряда их представителей в Центральном Казахстане и анализ литературных материалов по другим регионам позволили уточнить качественную характеристику отдельных формаций, более четко определить их главные устойчивые признаки, а также выявить существенные детали закономерностей проявления ультраосновного и основного магматизма как на ранних стадиях развития складчатых систем, так и на стадиях их постконсолидационной активизации. В частности, для ранней стадии тектоно-магматического цикла устанавливается определенная закономерность в ходе эволюции интрузивного магматизма, заключающаяся в постепенном, направленном уменьшении роли бесполевошпатовых ультраосновных пород и в прогрессивном увеличении роли натровых гранитоидов от наиболее ранних габбро-перидотитовых до наиболее поздних габбро-плагиогранитовых комплексов, завершающих собственно геосинклинальный этап развития магматизма подвижных поясов.

Основные формационные признаки ультраосновных и основных интрузий определяются не только временем их проявления в развитии складчатой системы (т. е. приуроченностью к определенной стадии тектоно-магматического цикла), но в значительной мере и геолого-тектонической обстановкой условий их образования, связью с определенными типами тектонических структур. Исследование ультрабазитовых интрузий ранней стадии цикла, формировавшихся как в мобильной обстановке развивающейся геосинклинали, так и в жестких, консолидированных структурах геосинклинальной рамы, позволило установить существенные различия тех и других интрузий в отношении особенностей их

петрографического состава и минерагении, в связи с чем пришлось расчленить выделявшуюся ранее ультрабазитовую формацию на две формации: габбро-перидотитовую и перидотит-пироксенитовую. Исследования ультраосновных и основных пород в северной части Казахстана, отличающейся особым геологическим строением и спецификой развития магматизма, позволили впервые выделить здесь постконсолидационные магматические комплексы, не известные на остальной территории Казахстана. Основная особенность этого района заключается в наличии здесь крупнейшего в Казахстане выступа древнего докембрийского фундамента — Кокчетавской глыбы, которая в раннепалеозойское время была окружена геосинклинальными прогибами. Складчатые движения и магматизм каледонского времени в этих геосинклиналях вызвали тектоно-магматическую активизацию жесткой платформенной структуры Кокчетавской глыбы, которая реагировала на них глубокими расколами, открывшими пути для внедрения различных магматических образований. Специфические особенности имеет и разрез земной коры в пределах Кокчетавской глыбы: мощность коры здесь увеличивается до 48—50 *км* при одновременном увеличении мощности базальтового слоя до 35 *км* и сокращении мощности гранитного слоя до 15 *км* (Андреев, Бродовой и др., 1966). Исключительно большая мощность базальтового слоя, выраженная повышенным гравитационным полем Кокчетавской глыбы, обусловила и характерные черты развития интрузивного магматизма в период каледонской активизации глыбы.

Приведенная в настоящей работе характеристика трех интрузивных комплексов Кокчетавской глыбы — щучинского перидотит-пироксенитового, златогорского перидотит-пироксенит-норитового и красномайского щелочно-ультраосновного — показывает, что все они, хотя и связаны с одной и той же каледонской эпохой тектогенеза, но порождены различными по составу магмами, возникшими в разных глубинных магматических очагах в результате качественно различных процессов.

В связи с заложением по окраинам древней Кокчетавской глыбы геосинклинальных прогибов, к началу каледонского тектоно-магматического цикла уже четко обособилась специализация магматической деятельности, происходившей по-разному в различных структурно-тектонических зонах.

В области сочленения Кокчетавской глыбы с Восточно-Кокчетавской (Степнякской) геосинклиналью, в результате быстрого падения давления в зонах глубинных разломов, достигавших, видимо, подкорового перидотитового субстрата, возникали глубинные астенолиты с недифференцированными ультраосновными расплавами. Внедрившись по дугообразной системе разломов в окраинную часть Кокчетавской глыбы, они образовали перидотит-пироксенитовые массивы щучинского комплекса. Основные петрологические и минерагенические особенности щучинского комплекса определяются, с одной стороны, офиолитовым характером интрузий, связью их с глубинными геосинклинальными магматическими очагами, а с другой стороны, — размещением их за границами собственно каледонской складчатости, в пределах консолидированных структур докембрия Кокчетавской глыбы.

В самой Кокчетавской глыбе, испытывавшей в это время тектоническую активизацию, при постепенном снятии напряжений в зонах разломов под сводами уже консолидированных структур происходила медленная мобилизация вещества нижних горизонтов мощного базальтового слоя, приводившая к возникновению астенолитов основной и ультраосновной магмы. Внедрение этой сложной по составу магмы за пределами зон каледонской складчатости в жесткую раму и кристаллизация ее в относительно спокойной тектонической обстановке способствовали значительной дифференциации этой магмы в интрузивных камерах, что и привело к образованию крупных первично-расслоенных ин-

трузий златогорского перидотит-пироксенит-норитового комплекса. В отдельных зонах наиболее глубоких разломов могла происходить еще более медленная и селективная мобилизация вещества верхней мантии с выплавкой щелочных дериватов. Подъем такой дифференцированной магмы по зонам разломов сопровождался, вероятно, ее гравитационно-кинематической дифференциацией (Кадик, 1961; Кухаренко, 1962), что еще более способствовало разделению ультраосновных и щелочных дифференциатов. Последовательное внедрение их и дополнительная дифференциация магмы в интрузивных камерах привели к образованию щелочно-ультраосновных интрузий красномайского комплекса, формирование которых сопровождалось широким развитием автометасоматических процессов, вплоть до появления карбонатитов.

Обнаружение щелочно-ультраосновных интрузий в центральной части Кокчетавской глыбы было хотя и неожиданным, но вполне закономерным явлением в геологии Северного Казахстана. Из литературных данных, обобщенных в основном Ю. М. Шейнманном (1956, 1961) и А. А. Кухаренко (1962, 1965), известно, что комплексы щелочно-ультраосновной формации появляются исключительно в жестких структурах земной коры и в ту стадию их развития, когда происходят крупные смещения блоков по системам разломов различного заложения, причем «...часть из них возникает как реакция жестких платформенных структур на складчатые движения в прилегающих мобильных поясах...» (Кухаренко, 1965, стр. 745).

Кокчетавская глыба, по Е. Д. Шлыгину, — это древний срединный массив, представляющий совокупность отдельных тектонических блоков, ограниченных расколами. Внедрение щелочно-ультраосновных массивов красномайского комплекса, основываясь на геологических соображениях и на данных определений абсолютного возраста пород (500 млн. лет), мы относим к одной из стадий тектонической активизации Кокчетавской глыбы, которая была сопряжена со складчатыми движениями в примыкающей к ней Степнякской каледонской геосинклинали. Следовательно, интрузии красномайского комплекса появились в обычной для формации щелочных и ультраосновных пород тектонической обстановке.

Для Карело-Кольской провинции А. А. Кухаренко (1962, 1965) отмечает, что возникновению щелочно-ультраосновных комплексов предшествует длительная эволюция магматизма с появлением все более петрохимически специализированных и все более щелочных серий пород. Такую направленную эволюцию магматизма он объясняет тем, что по мере консолидации платформенных структур в процессе формирования магм вовлекаются все более глубокие зоны коры и мантии, что в конечном итоге приводит к возникновению щелочно-ультраосновных, а на более позднем этапе — щелочных (нефелин-сиенитовых) магматических комплексов (Кухаренко, 1965, стр. 746).

Характерно, что в развитии магматизма периода каледонской активизации Кокчетавской глыбы мы видим очень близкую к указанной выше тенденцию изменения состава пород последовательно возникающих магматических комплексов с появлением все более щелочных разностей, отличающихся все более четко выраженной геохимической специализацией. На ранних стадиях активизации Кокчетавской глыбы (530—545 млн. лет) появляются расслоенные никеленосные перидотит-пироксенит-норитовые интрузии златогорского комплекса, которые по петрологии и металлогении хорошо сопоставляются с мончегорским комплексом Кольского полуострова. В конце этой стадии в отдельных интрузивах комплекса намечается уже некоторая тенденция дифференциации в сторону щелочной ветви (эссекситовые габбро, биотитовые пироксениты Дубровского массива, 518 млн. лет).

Щелочно-ультраосновные интрузии красномайского комплекса появляются в следующую стадию активизации глыбы (около 500 млн. лет). В этом комплексе происходит уже четкое обособление щелочных пород (малиньитов, шонкинитов, нефелитовых сиенитов, сиенитов) от ультраосновных (пироксенитов), причем между ними наблюдаются даже интрузивные соотношения. Продолжая аналогию с Карело-Кольской провинцией, этот комплекс можно сопоставить с протерозойским и с каледонским щелочно-ультраосновными комплексами Кольского полуострова и Северной Карелии. Наконец, подобно тому как на Кольском полуострове развитие магматизма заканчивается формированием девонского комплекса нефелиновых сиенитов и сопровождающих их щелочных пород Хибинских и Ловозерских тундр, так в Северном Казахстане в связи с раннегерцинской активизацией складчатых структур каледонид, непосредственно примыкающих с юго-запада к Кокчетавской глыбе, формируется ишимский щелочной комплекс (415 млн. лет), представляющий собой сложную многофазную кольцевую систему щелочных базальтоидов (эпилейцитовые базальты, тефриты, тингуаиты), содалито-нефелиновых сиенитов и других щелочных пород (Нурлыбаев, Монич и др., 1964).

Таким образом, несмотря на различные масштабы проявления, сходные магматические комплексы Карело-Кольской провинции и Северного Казахстана занимают аналогичные места в общей последовательности развития магматических процессов, проявившихся на территории этих двух регионов. Все это еще раз подтверждает справедливость высказанного выше положения о том, что Кокчетавскую глыбу ни в коей мере нельзя рассматривать как антиклинорий внешней дуги каледонид Казахстана, подобный Улутаускому антиклинорию, что еще до сих пор утверждается некоторыми казахстанскими геологами. Магматизм Кокчетавской глыбы неопровержимо свидетельствует о типичном платформенном режиме, существовавшем здесь уже в раннем палеозое. Кокчетавская глыба — это обломок древней досинийской платформы, сохранившийся еще со времени заложения окружавших ее нижнепалеозойских геосинклиналей и имеющий независимую от последних свою самостоятельную структуру и специфический платформенный характер магматиза.

Более того, Кокчетавская глыба — это глубоко эродированный древний блок земной коры. Об этом свидетельствуют и древнейшие из обнажающихся на поверхности Казахстана метаморфические образования зерендинской серии, и трещинный характер щелочно-ультраосновных интрузий с резким преобладанием в их составе меланократовых пород, (что является признаком глубоко эродированных комплексов; Кухаренко, 1965, стр. 745), и наконец, сокращенная мощность гранитного слоя при очень мощном базальтовом слое, что характерно для участков глубоко эродированных щитов (например, для Кольского полуострова).

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ И ГАББРОИДОВ В РАЗЛИЧНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ И ИХ ГЕНЕЗИС

Приведенная выше геолого-петрографическая характеристика ультраосновных и основных интрузивных комплексов Центрального Казахстана, а также изучение литературных данных по другим регионам Советского Союза и зарубежных стран показывают, что тесная и постоянная ассоциация ультрабазитов и габброидов во всех выделенных маг-

матических формациях* является общей закономерностью. Поэтому мы не можем разделить развиваемых некоторыми геологами в последнее время представлений об исключительной автономности интрузий бесполевошпатовых ультраосновных пород и о существовании особых ультрабазитовых формаций, стерильных в отношении габброидов (например, так называемая «дунит-гарцбургитовой»). Отмечаемые иногда комплексы интрузий только ультраосновных пород являются лишь исключениями, и притом довольно редкими, из этого общего правила.

Если участие основных пород в составе дунит-пироксенит-габбровой и перидотит-пироксенит-норитовой формаций является общеизвестным фактом и не требует дополнительной аргументации, то генетическая связь ультрабазитов и габброидов в «альпинотипных» габбро-перидотитовых комплексах, равно как и взаимоотношения этих двух типов пород в различных формациях, заслуживают особого рассмотрения.

При характеристике габбро-перидотитовой формации было показано, что габбро являются неотъемлемой и важной частью комплексов этой формации, а также было отмечено, что тесная ассоциация перидотитов и габбро является характернейшей чертой вообще всех «альпинотипных» интрузивных комплексов (Benson, 1926; Тайер, 1963; и др.). Это признают и сторонники представлений о генетической самостоятельности ультраосновных интрузий. Так, например, Г. В. Пинус пишет: «тесная пространственная ассоциация основной интрузии с гипербазитами определяет закономерную приуроченность массивов габбро к тем же геоструктурным элементам, к которым приурочены и гипербазитовые пояса» (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958, стр. 237). Д. С. Штейнберг, развивающий вместе с некоторыми уральскими геологами взгляды о петрологической обособленности собственно перидотитовых интрузий, также вынужден признать, что «...габбро пространственно связаны с перидотитовыми (дунит-гарцбургитовыми) массивами. Это сонахождение, а также близость по возрасту (принадлежность к одному тектоно-магматическому этапу) послужили основанием для выделения единых габбро-перидотитовых интрузивных формаций, которые долго были общепринятыми на Урале, а некоторыми исследователями признаются и сейчас» (Штейнберг, Соболев, 1964, стр. 217).

Все это показывает, что формирование комплексов габбро-перидотитовой формации в различных складчатых системах происходило в результате каких-то в общем однотипных процессов возникновения и внедрения магм смешанного перидотитового и габбрового состава, давших сходные по петрографическому составу ассоциации ультраосновных и основных пород.

Особенностью интрузий габбро-перидотитовой формации, как уже было отмечено, являются случайные, незакономерные количественные и возрастные соотношения ультрабазитов и габбро. Количество габброидов в отдельных массивах может изменяться в любых пределах, но в целом в составе каждого комплекса всегда преобладают бесполевошпатовые ультраосновные породы. Выше приводились примеры, где в пределах одного комплекса или даже отдельного интрузивного массива наблюдались то явления прорывания телами габбро серпентинизированных перидотитов, то отмечались включения в габброидах как бы прорывающих их жилоподобных или линзовидных тел перидотитов. Это обстоятельство находится, видимо, в прямой связи с формированием габбро-перидотитовых комплексов, происходившим в условиях

---

* Здесь не рассматривается только габбро-диабазовая формация, тесно связанная с эффузивами спилит-диабазового состава и характеризующаяся отсутствием в ее составе ультрабазитов.

продолжающихся движений и интенсивных деформаций коры, что способствовало смешению в различных пропорциях перидотитового и габбрового расплавов и произвольному порядку их внедрения в начавшиеся подвергаться складчатости геосинклинальные толщи. Свидетельством генетического родства перидотитов и габбро может служить также своеобразная роль верлитов в казахстанских габбро-перидотитовых комплексах, аналогичная описанной А. Н. Заварицким (1932) для Рай-Иза и П. М. Татариновым для (1940) восточной полосы габбро-перидотитовых интрузий Урала: верлиты всегда оказываются связанными пространственно с габбро, но не с наиболее распространенными в габбро-перидотитовых комплексах гарцбургитами. Д. С. Штейнберг также отмечает, что «в некоторых случаях создается впечатление постепенных переходов от габбро к гарцбургитам через верлиты (Алапаевский, Хабарнинский массивы). Однако детальное изучение показывает, что хотя верлиты связаны постепенными переходами с габбро через диаллагиты, контакт между верлитами и гарцбургитами совершенно четкий и резкий» (Штейнберг, Соболев, 1964, стр. 217). Добавим к этому, что в казахстанских габбро-перидотитовых массивах нами неоднократно наблюдались постепенные переходы между верлитами и гарцбургитами через лерцолиты, но сами верлиты практически не встречались вне ассоциации с телами габбро. В комплексах перидотит-пироксенитовой формации верлиты также связаны если не с габбро, то с пироксенитами (улутауский комплекс), но опять-таки не с гарцбургитами. Вместе с тем в комплексах обеих этих формаций почти нет переходных между перидотитами и габбро пород, в отличие от массивов платформенной перидотит-пироксенит-норитовой формации, где широко распространены разности пироксенитов, перидотитов и даже дунитов с второстепенным или акцессорным плагиоклазом.

Резко отличной в этом отношении от указанных геосинклинальных формаций является постконсолидационная перидотит-пироксенит-норитовая формация. В интрузиях этой формации всегда наблюдается строго закономерные соотношения в распределении основных и ультраосновных дифференциатов, выраженные в правильной, прогрессивной смене пород с преобладанием тяжелых высокотемпературных минералов породами с более низкотемпературными минеральными ассоциациями в вертикальном разрезе или всей интрузии, или же ее отдельных дифференцированных зон. Такая закономерность нередко осложняется еще и ритмичной слоистостью, обусловленной чередованием слоев (иногда очень тонких), в каждом из которых преобладают ассоциации либо магнезиально-железистых, либо салических минералов (Златогорский, Дубровский, Чкаловский массивы). Наличие согласных слоистых серий и их исключительная выдержанность по простиранию, а также широкое развитие переходных разновидностей между ультрабазитами и норитовыми породами, не совместимы с предположениями некоторых исследователей (И. И. Бок и др.) о формировании этих интрузий в несколько интрузивных фаз.

Закономерное строение таких псевдостратифицированных интрузий перидотит-пироксенит-норитовой формации имеет важное петрогенетическое значение, так как оно являет собой наглядный результат гравитационно-кристаллизационной дифференциации магмы существенно основного состава в интрузивной камере. Такая дифференциация происходила в относительно спокойной тектонической обстановке, но часто осложнялась целым рядом побочных явлений (конвекционные токи и турбулентные движения в кристаллизующейся магме, последовательная и прерывистая кристаллизация в нескольких изолированных камерах, периодическое разламывание кровли отдельных камер и смешение расплавов различного состава, диффузионные процессы, явления прото-

обогащения и пр.), не всегда еще поддающихся удовлетворительной расшифровке.

Интрузии дунит-пироксенит-габбровой формации по своему строению занимают как бы промежуточное положение между «альпинотипными» и «стратиформными» комплексами. В них устанавливаются некоторые черты закономерного распределения различных типов пород: дунитовые тела, обособляющиеся без какой-либо строгой закономерности в более крупных массивах габбро, имеют более или менее правильную овальную форму и окружаются то сплошной, то прерывистой зоной пироксенитов и тылаитов (вероятно, реакционного происхождения); более кислые дифференциаты (диориты, плагиограниты) располагаются в верхних частях габбровых массивов в виде изолированных участков. Все эти породы составляют в каждом конкретном случае единый интрузивный комплекс, образовавшийся в результате кристаллизационной дифференциации магмы преимущественно габбрового состава. Однако эта дифференциация, происходившая в мобильной тектонической обстановке, прошла не до конца и не привела к первичному расслаиванию и псевдостратификации, как в интрузиях платформенной перидотит-пироксенит-норитовой формации; в результате дифференциации в этих интрузиях обособилась лишь наиболее высокотемпературная фаза, образовавшая ядра дунитов, которые затем вступили во взаимодействие с габбровым расплавом, в результате чего вокруг них образовались реакционные зоны пироксенитов (диаллагитов) и тылаитов.

Явления дифференциации магмы in situ с обособлением ультраосновных и основных дериватов и наличием промежуточных между ними разностей отмечаются и в малых силлообразных телах диабаз-пикритовой формации.

Постоянная ассоциация ультрабазитов и габброидов во всех формациях (которую, кстати, не способны объяснить ни гипотезы трансформистов, ни гипотезы о «холодных» интрузиях ультрабазитов, внедряющихся в твердом состоянии) не противоречит современным представлениям о генетической самостоятельности перидотитовой магмы и о возникновении ее путем прямого плавления подкоровых масс, принципиальная возможность которого была доказана исследованиями Х. Иодера (Joder, 1954) и экспериментальными данными О'Хара (O'Hara, 1963). Эти же факты можно согласовать и с концепцией В. В. Белоусова (1966), предполагающей выплавление и подъем из волновода верхней мантии базальтовых астенолитов, если допустить возможность смешения глубинных перидотитовых магм с базальтовыми расплавами поднимающихся по зонам глубинных разломов астенолитов. В то же время трудно согласиться с В. В. Белоусовым, считающим, что «перидотитовые интрузии — это остаточные включения в базальтовых астенолитах, увлеченные последними при подъеме» (1966, стр. 23). Такое предположение можно принять лишь для объяснения происхождения ультраосновных дифференциатов дунит-пироксенит-габбровой и перидотит-пироксенит-норитовой формаций, в которых эти дифференциаты составляют сравнительно небольшую часть объема интрузий основного состава. Однако все особенности строения и генезис интрузий габбро-перидотитовой и перидотит-пироксенитовой формаций лучше всего объясняются совместным течением перидотитового и габбрового расплавов на глубине, возможно вблизи границы коры и мантии, и быстрым подъемом их по зонам глубинных разломов. Более того, наличие в ранних геосинклинальных формациях, наряду с основными и ультраосновными породами, натровых гранитоидов, свидетельствует о контаминации гранитоидным материалом этих сложных по составу мантийных магм либо путем проплавления сиалических пород по мере продвижения очага вверх, либо путем прямого смешения их с гранитоидными анатектическими расплавами.

Такое смешение магм различного состава на глубине или в процессе их восходящего движения по зонам глубинных разломов и последующую их дифференциацию мы рассматриваем как одну из наиболее вероятных главных причин эволюции геосинклинального магматизма и появления разных по вещественному составу и минерагении ультраосновных и основных магматических формаций на ранних стадиях тектоно-магматического цикла. Все это противоречит высказываемым в последнее время в литературе предположения об исключительной стерильности глубинных перидотитовых магм и о невозможности их «загрязнения» во время от их зарождения до кристаллизации в верхних зонах земной коры (Шейнманн, 1964). Общая же направленность развития геосинклинального магматизма наиболее удовлетворительное объяснение получила в одной статье В. В. Белоусова (1966_2). Возможные причины появления основных и ультраосновных магматических формаций в периоды тектонической активизации зон завершенной складчатости были кратко рассмотрены в предыдущем разделе.

Для объяснения большинства специфических особенностей ультрабазитов, благодаря которым «ультраосновные интрузии представляют собой в значительной степени загадку» (Белоусов, 1966_2, стр. 23), наиболее приемлемой представляется популярная сейчас гипотеза Боуэна — Таттла, согласно которой перидотитовые магмы ко времени своего внедрения находятся в полужидком состоянии, в виде «кашеобразной» массы (crystal — mush), состоящей из смеси кристаллов оливина и некоторого количества межзернового расплава. Такое предположение, как известно (Тернер, Ферхуген, 1961, стр. 277—278), снимает большинство возражений против магматического происхождения ультраосновных пород и хорошо объясняет постоянство минерального состава габбро-перидотитовых комплексов в различных регионах, а также различную интенсивность контактового воздействия ультрабазитов на окружающие породы. Распространенное представление о том, что ультраосновные интрузии никогда не дают контактовых изменений во вмещающих породах, является, очевидно, недоразумением. Сейчас правильнее говорить о том, что контактовые явления, сопровождающие ультраосновные интрузии, могут быть очень различны, от слабых, едва заметных контактовых изменений до активных интрузивных контактов, что, например, было отмечено нами при изучении Шайтантасского массива в Улутауском районе. В последнее время в литературе все чаще появляются сведения о высокотемпературных ультрабазитовых интрузиях, дающих ясные контактовые ореолы [Урал — Пронин (1963), Шумихин (1963), Коржинский (1966); Венесуэла — Mac Kenzie (1960); Квебек — Olsen (1962); Юго-Восточная Албания — Жданов (1963); Корнуэлл — Green (1964); Новая Зеландия — Challis, (1965) и др.]. Очевидно, что интенсивность контактового воздействия ультрабазитов на вмешающие породы зависит не только от температуры внедряющейся магмы, но и от количества тепла, выделяющегося при ее кристаллизации, которые, в свою очередь, находятся в зависимости от количественных соотношений между кристаллической фазой и межзерновым расплавом. Естественно, что интрудирующая в «кашеобразном» состоянии масса будет иметь более низкую температуру, чем настоящий ультраосновной расплав, а количество тепла, выделяющегося при ее окончательной кристаллизации, будет прямо пропорционально количеству межзерновой жидкой фазы. В различных условиях, вероятно, могут наблюдаться разные количественные соотношения между кристаллической и жидкой фазами, а потому, наряду с очень слабыми контактовыми явлениями, ультрабазитовые интрузии вызывают и высокотемпературный контактовый метаморфизм, наиболее яркий и убедительный пример которого недавно был описан Гвинет Чейллиз для альпинотипной ультрамафической интрузии Рэд Хилл в Новой Зеландии (G. Challis, 1965_2).

Контактовые явления около интрузий дунит-пироксенит-габбровой и перидотит-пироксенит-норитовой формаций широко известны. Вероятно, и габбро-перидотитовые («альпинотипные») интрузии дают контактовые эффекты значительно чаще, чем это предполагается. Однако при изучении таких интрузий обычно недостаточно тщательно проводятся наблюдения в области контактов. Кроме того, первичные контактовые ореолы часто затушевываются последующими гидротермально-метасоматическими процессами при серпентинизации ультраосновных пород или же поздними разрывными тектоническими деформациями контактовых зон, а также явлениями интенсивной поверхностной дезинтеграции пород в самой зоне контакта. Кстати, довольно частое наличие тектонических срывов небольшой амплитуды вдоль контактов ультрабазитовых массивов (главным образом габбро-перидотитовой формации) побудило возникновение крайних взглядов о «диапиризме» ультраосновных интрузий, о «выжимании» их в холодном состоянии и пр. При этом сторонники таких взглядов, часто за недостатком собственных наблюдений, ссылаются на литературные данные по геологии офиолитовых формаций Средиземноморской альпийской зоны, где собственно и зародились представления об ультрабазитовых «протрузиях». Однако при этом не принимается во внимание то, что там речь идет о «протрузиях» серпентинитов в относительно пластичные молодые флишевые толщи и что попытки широкого применения этой идеи к палеозойским складчатым системам едва ли могут быть правомерными. Авторами настоящей монографии при геологическом картировании казахстанских габбро-перидотитовых массивов довольно часто фиксировались их тектонические контакты. Это вполне закономерно: доскладчатые или раннескладчатые габбро-перидотитовые интрузии вместе с вмещающими их раннегеосинклинальными толщами на последующие тектонические движения реагируют уже как жесткие массы. При этом развиваются многочисленные тектонические подвижки по разрывам, возникающим легче всего по контактам пород различной компетентности. Поэтому так часто и наблюдаются «сорванные» тектонические контакты серпентинитовых массивов (как правило, с очень небольшими амплитудами), которые, конечно, ничего общего с «диапиризмом» не имеют. Возможно, что некоторые более значительные перемещения небольших бескорневых серпентинитовых масс могут иметь место только в очень тектонически активных зонах крупных региональных разломов.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МИНЕРАГЕНИИ

В настоящей работе неоднократно подчеркивалось, что определяющим фактором для металлогенической оценки интрузивных комплексов является их формационная принадлежность.

Каждой магматической формации ультраосновных и основных пород присуща совершенно определенная ассоциация полезных ископаемых, что, наряду с другими признаками (структурно-геологическими петрологическими, геохимическими), собственно и определяет правомерность отнесения данного типа интрузивных образований к самостоятельной формации. Более того, разновозрастные интрузивные комплексы, находящиеся в пределах различных складчатых систем, но относящиеся к одной и той же формации, характеризуются одинаковым набором полезных ископаемых, различаясь между собой лишь интенсивностью проявления минерализации и практической значимостью того или иного вида минерального сырья.

С интрузивными комплексами наиболее распространенной в Казахстане габбро-перидотитовой формации из числа важнейших эндогенных полезных ископаемых связаны: платиноиды (глаз-

ным образом, осмистый иридий), хромитовые руды, асбест хризотиловый, тальк. Экзогенная минерализация массивов этой формации, связанная с развитием древних кор выветривания, представлена гидросиликатными рудами никеля, иногда природно-легированными железоникелевыми рудами, окисными рудами кобальта и концентрациями аморфного (обычно очень высококачественного) магнезита, приуроченными всегда к корням коры выветривания. Каких-либо специфических условий для образования концентраций гидросиликатного никеля (за исключением того, что все они приурочены только к массивам габбро-перидотитовой и перидотит-пироксенитовой формаций) не установлено. Поэтому известные общие положения, характеризующие благоприятную геологическую и палеогеографическую обстановку для образования кор выветривания с нонтронитовым профилем на ультрабазитах (Гинзбург и др., 1946, 1947), сохраняют свою силу и в условиях Казахстана.

Остальные полезные ископаемые, связанные с интрузивными комплексами габбро-перидотитовой формации, имеют меньшее значение и были рассмотрены при характеристике отдельных комплексов. Здесь следует привести лишь некоторые дополнительные данные о тальке и тальковом камне, перспективы которых в Казахстане до последнего времени считались весьма скромными. Однако, как показали поисково-разведочные работы, проведенные в 1961—1963 гг. П. Л. Клименко в Северном Прибалхашье, в Казахстане имеется реальная возможность выявления значительных ресурсов этого вида минерального сырья в связи с апосерпентинитовыми лиственитами. Указанными работами было установлено, что тела лиственитов в Итмурундинском серпентинитовом массиве постоянно окаймляются зонами тальковых, тальково-карбонатных и тальково-хлоритовых пород, представляющих собой переходные разности между лиственитами и серпентинитами. В составе этих зон имеются значительные по размерам рудные тела мягких тальковых камней, содержащих до 60% и более талька и легко поддающихся механической обработке и измельчению. Технологическими испытаниями тальковых камней Итмурундинского месторождения установлена полная пригодность их для промышленного использования. Учитывая широкое развитие лиственитов в других габбро-перидотитовых комплексах Казахстана, следует считать вполне возможным выявление в них крупных тальковых месторождений итмурундинского (или «миасского») типа при достаточно целеустремленных поисково-разведочных работах.

Кроме полезных ископаемых, генетически связанных с ультрабазитами, массивы габбро-перидотитовых комплексов, как указывалось, вмещают нередко месторождения полезных ископаемых, образование которых вызвано внедрением малых интрузий натровых гранитоидов, часто сопровождающимся контактово-реакционными процессами между гранитоидами и серпентинитами с интенсивными проявлениями десиликации и щелочного метасоматоза. Это приводит к образованию ряда специфических полезных ископаемых, таких, как тальк, амфиболовый асбест, вермикулит, керамическое и кварцевое сырье (альбититы, мономинеральные кварцевые породы), поделочные и технические камни (жадеититы, жадеит-альбитовые и жадеит-амфиболовые породы).

Для интрузивных комплексов перидотит-пироксенитовой формации самым характерным эндогенным полезным ископаемым является продольно-волокнистый хризотил-асбест (карачаевский тип минерализации, по П. М. Татаринову). Проявления этого полезного ископаемого особенно обильны в пределах улутауского перидотит-пироксенитового комплекса, к которому приурочено и самое крупное из всех известных в мире хризотил-асбестовое месторождение карачаевского типа (Ешкеульмесское). С интрузиями этой формации связаны также слабые проявления сульфидной никелевой минерализации, не-

имеющие серьезных перспектив. Заслуживают внимания и дальнейшего изучения лишь обнаруженные недавно концентрации медно-никелевых сульфидов в дифференцированных габбро-перидотит-пироксенитовых интрузиях щучинского комплекса. Экзогенная минерализация массивов перидотит-пироксенитовой формации в основном та же, что и габбро-перидотитовых комплексов, но особенностью ее является большее обогащение силикатных руд никеля гидроокисным кобальтом.

Интрузивные комплексы дунит-пироксенит-габбровой формации в Казахстане по своей минерагении несравненно беднее габбро-перидотитовых и перидотит-пироксенитовых комплексов: с ними связаны только незначительные проявления минерализации платины, асбеста и магнезита. Характерно, что нигде в Казахстане в коре выветривания этих массивов не установлено практически интересных концентраций гидросиликатного никеля.

Резко отличными от рассмотренных формаций ранних стадий тектоно-магматического цикла не только по своим структурно-геологическим, петрологическим и геохимическим признакам, но и по минерагении, являются интрузивные комплексы постконсолидационных формаций, развитые в пределах Кокчетавской глыбы. Очень характерна металлогеническая специализация расслоенных перидотит-пироксенит-норитовых интрузий златогорского комплекса: с ними связаны проявления минерализации платиноидов (главным образом платина, палладий, родий) и сульфидов железа, никеля и меди с однообразной и постоянной ассоциацией рудных минералов (пирротин-пентландит-халькопирит-магнетит). Этот металлогенический признак резко отличает данные интрузии от никеленосных интрузий габбро-перидотитовой формации, где никель концентрируется в продуктах начальной кристаллизации силикатного расплава, изоморфно замещая магний в решетках оливина и ромбического пироксена. В зоне выветривания (окисления и гидратизации) эти первично никеленосные силикаты разлагаются, причем магний, железо, кальций и другие элементы переходят в карбонатные и окисные соединения и частично выносятся из коры выветривания, а никель, образующий при всех условиях устойчивые соединения в закисной форме, концентрируется в зоне выветривания ультрабазитов в форме гидросиликатов. Формирование расслоенных перидотит-пироксенит-норитовых интрузий происходит, как правило, при достаточном количестве серы в кристаллизующейся магме. В такой обстановке резко проявляются халькофильные свойства никеля, который вообще имеет большее сродство с серой, чем с кислородом. Благодаря этому никель связывается здесь в меньшей степени в решетках магнезиальных силикатов, а образует, в основном вместе с железом и медью, сульфидные соединения, которые при благоприятных условиях могут концентрироваться в определенных частях интрузий в виде «висячих» или донных залежей вкрапленных или гнездово-вкрапленных руд.

Совершенно особую, специфическую минерализацию несут массивы красномайского комплекса, относящиеся к щелочно-ультраосновной формации и характеризующиеся сочетанием двух резко различных типов пород: а) пироксенитов и б) сиенитов, нефелиновых сиенитов, малиньитов. С ними связаны апатитовые и вермикулитовые руды, промышленная ценность которых уже вполне определена поисково-разведочными работами Кокчетавской экспедиции СКГУ, и редкоземельная минерализация в карбонатитах, перспективы практического использования которой еще неясны.

Особенности минерагении комплексов малых интрузий габбро-диабазовой, габбро-плагиогранитовой и диабаз-пикритовой формаций мы здесь не рассматриваем, так как с ними не выявлено заслуживающих внимания проявлений полезных ископаемых; отмечаемая местами в

пикритовых силлах довольно значительная, но неравномерная вкрапленность пирротина, пирита и иногда пентландита представляет лишь минералогический интерес.

ОСНОВНЫЕ ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Большой фактический материал, накопленный в результате многолетнего изучения ультраосновных и основных интрузий Центрального Казахстана, позволил произвести формационный анализ этих интрузивных образований и классифицировать их по генетическим и формационным признакам. При этом рассматривался ряд общих вопросов геологии, петрологии и минерагении, важных не только для характеристики казахстанских ультрабазитов и габброидов, но представляющих интерес для изучения аналогичных интрузивных формаций других регионов. Естественно, что не все затронутые вопросы могли быть освещены в данной работе с одинаковой и необходимой полнотой; для решения некоторых из них требуются специальные, более углубленные исследования.

В первую очередь это касается вопросов минералогии и геохимии ультраосновных и основных формаций. Детальные минералого-геохимические исследования рассматриваемых интрузивных образований особую актуальность приобретают именно сейчас, после того как произведено их формационное деление, выявлены основные закономерности размещения магматических формаций, связи их с определенными стадиями развития складчатых систем и типами тектонических движений, а для каждой формации получены вполне определенные геологическая, петрографическая и минерагеническая характеристики.

Основные и ультраосновные породы рассматриваемых магматических формаций (за исключением щелочно-ультраосновной) не отличаются большим разнообразием породообразующих и акцессорных минералов. Сравнительно невелико число минеральных видов и разновидностей минералов, возникающих и в процессах постмагматического изменения этих пород. Поэтому особенно важное значение приобретают детальные и всесторонние исследования породообразующих и акцессорных минералов ультрабазитов и габброидов. Эти исследования нужны не только для расчленения и корреляции интрузивных комплексов и для сравнительного изучения минералогических особенностей различных магматических формаций, но и для познания физико-химических условий формирования ультраосновных и основных интрузий. Известно, что равновесные отношения главных породообразующих минералов ультрабазитов (оливина, пироксенов) дают основу для понимания истории кристаллизации ультраосновных и основных магм, что аналогично той ключевой позиции, которую занимают полевые шпаты в изучении гранитоидных пород. Особенно чувствительными индикаторами в этом отношении являются пироксены ультраосновных и основных пород, которые, по справедливому выражению Бойда и Шейрера, «...содержат главное количество генетической информации, которая «закодирована» (is «coded») в их химическом составе и структурах» (Boyd, Schairer, 1964). Чтобы прочесть этот «код» необходимо при интерпретации результатов исследований пироксенов привлекать экспериментальные данные по определению фазовых отношений в различных минеральных системах как функций давления, температуры и других параметров системы. Недостатка же таких данных о результатах экспериментальных исследований как в отечественной, так и особенно в зарубежной литературе сейчас как будто бы уже не ощущается. Теперь достоверно установлено, что химизм ромбических и моноклинных пироксенов сильно варьирует и зависит от физико-химических условий, в которых они образуются. Так, даже при обычных петрографических исследованиях

удалось установить, что габброидные породы всех магматических формаций Казахстана резко различаются по составу породообразующего пироксена. В диабазах и габбро-диабазах малых гипабиссальных интрузий габбро-диабазовой и диабаз-пикритовой формаций всегда присутствует только авгит. Все разновидности габброидов габбро-перидотитовой формации содержат диопсид-диаллаг; ни авгит, ни ромбический пироксен для них совершенно не характерны. Моноклинный пироксен в габброидах перидотит-пироксенитовой формации чаще всего представлен диопсид-геденбергитом (салитом). В дунит-пироксенит-габбровой формации преобладает диопсид-диаллаг, но изредка появляются в небольшом количестве и ромбические пироксены. Основные породы перидотит-пироксенит-норитовой формации характеризуются исключительным развитием ромбического пироксена (бронзита); количественно подчиненный ему моноклинный пироксен представлен салитом или пижонитом. Особенно показательным в этом отношении является содержание в пироксенах алюминия, находящееся в прямой зависимости от давления (и, видимо, температуры), при котором происходит кристаллизация пород (Boyd, England, 1960; Green, 1964; Onuki, Tiba, 1965; Добрецов, 1964 и др.).

Менее перспективным представляется детальное изучение оливинов и роговых обманок. Первый минерал в сильно серпентинизированных ультраосновных породах сохраняется лишь в виде редких реликтов, и потому его в большинстве случаев трудно выделять для анализа. Амфиболы в ультрабазитах и габброидах являются чаще всего вторичными образованиями, развивающимися по первично-магматическим пироксенам, а потому их изучение менее интересно для петрогенетических выводов.

В качестве особой задачи следует поставить детальное изучение рудных акцессориев — хромшпинелидов, сульфидов; в этом отношении в Казахстане сделано еще очень мало.

Большие успехи достигнуты в последние годы в изучении минералов серпентиновой группы; с использованием рентгеноструктурных и электронографических методов выявлен ряд новых структурных разновидностей серпентина: клино-хризотил, орто-хризотил, пара-хризотил, лизардит, унстит (шестислойный серпентин) (Whittaker, 1951; Whittaker, Zussman, 1956; Zussman, Brindly, Comes, 1957; Артемов, Ковалев, 1967; и др.). Большинство этих разновидностей, кроме пара-хризотила, было установлено при рентгеноструктурном анализе Г. А. Ковалевым в казахстанских серпентинитах. Однако детальное изучение этих серпентиновых минералов представляет лишь чисто минералогический интерес и не имеет большого значения ни для восстановления исходного состава серпентинизированных пород, ни для познания петрологии и минерагении ультраосновных интрузий. Более важной в этом отношении представляется мало исследованная еще группа минералов промежуточного между серпентином и хлоритом состава, которые были выявлены термографическим и рентгеноструктурным анализом в апопироксенитовых серпентинитах Джезказган-Улутауского района. Изучение этих хлорит-серпентинов еще только начато, и пока не решен вопрос, представляют ли они собой механическую смесь серпентина и хлорита, или же являются самостоятельным минеральным видом типа алюмо-лизардита, подобно обнаруженному недавно в Китае ферролизардиту (Цзя Бинь-вэнь, Цень Цэ, 1964). Исследования в этом направлении совершенно необходимо продолжить.

Не менее важными, чем минералогические исследования, для петрологии и металлогении ультраосновных и основных интрузий являются детальные геохимические исследования. К настоящему времени, на основании обработки результатов массовых полуколичественных

спектральных анализов горных пород, выявлены лишь самые общие геохимические особенности магматических формаций ультраосновных и основных пород Центрального Казахстана и их отдельных интрузивных комплексов. Естественно, что полученные данные о средних валовых содержаниях элементов-примесей в породах отдельных комплексов или массивов далеко не достаточны для полной геохимической характеристики рассматриваемых формаций, а тем более для решения ряда петрогенетических вопросов и определения критериев рудоносности интрузий, что должно быть одной из главных конечных целей геохимических исследований.

В дальнейшем вообще следует, видимо, отказаться от спектрального анализа валовых проб горных пород, так как такие анализы не позволяют решать одну из основных задач геохимии: выяснение распределения редких и рассеянных элементов по минералам и форм их нахождения в последних. Кроме того, при анализе валовых проб горных пород есть опасность «потерять» некоторые важные рассеянные элементы, концентрирующиеся во второстепенных или акцессорных минералах. Последнее обстоятельство усугубляется еще низкой чувствительностью применяемых в наших лабораториях методов массового спектрального анализа, оправдывающих себя лишь при металлометрической съемке и при изучении рудных ореолов рассеяния. Поэтому при более тонких геохимических исследованиях следует переходить к изучению мономинеральных проб, отбирая для анализа минералы, обладающие достаточной изоморфной емкостью и встречающиеся в данной породе в возможно меньшем числе генераций.

Для получения надежных результатов при детальных геохимических исследованиях следует применять более совершенные методы спектрального эмиссионного анализа, а также, наконец, внедрить в практику геохимических работ теперь уже вполне доступный метод нейтронно-активационного анализа, позволяющий на несколько порядков точнее, чем при спектральном анализе, определять очень малые количества рассеянных элементов. Особенно большие перспективы открывают методы масс-спектроскопии, позволяющие устанавливать не только содержания, но и изотопный состав элементов, и на этом основании решать вопросы о наличии или отсутствии генетического родства между теми или иными минеральными образованиями.

Меньшие перспективы, с точки зрения автора, имеют петрохимические исследования основных и ультраосновных пород. Практика проведенных работ показала, что все интрузивные комплексы габбро-перидотитовой формации Казахстана в петрохимическом отношении являются почти идентичными. Небольшие различия в химизме между ними, а также между комплексами перидотит-пироксенитовой и дунит-пироксенит-габбровой формаций если и существуют, то они сильно маскируются процессами массовой серпентинизации ультраосновных пород. Поэтому для петрохимических целей ценность представляют анализы только несерпентинизированных или слабо серпентинизированных ультраосновных пород, которые в составе большинства геосинклинальных интрузивных комплексов встречаются очень редко, а чаще вообще отсутствуют. Производство же полных химических анализов серпентинитов, и тем более пересчет их результатов по любому из существующих методов, является в общем мало полезным занятием, что наглядно было показано нами при рассмотрении химизма перидотит-пироксенитовых комплексов.

Значительно более интересными являются исследования химизма горных пород расслоенных перидотит-пироксенит-норитовых и щелочно-ультраосновных массивов формаций платформенного типа, а также пикритов малых интрузий. В дальнейшем такие исследования сле-

дует развивать, но сопоставлять результаты нужно не со «средними типами пород по Дэли» (что сейчас уже является явным анахронизмом!), а с конкретными анализами аналогичных пород других интрузивных комплексов той же формационной принадлежности. В целом же следует отметить, что изучение петрохимии ультраосновных и основных магматических формаций, в силу меньших вариаций химического состава отдельных типов их пород, является значительно менее эффективным, чем изучение петрохимии гранитоидов, а в особенности — серий вулканогенных формаций.

В процессе последующих исследований магматических комплексов ультраосновных и основных пород Центрального Казахстана необходимо также обратить внимание на ряд дискуссионных и недостаточно решенных вопросов их геологии и петрологии. В числе таких вопросов следует прежде всего назвать вопрос о жильных образованиях, остающийся до сего времени одной из слабо освещенных и незаслуженно забытых сторон петрологии ультраосновных и основных интрузий. С этими интрузиями, также как и с гранитоидами, постоянно ассоциируются породы комагматической жильной свиты, представленные довольно многочисленными разновидностями разнообразного петрографического состава. Не всегда, видимо, эти породы являются результатом дополнительных инъекций магмы, проникающих по трещинам в массу уже сформировавшихся пород главной интрузивной фазы; в ряде случаев устанавливается их метасоматическое происхождение (например, очень тонких жилок дунитов и пироксенитов в перидотитах). Особенностью жильных образований в ультрабазитах является форма их залегания: они встречаются обычно в виде неправильных штокообразных, линзовидных или жилоподобных тел, имеющих небольшие размеры по простиранию, и почти никогда не образуют правильных секущих даек большой протяженности, как жильные породы в гранитных массивах. До сих пор неясным остается происхождение своеобразных «каплеобразных» бескорневых тел некоторых жильных пород в массивах габбро-перидотитовой формации. Вообще же при изучении жильных образований ультраосновных и основных интрузий до сих пор возникало больше вопросов, чем было получено ответов, и потому их детальное исследование должно явиться предметом специальной тематической работы.

Особенно острые дискуссии вызывает проблема возраста многих интрузивных комплексов ультраосновных и основных пород Центрального Казахстана и, в частности, комплексов габбро-перидотитовой формации. Попытки решения этой проблемы с применением методов абсолютной геохронологии пока не имели успеха, да и вообще определения абсолютного возраста ультрабазитов по пироксенам калий-аргоновым методом не могут, видимо, считаться достаточно надежными (см. Афанасьев, 1966). Поэтому вопрос о возрасте габбро-перидотитовых комплексов должен решаться на основе анализа всех геологических фактов, с обязательным учетом возраста ассоциирующих с ними кремнисто-спилит-диабазовых серий, а также возраста флишоидных толщ, которые всегда формируются после завершения раннего этапа геосинклинального магматизма (т. е. после первой частной инверсии геосинклинали). С проблемой возраста ультраосновных и основных интрузий тесно связан вопрос об их контактах с вмещающими породами. Широко распространенные мнения об отсутствии контактового воздействия ультрабазитов на вмещающие породы, об исключительно тектонической природе их контактов и о широком развитии протрузий ультрабазитов, как было показано выше, являются, по крайней мере для Казахстана, ошибочными. Наблюдениям в области контактов при изучении ультраосновных интрузий необходимо

уделять особо пристальное внимание, используя для этого не только естественные обнажения, но и по возможности горные выработки и данные буровых скважин. Только систематически накапливаемый фактический материал и его критический анализ смогут приблизить окончательное решение этой многолетней дискуссионной проблемы, а вместе с ней и решить многие другие неясные пока вопросы петрологии и генезиса ультрабазитов.

Наконец последней, но наиболее важной в практическом отношении задачей дальнейших исследований ультраосновных и основных интрузий является определение критериев их рудоносности. Данное в настоящей работе формационное деление интрузий ультраосновных и основных пород с установлением их минерагенической специализации, закономерностей пространственного размещения и времени проявления в тектоно-магматическом развитии различных типов структурно-формационных зон Центрального Казахстана создает основу для прогнозной оценки районов развития этих интрузий на комплекс свойственных им полезных ископаемых. Однако если в отношении неметаллических полезных ископаемых мы теперь уже знаем достаточно достоверные прямые поисковые признаки, позволяющие уверенно направлять поисково-разведочные работы в пределах отдельных интрузивных массивов, то для большинства металлических полезных ископаемых (хром, никель, титан, платиноиды) выявление таких признаков нуждается еще в дополнительных исследованиях, которые должны производиться с анализом всей суммы структурно-геологических, петрологических и геохимических данных.

Установление критериев рудоносности интрузий ультраосновных и основных пород различной формационной принадлежности является сейчас одной из самых актуальных задач дальнейших петрологических и металлогенических исследований, так как решение ее позволит с наименьшими усилиями и с большей эффективностью производить поиски новых месторождений полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

Абдулкабирова М. А. О размещении ультрабазитов и базитов в Северном Казахстане. Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 6, (51), 1962.

Абдуллаев Х. М. Некоторые вопросы классификации структурно-геологических зон, рудно-петрографических провинций и рудных районов. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Изд. АН СССР, Киев, 1960.

Александрова М. И., Борсук Б. И. Геологическое строение палеозойского фундамента восточной части Бетпак-Дала. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 7, 1955.

Александрова М. И., Пупышев Н. А., Сизова Е. Н. Осадочные и вулканогенно-осадочные формации палеозойских складчатых систем Центрального Казахстана. Изд-во «Недра».

Анашин Ю. Ф. Некоторые закономерности распространения ультраосновных и основных интрузий в Северном Казахстане. «Разведка и охрана недр», № 7, 1962.

Андреев А. П., Бродовой В. В., Гольдшмидт В. И. и др. Размещение глубинных разломов в Казахстане. Изд. АН Каз.ССР, серия геол., № 4, 1965.

Андреев А. П., Бродовой В. В., Гольдшмидт В. И. и др. Глубинное тектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным. «Советская геология», № 6, 1966.

Афанасьев Г. Д. Некоторые закономерности магматизма складчатых областей СССР. МГК, XXI сессия, Доклад, сов. геологов, проблема № 13. Изд. АН СССР, 1960.

Афанасьев Г. Д. Строение земной коры и некоторые проблемы петрографии. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1961.

Афанасьев Г. Д. Проблемы магматической геологии. Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1967.

Афанасьев Г. Д. О некоторых вопросах изучения базитового магматизма. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1969.

Ахманова М. В., Леонова Л. Л. Исследование метамиктного распада силикатов с помощью их спектроскопии. Тр. Мин. музея, вып. 14, 1963.

Бекжанов Г. Р., Колмогоров Ю. А., Куминова М. В. Характеристика и пространственное размещение интрузивных поясов Казахстана (по геофизическим данным). Сб. «Геофизич. исследования в Казахстане». Алма-Ата, 1965.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. Изд-во «Наука», 1966.

Белоусов В. В. О возможных глубинных условиях магматизма. «Советская геология», № 4, 1966.

Беляевский Н. А., Борисов А. А. Возможная роль основных интрузий в магматической активизации платформ и древних складчатых сооружений. Материалы совещания по проблемам тектоники в Москве. Изд-во «Наука», 1964.

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

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1953.

Бетехтин А. Г. О метаморфических породах, образующихся за счет ультраосновных изверженных пород. Сб. «Вопросы петрографии и минералогии», т. 1. Изд. АН СССР, 1953.

Билибин Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1948.

Билибин Ю. А. Металлогенические эпохи и металлогенические провинции. Госгеолтехиздат, 1955.

Богданов А. А. Палеозойские тектонические структуры южной части Карагандинской области и Чу-Балхашского водораздела. Тектоника СССР, т. 1. Изд. АН СССР, 1948.

Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 38, вып. 1, 1959.

Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозоид Центрального Казахстана и Тянь-Шаня (статьи 1 и 2). Бюлл. МОИП, т. X, № 5 и № 6, 1965.

Бок И. И. Интрузивный массив Бессаз в Центральном Каратау и некоторые вопросы петрологии основных магм. Материалы по геол. и полезн. ископ. Казахстана. 1941.

Бок И. И. Ультраосновные и основные интрузивные породы Казахстана. Изв. Каз. ФАН СССР, серия геол., № 6—7, 1945.

Бок И. И. Лиственниты, их особенности, разновидности и условия образования. Изв. АН Каз ССР, серия геол., вып. 22, 1956.

Бок И. И. Морфогенетические типы концентрации никеля в связи с ультрабазитами-змеевиками. Изв. АН Каз. ССР, вып. 20, 1956.

Бок И. И. Распространение ультраосновных и основных пород в Казахстане. Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 24, 1956.

Боровиков Л. И. Нижний палеозой Джезказган-Улутауского района западной части Центрального Казахстана. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 6, 1955.

Боровиков Л. И., Борсук Б. И. Казахстанская складчатая область. Геологическое строение СССР, т. 3 (тектоника). Госгеолтехиздат, 1958.

Боровиков Л. И., Борсук Б. И., Наливкин Д. В. (редакторы), Абдулкабирова М. А., Беспалов В. Ф., Михайлов Н. П. и др. Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 41, 1961.

Борсук Б. И. Основные структуры геологического строения палеозойского фудамента Бетпак-Дала. Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. II, 1948.

Борсук Б. И. Значение каледонской орогении в формировании геологических структур Центрального и Южного Казахстана. В сб.: «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана», Алма-Ата, 1960.

Борукаев Р. А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сары-Арка). Госгеолтехиздат, 1955.

Борукаев Р. А. Формации и фазы тектогенеза в позднем докембрии и нижнем палеозое Центрального Казахстана. В Сб.: «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Изд. АН Каз. ССР, 1960.

Борукаев Р. А. (ред.) Геология Чингизской геоантиклинорной зоны. Тр. ИГН. Каз. ССР, т. 5, Алма-Ата, 1962.

Борукаев Р. А., Каюпов А. К., Ляпичев Г. Ф., Мирошниченко Л. А. Тектоническое и металлогеническое районирование Восточного Казахстана. Вестник АН Каз. ССР, № 11, 1965.

Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф. Система $MgO—SiO_2—H_2O$. В кн.: «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». Сб. статей. Изд-во иностр. лит., 1950.

Буссен И. В., Сахаров А. С. Первичная расслоенность интрузивных массивов как проявление магматической дифференциации. Сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова». Изд. АН СССР, 1960.

Бутакова Е. Л., Егоров Л. С. Маймеча-Котуйский комплекс формаций щелочных и ультраосновных пород. Кн. «Петрография Восточной Сибири», т. 1. Изд. АН СССР, 1962.

Вагнер П. А. Месторождения платины и рудники Южной Африки. Цветметиздат, 1932.

Вергунов Г. П. Новые данные об ультраосновных породах Сахалина и Курильских островов. ДАН СССР, т. 158, № 3, 1964.

Виноградов А. П. Зонная плавка как метод изучения некоторых радиальных процессов в земле. «Геохимия», № 3, 1962.

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

Виноградов Л. А., Тюремнов В. А. Контактовое воздействие гипербазитов. «Советская геология», № 10, 1968.

Вишневская И. И., Трусова И. Ф. Новые данные по геологии гор. Жаксы-Арганаты (Северный Улутау). Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв,. № 6, 1962.

Вишневская И. И., Трусова И. Ф. Акжальский массив ультраосновных пород (Центральный Казахстан). Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., № 5, 1965.

Вишневская И. И., Трусова И. Ф. Западно-Улутауский пояс ультраосновных и основных пород. Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., № 11, 1967.

Волохов И. М., Иванов В. М. Лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Зап. Саяна. Изд. СО АН СССР, Новосибирск, 1963.

Волохов И. М., Иванов В. М. Нижне-Дербинский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Восточного Саяна. «Геология и геофизика», № 5, 1964.

Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свешникова Е. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. Тр. ИГЕМ, вып. 65, 1962.

Галахов Ф. Я., Коновалова С. Ф. К вопросу о ликвационных явлениях в силикатных расплавах. Докл. АН СССР, т. 155, № 1, 1964.

Гамалеев И. Е., Хамрабаев И. Х., Муминов Ш. А., Баранов В. В. О пикритовых порфиритах Южной Ферганы и Северного Нуратау. Изд. АН УзССР, «Узбекский геол. журнал», № 1, 1967.

Гендлер В. Е. О гипербазитах гор Текели. Вестн. АН Каз. ССР, № 10 (163), 1958.

Герасименко В. И. Особенности формирования интрузивных пород и руд Лысанской группы месторождений. Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края, вып. 1, 1961.

Гинзбург И. И., Кац А. А., Корин И. З. и др. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. Часть 1. Типы и морфология древней коры выветривания. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 80, 1946.

Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. Часть 2. Геохимия и геология древней коры выветривания. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 81, 1947.

Глазунов О. М. Лысанский габбро-пироксенит-перидотитовый комплекс в западной части Восточного Саяна. «Геология и геофизика», № 3, 1961.

Годлевский М. Н. К вопросу о генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений на Сибирской платформе. «Геология рудных месторождений», № 2, 1959.

Григорьев Д. П., Искюль Е. В. Дифференциация некоторых силикатных расплавов как результат образования двух несмешивающихся жидкостей. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1946.

Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм. В сб. «Петрология верхней мантии». Изд-во «Мир», 1968.

Гурулев С. А. Геология и условия формирования Иоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. Изд-во «Наука», 1965.

Добрецов Н. Л. К проблеме генезиса гипербазитов. «Геология и геофизика», № 3, 1964.

Добрецов Н. Л. Условия образования Западно-Саянских и других месторождений жадеита. Кн. «Физико-химические условия магматизма и метасоматоза». Изд-во «Наука», 1964.

Евзикова Н. З. О пегматитах основных пород и механизме возникновения в них письменной структуры полевого шпата и кварца. Зап. ВМО, № 3, 84, 1955.

Егоян В. Л., Хаин В. Е. Роль и место ультраосновных интрузий в развитии земной коры. Докл. АНСССР, т. 91, № 4, 1953.

Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. Петрография СССР, вып. 6. Изд. АН СССР, 1938.

Елисеев Н. А. (ред.). Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Печенги. Изд. АН СССР, 1952.

Елисеев Н. А. (ред.). Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. Изд. АН СССР, 1953.

Елисеев Н. А. Структурная петрология. Изд. ЛГУ, 1953.

Елисеев Н. А., Елисеев Э. Н., Козлов Е. К. и др. Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. Изд. АН СССР, 1956.

Елисеев Н. А., Горбунов Г. И. и др. Ультраосновные и основные интрузии Печенги. Изд. АН СССР, 1961.

Еремеев В. П. О гипербазитах Тувы и связанных с ними габброидных породах. В сб. «Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов». Изд-во «Наука», 1955.

Есенов Ш. Е., Каюпов А. К., Ли В. Г. и др. Металлогеническое районирование Казахстана. Вестник АН Каз. ССР, № 1, 1969.

Ефимов А. А. Проблема дунита. «Советская геология», № 5, 1966.

Ефимов И. А. О находке пироповых серпентинитов в докембрийских породах Кокчетавского массива. Тр. КазИМС, № 5, 1961.

Ефимов И. А. Ультраосновные щелочные породы и карбонатиты Кокчетавской глыбы и полезные ископаемые, связанные с ними. Сб. «Магматизм и метаморфические образования Восточного Казахстана», т. 1. Изд-во «Наука», Алма-Ата, 1968.

Жданов В. В. Некоторые вопросы формирования гипербазитовых поясов. «Советская геология», № 8, 1963.

Заварицкий А. Н. Дунит из Нижне-Тагильского массива с глубины 500 метров. Вестник Геолкома, № 4, 1925.

Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. Всесоюзн. геол.-развед. объедин., 1932.

Заварицкий А. Н. Перидотитовые массивы Полярного Урала и окружающие их породы. Петрография СССР, серия 1, вып. 7, 1937.

Иванов О. Д., Мелентьев М. И. Основные черты геологического строения погребенного домезозойского фундамента к северу и северо-западу от Кокчетавской глыбы (по геофизическим данным). Вестник АН Каз. ССР, № 6, 1966.

Иванова В. П. Термограммы минералов. Зап. Всесоюзн. Мин. об-ва, ч. 90, вып. 1, 1961.

Иняхин М. В. Габбро-плагиогранитовые интрузии Джезказган-Улутауского района. Сб. «Вопросы магматизма Центрального Казахстана». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 157, 1968.

Иодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. Изд-во «Мир», 1965.

Кадик А. А. Оценка возможной роли гравитации при дифференциации магм в гомогенном состоянии. Кн. «Химия земной коры», т. 1. Изд. АН СССР, 1963.

Казьмин В. К., Кулаков В. В. Офиолитовая формация Северо-Западной Сирии. Изв. Высш. уч. завед. «Геология и разведка», № 2, 1965.

Карпов Р. В. Классификация пегматитов основного состава Мончегорского плутона. «Советская геология», № 3, 1964.

Кассин Н. Г. Развитие геологических структур Казахстана. Изв. АН Каз.ССР, серия геол., № 119, вып. 14—15, 1952.

Козлов Е. К., Докучаева В. С., Богданов И. С. Уникальный рудный габбро-норит-пегматит г. Ниттис в Монче-Тундре. Материалы по минералогии Кольского полуострова III, Апатиты, 1962.

Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитов. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1952.

Коптев-Дворников В. С. Проблема магматической петрографии в связи с формированием гидротермальных месторождений. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд. АН СССР, 1955.

Коптев-Дворников В. С. и др. Палеозойские интрузивные комплексы Бетпак-Дала. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 44, 1960.

Коптев-Дворников В. С. и др. Палеозойские интрузивные комплексы гранитоидов Бетпак-Дала. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 54, 1962.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1963.

Коржинский Д. С. Проблемы физико-химической теории петрологических процессов. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1962.

Коржинский Д. С. Проблемы формирования и оруденения гипербазитовых массивов. «Геология рудных месторождений», № 2, 1966.

Кузнецов В. А. Гипербазитовые пояса Саяно-Алтайской горной системы. Докл. АН СССР, т. 49, № 2, 1948.

Кузнецов Ю. А. О проблеме происхождения магматических пород. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1953.

Кузнецов Ю. А. Магматические формации. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Изд. АН СССР, т. I, 1958.

Кузнецов Ю. А. Условия образования главных типов магматических формаций подвижных зон. «Геология и геофизика», № 10, 1962.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.

Куплетский Б. М. К изучению диабазовых пород Новой Земли. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 2, 1932.

Кухаренко А. А., Орлова М. П. Некоторые вопросы петрологии нижне- и среднепалеозойского комплекса ультраосновных и щелочных массивов Кольского полуострова. Кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», 1960.

Кухаренко А. А. Основные проблемы платформенных комплексов щелочно-ультраосновных пород. Уч. Зап. ЛГУ, серия геол., вып. 13, 1962.

Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965.

Лапин В. В., Курцева Н. Н. Дифференциация силикатных расплавов в производственных условиях и их генетическое значение. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1958.

Лебедев А. П. Закономерности развития основных и ультраосновных формаций на примере СССР. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд. АН СССР, 1955.

Лебедев А. П., Павлов Н. В. Джугджурский анортозитовый массив. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 15, 1957.

Лебедев А. П. Чинейский габбро-анортозитовый плутон (Восточная Сибирь). Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 80, 1962.

Лебедев А. П. О явлениях базификации и их петрографическом значении. Кн. «Магматические формации». Изд-во «Наука», 1964.

Летников Ф. А. и Панкратова Н. Л. Красномайский комплекс ультраосновных-щелочных пород Северного Казахстана. Тезисы докл. I Каз. петрогр. совещ. Алма-Ата, 1965.

Летников Ф. А., Панкратова Н. Л. Образование карбонатитов и сопутствующего оруденения в ультраосновных щелочных породах Кокчетавской глыбы. Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму. Л., 1966.

Лодочников В. Н. Серпентиниты, серпентины ильчирские и другие. Тр. ЦНИГРИ, вып. 23, 1936.

Ляпичев Г. Ф. Интрузивные комплексы Бощекульского района (Северо-Восточный Казахстан). Тр. ИГН, АН Каз. ССР, Алма-Ата, 1952.

Ляпичев Г. Ф. К вопросу о протерозойских и салаиро-каледонских интрузивных комплексах северо-востока Центрального Казахстана. Сб. научн. трудов Каз. ГМИ, сб. 18, Алма-Ата, 1959.

Мазина Е. А., Ксенофонтов О. К. К вопросу о характере нижнемезозойского магматизма Тургайского прогиба. Сб. «Геология Тургайского прогиба». Тр. ВСЕГЕИ — СКГУ, нов. серия, вып. 43, 1961.

Марфунин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 78, 1962.

Меренков Б. Я. Реликто-псевдоморфные структуры ультраосновных пород и продуктов их изменения. Тр. ИГЕМ, АН СССР, вып. 17, 1957.

Миллер Е. Е. Древние вулканические формации Восточного Казахстана. Сб. «Вопр. вулканизма». Изд. АН СССР, 1962.

Миллер Е. Е., Заравняева В. К., Антонюк Р. М. Вулканогенная офиолитовая формация рифея. Кн. «Вулканогенные формации Северной части Центрального Казахстана». Алма-Ата, 1965.

Михайлова Н. П. Чу-Балхашский ультрабазитовый пояс. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1955.

Михайлов Н. П. Петрохимические особенности ультраосновных и основных пород Бетпак-Далы и Юго-Западного Прибалхашья. Изв. АН Каз. ССР, серия геол., № 22, 1956.

Михайлов Н. П. Типы и морфология древней коры выветривания на ультраосновных породах Бетпак-Далы. Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. Мат. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 19, 1956.

Михайлов Н. П., Москалева В. Н. О процессах лиственитизации серпентинитов Казахстана. Мат. по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. Мат. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 19, 1956.

Михайлов Н. П. Ультрабазитовые пояса Восточного Казахстана. Докл. АН СССР, т. 110, № 6, 1956.

Михайлов Н. П. Общие закономерности распространения ультраосновных и основных интрузий в Восточном Казахстане. «Советская геология», № 7, 1958.

Михайлов Н. П. Малые интрузии гранитоидов офиолитовых комплексов Казахстана и их роль в образовании месторождений некоторых неметаллических полезных ископаемых. Материалы годичной сессии Ученого совета ВСЕГЕИ по результатам работ 1959 г.

Михайлов Н. П. Принципы изучения основных и ультраосновных пород в процессе их картирования. Гл. VI в кн. «Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций на примере петрографических исследований Северного Кавказа, Казахстана, Забайкалья и Приморья». Госгеолтехиздат, 1960.

Михайлов Н. П. Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 80, 1962.

Михайлов Н. П. Развитие некоторых идей В. Н. Лодочникова в современных исследованиях ультраосновных интрузий (на примере Казахстана). Зап. Всесоюзного минералог. об-ва, ч. 92, вып. 2, 1963.

Михайлов Н. П. Ультрабазитовые и габбровые формации Восточного Казахстана и их металлогения. Тезисы докладов по проблеме «Магматические формации». Изд. СО АН СССР, Новосибирск, 1963.

Михайлов Н. П., Ровша В. С. О влиянии давления на генезис ультрабазитов. Докл. АН СССР, т. 160, № 5, 1965.

Михайлов Н. П., Семенов Ю. Л. Каратургайский пикрито-диабазовый комплекс и некоторые вопросы петрологии пикритов. «Советская геология», № 3, 1965.

Михайлов Н. П. Новые данные о геологии и никеленосности перидотито-пироксенито-норитовых интрузий Северного Казахстана. Тр. Всесоюзного совещания по геол. никелевых месторождений АН СССР, Кольский филиал, 1965.

Михайлов Н. П. Магматические формации ультраосновных и основных пород Восточного Казахстана и их минералогия. Автореф. докт. дисс. ВСЕГЕИ, Л., 1966.

Михайлов Н. П. Комплекс платформенных перидотито-пироксенито-норитовых интрузий Кокчетавской глыбы. Тезисы докл. 1. Каз. петр. совещания Алма-Ата, 1965.

Михайлов Н. П., Москалева В. Н., Струтынский А. В. Месторождения хризотил-асбеста Восточного Казахстана. Кн. «Месторождения хризотил-асбеста СССР». Изд-во «Недра», 1967.

Михайлов Н. П., Шарков Е. В., Абрамсон М. Р., Иняхин М. В. Златогорский дифференцированный массив основных и ультраосновных пород в Северном Казахстане. «Советская геология», № 10, 1966.

Михайлов Н. П. Ультраосновные и основные интрузии Алтая, Калбы и Тар-

багатая. Геология СССР, т. XLI. Восточный Казахстан. Часть 1. Геологическое описание. Изд-во «Недра», 1967.

Михайлов Н. П., Тащинина М. В., Перекалина Т. В. Принципы классификации магматических формаций Казахстана. Сб. «Магматизм и метаморфические образования Восточного Казахстана», т. 1. Изд-во «Наука», Алма-Ата, 1968.

Михайлов Н. П., Москалева В. Н., Иняхин М. В., Семенов Ю. Л. Интрузивные комплексы ультраосновных и основных пород Джезказган-Улутауского района. Сб. «Магматизм и метаморфические образования Восточного Казахстана», т. 1. Изд-во «Наука», Алма-Ата, 1968.

Михайлов Н. П. (ред.). Магматизм Казахстана. Кн. «Геологическое строение СССР», т. 3 (Магматизм). Изд-во «Недра», 1968.

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

Монич В. К., Абдрахманов К., Семенов Ю. Л. и др. Щелочные интрузии Казахстана и их возрастная корреляция. Сб. «Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана» (Тезисы докл. 1 казахстанского петр. совещания). Алма-Ата, 1965.

Морковкина В. Ф. Жадеиты в гипербазитах Полярного Урала. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1960.

— Мортон Д. М. Геология Омана. Сб. «5-й Междунар. нефт. конгресс», т. 1. Госгеолтехиздат, 1961.

Москалева В. Н. Жадеититы Северного Прибалхашья. Бюлл. научно-техн. информ., № 2 (11), МГиОН, 1958.

Москалева В. Н. Дунито-габбровый массив Тесик-тас в Северном Прибалхашье. Изв. АН Каз.ССР, серия геол., вып. 2, 1958.

Москалева В. Н. Интрузии ультраосновных и основных пород Северного Прибалхашья и их полезные ископаемые (автореф. канд. дисс.), ВСЕГЕИ, Л., 1959.

Москалева В. Н. К проблеме жадеита. «Геология рудных месторождений», № 1, 1960.

Москалева В. Н. Жадеит. «Самоцветы», № 1, Бюлл. техн.-экон. инф. ЦНИЛКС, Л., 1961.

Москалева В. Н. К минералогии прибалхашских жадеититов. Зап. ВМО, ч. 91, вып. 1, 1962.

Москалева В. Н., Иванова В. П. Минералы группы гидротальката-пироаурита в серпентинитах. Зап. ВМО, ч. 97, № 2, 1968.

Москалева С. В. О генезисе некоторых гипербазитов Урала. Докл. АН СССР, т. 123, № 1, 1958.

Наковник Н. И. Основные изверженные породы Северо-Восточного Прибалхашья. Изв. ВГРО, вып. 77, 1931.

Нехорошев В. П. Геология Алтая. Госгеолтехиздат, 1958.

Нобл Дж. А., Тейлор Х. П. Сопоставление ультраосновных комплексов Юго-Восточной Аляски и других частей Америки и всего мира в целом. Тр. XXI МГК, вып. II. Изд-во иностр. лит., 1963.

Нурлыбаев А. Н., Панченко А. Г., Монич В. К., Мицул Е. З. Геология и история становления Ишимского комплекса щелочных пород. Сб. «Происхождение щелочных пород». Тр. III Всесоюзного петр. совещ., 1964.

Ольшанский Я. И. Итоги экспериментальных исследований сульфидно-силикатных систем. Тр. ИГН АН СССР, серия петрогр., вып. 121, № 36, 1950.

Орлов Д. М. Булкинская псевдостратифицированная интрузия габбро-анортозитов (Западный Саян). Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 92, 1963.

Орлов Д. М. О механизме формирования посторогенных интрузий в связи с явлением усадки при кристаллизации. Тр. ВСЕГЕИ. нов. серия, т. 98, 1963.

Осборн Е. Ф., Тайт Д. Б. Система диопсид-форстерит-анортит. Сб. «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования». Изд-во иностр. лит., 1954.

Перекалина Т. В. Геология герцинских гранитоидных интрузий Центрального Казахстана. Изд. ЛГУ, 1966.

Петрография Центрального Казахстана, т. I. Изд-во «Недра», 1967.

Пинус Г. В. О происхождении основных пород, пространственно связанных с интрузиями гипербазитов. Тр. ГГИ ЗС ФАН СССР, вып. 13, 1953.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Тувы. Тр. Тувинской компл. эксп., вып. 2. Изд. АН СССР, 1955.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд. АН СССР, 1958.

— Пинус Г. В. Таннуольский интрузивный комплекс (Тува). Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, вып. 6, 1961.

— Пинус Г. В. К вопросу о генезисе магмы, формирующей породы габбро-плагиогранитной магматической формации (на примере Тувы). Сб. «Проблемы магмы и генезиса изверж. горных пород». Изд. АН СССР, 1963.

Пинус Г. В. Некоторые вопросы геохимии кембрийских альпинотипных ультрабазитов Юга Сибири. «Геохимия», № 12, 1965.

Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпинотипные гипербазиты Юга Сибири. Изд-во «Наука», 1966.

Полканов А. А. Гравитационное, гравитационно-кинетическое и кинетическое фракционирование твердой фазы и кристаллизационная дифференциация магм. Материалы ЛАГЕД, вып. 2, 1954.

Половинкина Ю. Ир. Основные и ультраосновные породы Карсакпая в связи с проблемой железистых кварцитов. ВСЕГЕИ. Госгеолиздат, 1952.

Полунина Л. А. Новые данные об ультраосновных породах Чадобецкого поднятия. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 40, 1960.

Польдеваарт А., Таубенек В. Расслоенные интрузии. Тр. XXI МГК, вып. II. Изд-во иностр. лит., 1963.

Раддл Р. У. Затвердевание отливок. Машгиз, 1960.

Руб М. Г., Левицкий В. В. Петрохимические особенности Кокшаровского массива ультраосновных и щелочных пород и сопровождающих их послемагматических образований. Сб. «Щелочные породы Сибири». Тр. ИГЕМ, вып. 76, 1962.

Рубцов С. П. Чебаркульское месторождение асбеста. Сб. «Асбест», ГТИ, 1930.

Русаков М. П. Асбест в Киргизской степи. «Минеральное сырье», № 5, 1930.

Русаков М. П. Геологический очер Прибалхашья и полезные ископаемые района. Цветметиздат, 1932.

Сатпаев К. И. О прогнозных металлогенических картах Центрального Казахстана. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1952.

Семенов А. И. Структурно-металлогенические зоны. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 22, 1957.

Семенов Ю. Л. Геологическое строение и возраст Чулькызылского массива ультраосновных пород в Северо-Восточном Прибалхашье. «Советская геология», № 10, 1960_1.

Семенов Ю. Л. Тюлькуламский массив ультраосновных пород в Северо-Восточном Прибалхашье. Материалы по геол. и полезн. ископ. Казахстана. ВСЕГЕИ, вып. 33, 1960_2.

Семенов Ю. Л. О находке гранато-оливиновых пород в Северо-Восточном Прибалхашье. «Советская геология», № 11, 1961.

Семенов Ю. Л. Коржункольский серпентинито-габбровый массив. Сб. «Вопросы магматизма Центрального Казахстана». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 157, 1968.

Семенов Ю. Л. О южном продолжении ишимского щелочного комплекса. Сб. «Вопросы магматизма Центрального Казахстана». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 157, 1968.

Сергиевский В. М. Среднепалеозойский вулканизм и история формирования тектонических структур восточного склона Урала. Материалы ВСЕГЕИ, общая серия, сб. 8, 1948.

Сергиевский В. М. К статье Н. М. Успенского «О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала». Сб. «Петрография и минералогия некоторых рудных районов СССР». Материалы ВСЕГЕИ, 1952.

Смирнов Ю. Д., Кухаренко А. А. О перидотитах бассейна р. Улс (Северный Урал) и об отношении их к группе кимберлитов. Уч. зап. ЛГУ, серия геол., вып. 11, 1960.

Смолин П. П. Формационные типы гипербазитов и их минерагения. Докл. АН СССР, т. 159, № 2, 1964.

Соболев В. С. Современные петрологические теории и гипотезы в области образования магматических пород. Зап. Всесоюзного минер. об-ва, ч. 86, вып. 2, 1957.

Соболев В. С. Выступление на III Всесоюзном петрографическом совещании. Кн. «Физико-химические условия магматизма и метасоматоза». Изд-во «Наука», 1964.

Соболев В. С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии. «Геология и геофизика», № 1, 1964.

Соболев В. С. Влияние давления на пределы изоморфных замещений. Докл. АН СССР, т. 160, № 2, 1965.

Соболев Н. Д. О перекристаллизованных серпентинитах. Сб. «Магнезиальные горные породы», 1951.

Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. Госгеолтехиздат, 1952.

Соболев Н. Д. К петрохимии ультраосновных пород. «Геохимия», № 8, 1959.

Соболев Н. Д. Нейвит — новая горная порода из группы жильных. Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1959.

Тайер Т. П. Некоторые различия между альпинотипными и стратиформными габбро-перидотитовыми комплексами. Тр. XXI МГК, вып. II. Изд-во иностр. лит., 1963.

Татаринов П. М. Месторождения хризотил-асбеста в верховьях р. Кубани на Северном Кавказе. Вестник Геолкома, № 1, 1927.

Татаринов П. М. Материалы к познанию месторождений хризотил-асбеста Баженовского района на Урале. Тр. Геол. комитета, нов. серия, вып. 185, 1928.

Татаринов П. М. Лабинское (Беденское) месторождение хризотил-асбеста на Северном Кавказе. Мат. ЦНИГРИ. Полезные ископаемые, сб. 2, 1935.

Татаринов П. М. Восточная полоса габбро-перидотитовых интрузий Среднего Урала. Изд. АН СССР, Петрография СССР, серия 1, региональная петрография, вып. 9, 1940.

Татаринов П. М. Генетические типы месторождений хризотил-асбеста и методика поисково-разведочных работ. «Советская геология», № 4, 1941.

Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1955.

Татаринов П. М, Грушевой В. Г., Лабазин Г. С. (редакторы). Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей. Госгеолтехиздат, 1957.

Татаринов П. М. Генезис жил хризотил-асбеста и его месторождений. Зап. ВМО, ч. 95, вып. 2, 1966.

Тейлор Х. П., Нобл Дж. А. Происхождение ультраосновных комплексов Ю. В. Аляски. Тр. XXI МГК, вып. II. Изд-во иностр. лит., 1963.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд-во иностр. лит., 1961.

Трусова И. Ф. Нижнепалеозойские и основные интрузии Центрального Казахстана. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 92. Изд. АН СССР, 1948.

Успенский Н. М. О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала. Сб. «Петрография и минералогия некоторых рудных районов СССР». Госгеолиздат, 1952.

Уэйджер Л. Р. и Митчелл Р. Л. Предварительные данные о распределении редких элементов в породах интрузии Скаергаард, Гренландия, 1943. Сб. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». Изд-во иностр. лит., 1952.

Хаин В. Е., Шейнманн Ю. М. Сто лет учения о геосинклиналях. «Советская геология», № 11, 1960.

Хаин В. Е. Основы геотектоники. Изд-во «Недра», 1964.

Харкевич Д. С., Москалева В. Н. Объяснительная записка к карте магматических формаций СССР масштаба 1 : 2 500 000. Изд-во «Недра», 1969.

Херасков Н. П. Геологические формации (опыт. определения). Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 27, вып. 5, 1952.

Хесс Г. Г. Островные дуги, аномалии силы тяжести и интрузии серпентинита (к проблеме офиолитов). Тр. XVII Междунар. геол. конгресса, т. II, 1939.

Хорева Б. Я. О Прииртышском офиолитовом поясе, времени его образования и структурном положении. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 23, 1959.

Цзя-Бинь-вэнь, Цень Цэ. Ферро-лизардит — новая разновидность минералов группы серпентина. Acta geologica Sinica, vol. 44, № 1, 1964.

Чалмерс Б. Теория затвердевания. Металлургиздат, 1968.

Челищев Н. Ф., Кузнецов В. А., Дяков Ю. П. Экспериментальные исследования процесса кристаллизации силикатных расплавов, отвечающих по составу основным горным породам. Докл. АН СССР, т. 152, № 3, 1963.

Челищев Н. Ф. О двух генетических группах пегматитов Мончегорского плутона. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 8, 1962.

Челищев Н. Ф. Классификация и некоторые вопросы генезиса пегматоидных образований ультраосновных и основных пород. МГК XXII сессия. Докл. геологов (Проблема 6). Изд-во «Наука», 1965.

Шарков Е. В. Пегматитовые образования Златогорского плутона (Северный Казахстан). Сб. «Вопросы магматизма Центрального Казахстана». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 157, 1968.

Шаталов Е. Т. Обзор терминов и понятий, характеризующих магматизм. В кн.: «Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении». Изд. АН СССР, 1963.

Шаталов Е. Т. Общие закономерности формирования и размещения магматических пород. Кн. «Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов». Изд-во «Недра», 1965.

Шейнманн Ю. М. Некоторые геологические особенности ультраосновных и ультращелочных магматических образований на платформах. Зап. Всесоюзного минер. об-ва, ч. 84, № , 1955.

Шейнманн Ю. М. Поверхность Мохоровичича, глубина зарождения магм и размещение ультрабазитов. «Советская геология», № 8, 1961.

Шейнманн Ю. М. Некоторые особенности размещений провинций ультраосновных щелочных пород. В сб.: «Геология месторождений редких элементов», вып. 17. Госгеолтехиздат, 1962_2.

Шейнманн Ю. М. О тектонических условиях магмообразования. Сб. «Проблемы магмы и генезиса изверженных пород». Изд. АН СССР, 1963.

Шлыгин Е. Д. Тектоническое строение северной части Северо-Восточного Казахстана (Кокчетавский и Атбасарский районы). «Проблемы советской геологии», № 2, 1935.

Шлыгин Е. Д., Тащинина М. В. Имантавский массив основных пород. «Разведка недр», № 15, 1937.

Шлыгин Е. Д. Некоторые вопросы, связанные с изучением геологии Северного Казахстана. Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 11, 1949.

Шлыгин Е. Д. О докембрии Кокчетавского района и о термине «Кокчетавская глыба». Вестник АН Каз. ССР, № 8 (209), 1962.

Шлыгин Е. Д. Типы складчатостей Центрального Казахстана. В сб.: «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана», Алма-Ата, 1960.

Юдичев М. М., Русаков М. П. Андассайский дунитовый массив. Приложение к книге Д. И. Яковлева «Голодная степь Казахстана». Изд. АН СССР, 1941.

Яковлев Д. И. Голодная степь Казахстана. Изд. АН СССР, 1941.

Ященко Н. Я. Пикриты, меймечиты гор Ичкеульмес и вопросы их генезиса. Изв. АН Каз. ССР, серия геол., № 2, 1967.

Bailey E. B., Thomas H. H. and others — The tertialy and posttertialy geology of Mull, Loch Aline and Oban. Scottland Geol. Surv., Memoir, 1924.

Bell R. A., Clarke E. C., Marshall P. The geology of the Dun Mountain subdivision Nelson. Bull. Geol. Surv. New Zealands, vol. 12, 1912.

Benson W. N. The tectonic conditions accompanying the intrusion of basic and ultrabasic igneous rocks. U. S. Nat Akad. Sci. Mem., vol. 19, 1926.

Boyd F. R., England J. L. Minerals of the mantle. Annual rep. Director Geoph. labor. Carnegie Jearbook, 59, 1960.

Boyd F. R., Schairer J. C. The system $MgSiO_3$--$CaMgSi_2O_6$. Journ. of Petrology, vol. 5, N 2, 1964.

Brown G. M. The layered ultrabasic rocks of Rum, Inner Hebrides. Royal. Soc. Lond. Phil. Transact. ser. B N 668, 1968.

Cameron E. N. Structure and rock sequences of the critical zone of the Eastern Buchveld complex. Min. Soc. of America, Spec. paper, N 1, 1963.

Camsell C. Geology and mineral deposits Tulameen District, Brit. Columbia, Can. Geol. surv., mem. 26, 1913.

Challis G. A. Hight-temperature contact metamorphism of the Red Hills ultramafic intrusion-Wairan Valley, New Zealand. Journ. of Petr., vol. 6, N 3, 1965.

Cooke H. C. Thetford, Disraeli and Eastern half of Warwick mapareas, Qubec. Geol. surv. of Canada, mem. 211, 1937.

Daly R. A. The Bushveld igneous complex of the Transvaal. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 39, 1928.

Dresser J. A. Granitic segregation in serpentinite series of Quebec. Proc. a. Transact. of Roy. Soc. Canada, sol. 14, Sect. IV, 1920.

Drever H. Y., Johnston R., Thomas C. M. Ultrabasic liquids. Nature, N 4798, vol. 14, 1961.

Duparc L., Pearce F. Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord. Part 1,2. Mem. Soc. phys. et d'hist. natur. du Genéve, t. 34, f. 2, 1903, t. 34, f. 5, 1905.

Fenner C. N. The crystallization of basalts. Amer. Journ. of Sci., 5th ser., 18, 1929.

Fiala F. Diabasové pikrity v Barrandienu (Morinka, Rovina, Sedlec) Véstnik Královské české spolecnosti nauk Rocnik, c. XIX, 1946.

Green D. H. Aluminia content of enstatite in a Venezuelan hightemperature peridotite. Bull. of Geol. Soc. of America vol. 74, N 11, 1963.

Green D. H. The petrogenesis of the high-temperature peridotite in the Lizard area, Cornwall Journ. of Petrology, vol. 5, N 1, 1964.

Gümbel W. Die paläolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges. München, 1874.

Hall A. L. The Bushveld igneous complex of the Central Transvaal. South Africa Geol. Surv. Mem. 28, 1932.

Hamilton W. Form of Sudbury lopolith. Canad. Mineral., 6, No 4, 1960.

Hess H. H. Primary banding in norite and gabbro. Am. Geophys. Union. Transact. 19th Ann. Mut. 2, 1938.

Hess H. H. Stillwater igneous complex Montana — a quantitative mineralogical study. Geol. Soc. Am. Min., 80, 1960.

Howland A. L.. Peoples J. W., Sampson E. The Stillwater igneous complex. Montana Bur. Miner., and Geol. Misc. Contr. N 7, 1936.

Irvin T. N. Origin of the ultramafic complex at Duke island, Southeastern Alaska. Miner. Soc. of Amer., Spec. pap., N 1, 1963.

Jackson E. D. Primary textures and mineral assotiations in the ultramafic zone of the Stillwater complex, Montana. Prof. pap. US geol. surv., vol. 358, 1961.

Kennedy W. Q. Trends of differentiation basaltic magmas. Amer. Journ. of Sci., vol. 25, N 147, 1933.

Kushiro J. Si—Al relations in clinopyroxenes from igneous rocks. Am. Journ. Sci., vol. 258, 1960.

Kvlaňa J. O eruptivnich horninách těšenitocých a pikritových na severo-východni Morově. Rozpr. České akad. ved. tř. II, 1892.

La Bas. The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentages. Amer. Journ. Sci., vol. 260, 1960.

Mac Kenzie D. B. A hight-temperature alpin-type peridotite from Venezuela. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 46, 1960.

Mikhailov N. P., Rovsha V. S. Pyrope-bearing peridotites of the Bohemian massif and their genesis. Krystalinikum, vol. IV, Praha. 1966.

Müller P. Kalksilikatfelse im Serpentin des Piz Lunghin bei Malaja. Ein Betrag zur Genese der Rodingite. Chemia der Erde, z. 70, 1962.

O'Hara M. J., Joder H. S. Partial melting of the Mantle. An. rep. Direct. Geoph. labor. 1962—63. Carnegie Inst., 1963.

O'Hara M. J. Melting of garnet peridotite. Carnegie Inst. Annual Rep., 1962—63. Washington, 1963.

Olsen E. J. High-temperature and rocks associated with serpentinite in Eastern Quebec. Amer. Journ Sci., vol. 259, 1962.

Orueta D., Rubio E. La Serrania de Ronda. XIV congr geol. intern. excursion A—2, Madrid, 1926.

Phillips A. H., Hess H. H. Metamorphic differentiation of contact between serpentinite and silicous country rocks. Am. Mineralogist, vol. 21, 1936.

Ruckmick J. C., Noble J. A. Origin of ultramafic complex at Union Bay. SE Alaska. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 70, 1959.

Seki Y., Aiba M., Kato C. Jadeite and associated minerals of metagabbroic rocks in the Sibukawa district, central Japan. Amer. mineralogist, vol. 45, N 5—6, 1960.

Show H. R., Wright T. L., Peck D. L. and Okamura R. The viscosity of the basaltic magma: an analysis of field measurements in Makaopuhi Lava Lake, Hawaii. Amer. Journ. of Sci., vol. 266, N 4, 1968.

Smith C. H., Kapp H. E. The Muscox intrusion, a recently discovered layered intrusion in the Copper mine River area, NW territoria, Canada. Miner. Soc. Am. Spec. pap. N 1, 1963.

Steinmann G. Geologische beobachtungen in den Alpen, II. Die standartische Uberfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. Ber. Nat. Ges. Freiburg. 16, 1905.

Steinmann G. Die ofiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. 14th Intern. Geol. Congr. Madrid, vol. 2, 1927.

Suzuki J. On the rodingitic rocks within the serpentinite masses of Hokkaido. J. Fas. Sci., Hokkaido Univ., ser. IV, vol. 8, 1953.

Thomson J. E., Williams H. The myth of the Sudbury lopolith. Canad. Mining Journ. vol. 10, N 3, 1959.

Tschermak G. Felsarten von ungewöhnlicher Zusammensetzung in den Umgebunden von Teschen und Neutitschein Sitz. dermath. nat. Acad. Wissenschaft, Band 33, Wien, 1866.

Wager L. R., Deer W. A. The petrology of the Scaergaard intrusion, Kangerlugssuag, east Greenland. Moddelelser om Grönland, vol. 105, N 4, 1939.

Wager L. R., Brown G. M. A note on Rhytmic in the ultrabasic rocks of Rhum. Geol. mag. vol. LXXXVIII, N 3, 1951.

Wager L. R., Brown G. M. Funnel-shaped layered intrusions. Geol. Soc. Am. Bull. vol. 68, 1957.

Wager L. R. The mechanism of adcumulus growth in the layered series of the Scaergaard intrusion. Miner. Soc. of Am., Spec. pap. N 1, 1963.

Walton M. S. The Blashe islands ultrabasic Complex, with notes on related areas in SE Alaska. N. Y. Acad. Scient. Transact., ser. 2, vol. 13, 1951.

Wilkinson I. F. Some aspects of the alpin type serpentinites of Queensland. Geol. magazine, vol. XC, N 5, 1953.

Wilson H. D. W. Structure of lopoliths. Geol. Soc. Am. Bull., v. 67, 1956.

Whittaker E. Y. W. and Zussman Y. The characterization of serpentine minerals by X-ray diffraction. Mineral Mag., vol. 31, N 233, 1956.

Yoder H. S. Jadeite problem. Am. Journ. Sci., vol. 248, N 4—5, 1950.

Yoder H. S. Stability relations of grossularite. Journ. Geol., vol. 58, 1950.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие *Н. П. Михайлов* 3

ГЛАВА I. **Тектоническое районирование и история развития магматизма Центрального Казахстана** 5

Тектоническое районирование территории Центрального Казахстана. *Г. Ф. Ляпичев* 5
Некоторые вопросы терминологии. *Н. П. Михайлов* 10
Основные черты истории развития магматизма Центрального Казахстана и роль и место в ней формаций ультраосновных и основных пород *Н. П. Михайлов* 14

ГЛАВА II. **Интрузивные формации ультраосновных и основных пород ранней стадии развития складчатых систем** 27

Габбро-перидотитовая формация 30
Распространение габбро-перидотитовых комплексов в Центральном Казахстане. *Н. П. Михайлов* 30
Геологическая характеристика комплексов. *Н. П. Михайлов* 31
Геолого-петрографическое описание габбро-перидотитовых комплексов . 39
Чу-Балхашский габбро-перидотитовый комплекс. *Н. П. Михайлов* . . 39
Тектурмасский габбро-перидотитовый комплекс. *В. Н. Москалева, Н. П. Михайлов* 51
Шидерты-Экибастузский габбро-перидотитовый комплекс. *Ю. Л. Семенов* 58
Чулькызыл-Тюлькуламский габбро-перидотитовый комплекс. *Ю. Л. Семенов* 67
Итмурундинский и Шоинтасский габбро-перидотитовые комплексы. *В. Н. Москалева* 75
Петрографические особенности габбро-перидотитовых комплексов. *Н. П. Михайлов* 95
Петрохимические и геохимические особенности габбро-перидотитовых комплексов. *Н. П. Михайлов* 98
Вопросы петрологии *Н. П. Михайлов* 102
Дунит-пироксенит-габбровая формация *Н. П. Михайлов* 108
Распространение дунит-пироксенит-габбровых комплексов в Центральном Казахстане 108
Геологическая характеристика комплексов 110
Краткая петрографическая характеристика комплексов 115
Химический состав и геохимические особенности 117
Перидотит-пироксенитовая формация 124
Распространение перидотит-пироксенитовых комплексов в Центральном Казахстане. *Н. П. Михайлов* 124
Улутауский перидотит-пироксенитовый комплекс 126
Геологическая характеристика комплекса. *Н. П. Михайлов* 126
Геолого-петрографическое описание массивов 129
Ешкеульмесский массив. *Н. П. Михайлов, В. Н. Москалева* 129
Акжальские массивы. *Ю. Л. Семенов, Н. П. Михайлов* 145
Шайтантасский массив. *В. Н. Москалева, Н П. Михайлов* 148
Петрохимические особенности комплекса. *Н. П. Михайлов.* 161
Геохимические особенности комплекса. *Н. П. Михайлов* 168
Щучинский перидотит-пироксенитовый комплекс 176
Геологическая характеристика комплекса. *Н. П. Михайлов* 176

Краткая геолого-петрографическая характеристика массивов. *Н. П. Михайлов, М. В. Иняхин* 177
Петрохимические и геохимические особенности комплекса. *Н. П. Михайлов, М. В. Иняхин* 182
Олентинский перидотит-пироксенитовый комплекс. *Ю. Л. Семенов* . . 188
Некоторые выводы и сопоставления. *Н. П. Михайлов* 191
Габбро-плагиогранитовая формация 194
Геолого-петрографическая характеристика габбро-плагиогранитовых комплексов 197
Сарытауский габбро-плагиогранитовый комплекс. *М. В. Иняхин* . . . 197
Сарытумский габбро-плагиогранитовый комплекс. *М. В. Иняхин* . . 202
Габбро-плагиогранитовые комплексы Северо-Востока и Востока Центрального Казахстана. *Г. Ф. Ляпичев, М. Н. Сергиева* 206

ГЛАВА III. **Интрузивные формации основных и ультраосновных пород постконсолидационной активизации складчатых систем** 215

Краткая геологическая характеристика Кокчетавской глыбы и распространение в ее пределах интрузий ультраосновных и основных пород. *Н. П. Михайлов* 215
Перидотит-пироксенит-норитовая формация (Златогорский интрузивный комплекс) 220
Геологическая характеристика комплекса. *Н. П. Михайлов* . . . 220
Геолого-петрографическое описание массивов 222
Златогорский массив. *Н. П. Михайлов, Е. В. Шарков* 222
Челкарский массив. *Н. П. Михайлов, Е. В. Шарков* 269
Цуриковский массив. *Н. П. Михайлов, Е. В. Шарков* 273
Чкаловский массив. *Н. П. Михайлов* 276
Дубровский массив. *Н. П. Михайлов, Е. В. Шарков* 280
Петрохимические и геохимические особенности комплекса. *Н. П. Михайлов* 292
Щелочно-ультраосновная формация (Красномайский интрузивный комплекс) 298
Краткая геологическая характеристика массивов. *Н. П. Михайлов, М. П. Орлова* 299
Петрография. *М. П. Орлова* 301
Щелочно-габброидная формация (Жусалинские щелочно-габброидные интрузии). *Ю. Л. Семенов* 313
Диабаз-пикритовая формация (Каратургайский диабаз-пикритовый комплекс). *Н. П. Михайлов, Ю. Л. Семенов* 319

ГЛАВА IV. **Вопросы классификации, петрологии и минерагении формаций ультраосновных и основных пород.** *Н. П. Михайлов* 328

Классификация магматических формаций ультраосновных и основных пород и закономерность их размещения в Центральном Казахстане 328
Взаимоотношения ультрабазитов и габброидов в различных магматических формациях и их генезис 333
Некоторые вопросы минерагении 338
Основные задачи дальнейших исследований 341
Литература 346

ПЕТРОГРАФИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА
ТОМ II

Интрузивные формации основных и ультраосновных пород

Редактор издательства *Т. А. Горохова*
Техн. редактор *В. И. Калужина*
Корректор *А. А. Сивакова*

Сдано в набор 6/IV 1971 г.
Подписано в печать 13/X 1971 г.
Т-17006 Формат 70×108$^{1}/_{16}$ Печ. л. 22,5
Усл. печ. л. 31,5 Уч.-изд. л. 32,22 Бумага № 1
Индекс 1-4-1 Заказ 180/2819-1 Тираж 1000 экз.
Цена 3 р. 60 к.

Издательство «Недра».
Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.

Московская типография № 6 Главполиграфпрома
Комитета по печати при Совете Министров СССР.
Москва, Ж-88, 1-й Южно-портовый пр., 17.

91