

Академия наук  
СССР



В.Х.Наседкина

МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
КОРУНДОВЫХ  
И ШПИНЕЛЕВЫХ  
ПОРОД



Издательство «Наука»



Академия наук СССР

Лаборатория осадочных  
полезных ископаемых

В. Х. Наседкина

553.034

МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
КОРУНДОВЫХ  
И ШПИНЕЛЕВЫХ ПОРОД  
ЮГО-ЗАПАДНОГО СКЛОНА  
БАТЕНЕВСКОГО КРЯЖА

2263



Издательство  
"Наука"  
Москва  
1977



УДК 55.034.31

Месторождения корундовых и шпинелевых пород  
юго-западного склона Батеневского кряжа.  
Наседкина В.Х. М., "Наука", 1977 г.

В монографии рассматриваются вопросы геологического строения, минералогии и петрографии корундовых и шпинелевых пород месторождений Сигангойского и Тигир-Тайджин;дается промышленная оценка этих месторождений как возможных источников абразивного сырья.

Илл. 19. Табл. 17. Библ. 66 назв.

Ответственный редактор  
С.В. ЛЕВЧЕНКО

20805-538 245-77  
055(02)-77

© Издательство "Наука"  
1977 г.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая работа посвящена характеристике геологического строения, вещественного состава и условий формирования корундовых и шпинелевых пород Сигангойского месторождения, участка Тигир-Тайджен и других проявлений, генетически связанных с когтакским габбровым комплексом.

За период с 1965 по 1969 г. автором были проведены исследования и значительно дополнены представления о строении и генезисе изучаемого месторождения, и тем самым установлен минеральный состав рудных тел, выделены типы зональности, определены ранее неизвестные для месторождения новые минералы и типы пород и т.д.

Строение Сигангойского месторождения в общем приближается к строению месторождений типа корундовых плагиоклазитов и отличается от них как минеральными парагенезисами, так и характером зональности рудных тел. На основании полученного нового фактического материала автор связывает формирование месторождения корундовых и шпинелевых пород с процессами магматического замещения карбонатной толщи габбровой магмой.

При изучении этого месторождения автором решались в основном две задачи. Во-первых, показать практическое значение месторождения, что обусловлено возросшей потребностью промышленности в абразивном сырье в последние годы. Недостаточные природные запасы корунда заставляют использовать искусственный корунд (алунд и др.), который не может полностью заменить естественный во всех отраслях промышленности.

Во-вторых, выяснить условия образования корундовых наждаков, залегающих в основных породах, так как вопросы генезиса этих своеобразных пород остаются дискуссионными и дальнейшие исследования в этой области представляют большой научный интерес.

Работа выполнялась под руководством С.В. Левченко и И.Ф. Романовича. В процессе выполнения работы автор пользовался советами М.М. Ипатова, А.С. Гапеева. Указанным товарищам автор выражает свою искреннюю признательность.

Автор выражает глубокую благодарность Л.И. Шабынину, большую помощь которого в создании данной работы трудно переоценить.

## *Глава I*

### ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Сигангойское месторождение и ряд других проявлений корундо-вых и шпинелевых пород расположены в Туимском районе Хакасской автономной области в 16 км от ж.-д. ст. Туим (верховья р. Туим). Район приурочен к стыку Батеневского кряжа и Кузнецкого Алатау.

#### КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ИЗУЧЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОРУНДОВЫХ И ШПИНЕЛЕВЫХ ПОРОД

Самые ранние сведения о Сигангойском месторождении приводятся в работе С.М. Курбатова, который посетил месторождение в 1932 г.

В 1936 г. С.М. Курбатов высказал предположение об образовании месторождения в результате "кристаллизации остаточного расплава основной габброидной магмы". По его представлениям, первым из расплава кристаллизовался плагиоклаз; впоследствии он замещался другими компонентами, оставшимися в расплаве, которые образовали корунд, шпинель, титаномагнетит. Плагиоклазы анортозитовой оторочки, окаймляющей рудные тела, рассматриваются как реликтовые (Курбатов, Соловникова, 1936).

В 1934 г. геологическое изучение месторождения производилось Б.А. Тимофеевским. Взгляды на генезис месторождения были изложены в более поздней работе этого автора (Тимофеевский, 1937). Б.А. Тимофеевский также считал, что Сигангойское месторождение образовалось в результате кристаллизации остаточного расплава, причем он допускал возможность влияния ассилияции вмещающих пород на ход кристаллизации; плагиоклазитовую оторочку он рассматривал как остаточный продукт кристаллизации.

В 1940 г. в районе Сигангойского месторождения были начаты разведочные работы под руководством А.В. Капраловой и позднее Н.Ф. Беляева. Результаты работ этого периода сведены в отчете этих авторов за 1940 г.

Разведочные работы на месторождении под руководством А.В. Рудневой были продолжены в 1941 г. и закончены в 1942 г. Рудные тела были вскрыты горными выработками: канавами, карьерами и глубокими шурфами. В результате разведки обнаружены шпинелевые залежи месторождения Тигир-Тайджен и получены дополнительные данные о рудных телах Сигангойского месторождения. Свои взгляды на

генезис месторождения А.В. Руднева опубликовала значительно позднее после полного завершения работы (Руднева, 1956). А.В. Руднева рассматривает наждаки как ксенолиты бокситоподобных пород, богатых глиноземом, железом и титаном, захваченные и метаморфизованные габбровой магмой. Данный автор проводит параллель между Сигангойским месторождением наждаков и Боксонским месторождением бокситов. Каких-либо обоснованных доводов в пользу подобной точки зрения на генезис месторождения А.В. Рудневой не приводится.

В 1940 г. Л.И. Шабыниным было высказано предположение об образовании наждаков в результате десиликации пегматитового расплава (Шабынин, 1940).

Иную точку зрения имел С.Л. Халфин, изучавший в 1958 г. петрологию пород когтакского габбро-монцонит-сиенитового комплекса, вмещающих наждаки (Халфин, 1965). Этот автор приводит довольно беглую характеристику месторождения. Он рассматривает наждаки как продукты автометаморфических и метаморфических процессов, связанных с формированием Когтакской интрузии. По его мнению, процессы автометаморфизма связаны с внедрением габбро – второй фазы когтакского комплекса.

В 1959–1961 гг. в районе Сигангойского месторождения и его окрестностей В.А. Хомичев провел геологическую съемку масштаба 1:500 000. Он обнаружил ряд небольших проявлений корунд-силиманит-плахиоклазовых метасоматитов, аналогичных сигангойским (бассейн кл. Синего, Кара-Теге, район оз. Собачьего, г. Мал. Самсон). Без детального анализа геологических особенностей рудных залежей Сигангойского месторождения он относит их к метасоматическим образованиям.

Из приведенного краткого обзора работ, посвященных исследованию генезиса Сигангойского месторождения и подобных ему проявлений, следует вывод, что существуют три генетические концепции:магматогенная (С.И. Курбатов, Л.Л. Солововникова, Б.А. Тимофеевский); метаморфогенная (А.В. Руднева); метасоматическая (С.Л. Халфин, В.А. Хомичев). Возникновение различных представлений о генезисе Сигангойского месторождения отражает в какой-то степени многообразие условий образования корундовых пород вообще.

После работ А.В. Рудневой в литературе укоренилось представление об образовании наждаков за счет метаморфизма бокситоподобных пород (Мусин, 1957; Татаринов, 1954; и др.).

Однако минеральный состав пород Сигангойского месторождения до последнего времени был слабо изучен.

## ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА

Район месторождения имеет сложное геологическое строение, обусловленное широким развитием разновозрастных интрузивных комплексов, обилием разломов и зон дробления. Породы кровли за-

нимают небольшие площади (фиг. 1). По литологическому составу они относятся к существенно карбонатным образованиям: известняки, доломитизированные известняки, доломиты с незначительными прослойками кремнистых сланцев. По материалам С.Л. Халфина (1965), в районе ст. Тисин в основании карбонатной толщи залегают эффузивы с видимой мощностью 400 м.

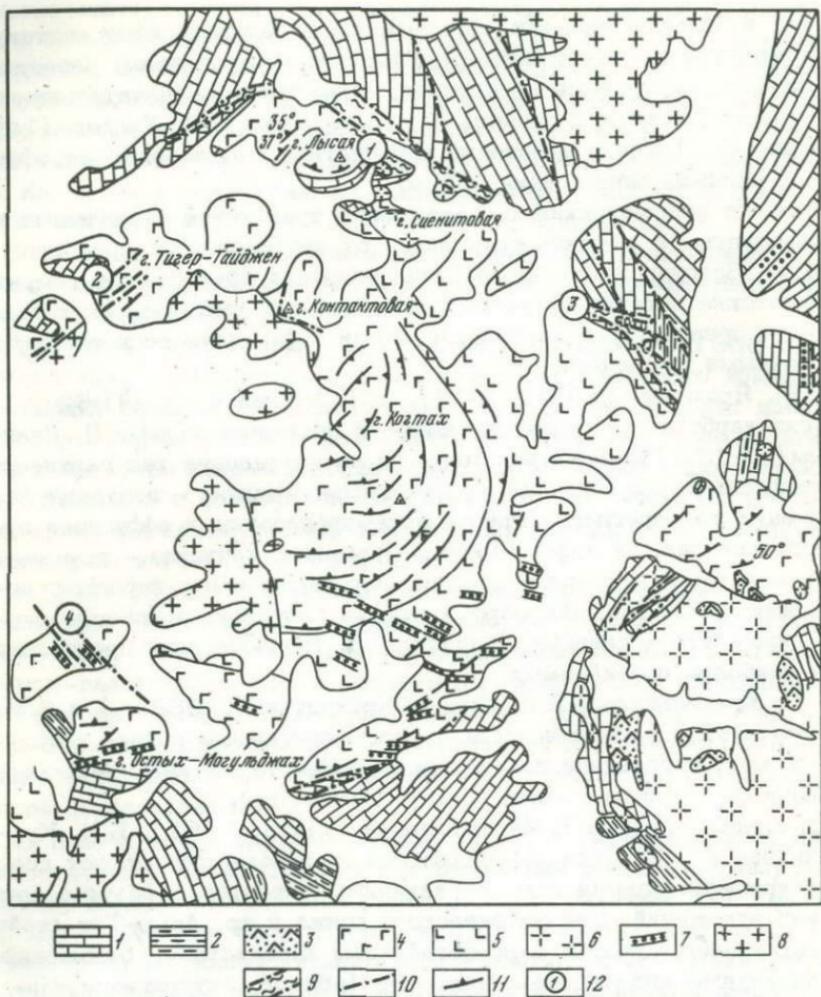
Возраст рассматриваемых отложений трактуется различными исследователями в широких пределах – от протерозоя до среднего кембрия. Затруднения в определении возраста объясняются тем, что органические остатки отсутствуют, а сильный контактовый метаморфизм препятствует корреляции толщи с фаунистически охарактеризованными разрезами.

В.М. Ярошевич (1958, 1962), С.Л. Халфин и др. (1962 г.) относят карбонатную толщу к рифю. В последние годы Г.П. Иванкиным (1973 г.) карбонатная толща была определена как верхнепротерозойская и подразделена на две свиты: нижнюю – полуденную, состоящую из переслаивающихся метаморфизованных эффузивов основного состава, их туфов, черных мраморов; верхнюю – тюримскую, в которой в разрезе преобладают карбонатные породы с небольшими прослойками метаморфизованных эффузивов основного состава, кремнистых сланцев. Взгляды Г.П. Иванкина нам представляются наиболее правильными.

Б.Н. Красильников, Е.Д. Сулиди-Кондратьев (1958 г.) и В.М. Хомичев (1962 г.), проводивший в рассматриваемом районе детальную съемку, определили возраст вмещающей толщи как нижнесредне-кембрийский (сийская свита, по В.М. Хомичеву).

По представлениям В.М. Ярошевича (1958, 1962), Б.Н. Красильникова и Е.Д. Сулиди-Кондратьева, в районе существуют две структурно-фациальные зоны с различным характером разреза кембрийских отложений. Для Батеневского кряжа и хр. Азыр-Тал свойствен сокращенный разрез с преобладанием карбонатных отложений и подчиненным количеством эффузивов (область внутригеосинклинального поднятия). Для бассейна р. Белый Июс характерны большие мощности кембрия с преобладанием эффузивов спилито-кератофировой формации, т.е. типичный разрез геосинклинального прогиба. Рассматриваемый нами район месторождений приурочен к зоне, переходной между внутригеосинклинальным поднятием и прогибом.

Наиболее полные представления о магматизме района изложены в работах Ю.А. Кузнецова (1964), С.Л. Халфина (1965), В.М. Хомичева (1962 г.) и др. По представлению большинства исследователей, последовательность формирования магматических образований района следующая: толща карбонатных пород была прорвана телами габбро-диабазов и габбро-диоритов (буйская интрузия). Последние были изменены и вместе с вмещающими их породами подвергнуты интенсивной складчатости. В следующий этап магматической деятельности образовалась когтакская габбро-монцонит-сиенитовая интрузия, датируемая нижним кембрием. Ю.А. Кузнецо-



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта района месторождений и проявлений корундовых и шпинелевых пород. Составлена по материалам С.Л. Халфина, В.М. Хомичева и др.

1-2 – верхнепротерозойская толща мраморов, известняков, сланцев: 1 – в разрезе преобладают карбонатные породы; 2 – в разрезе преобладают сланцы; 3 – буйский магматический комплекс; 4-7 – нижнекембрийский когтакский комплекс: 4 – габбро; 5 – диориты, монzonиты; 6 – сиениты; 7 – дайки сиенитов; 8 – улень-туимский гранитоидный комплекс; 9 – зоны дробления и милонитизации; 10 – тектонические нарушения; 11 – элементы залегания полосчатости магматических пород; 12 – месторождения и проявления высокоглиноzemистых метасоматических пород: 1 – Сигангойское; 2 – Тигир-Тайджен; 3 – в районе кл. Синего; 4 – в районе кл. Кара-Теге

вым и С.Л. Халфиным когтакхский комплекс относился к нижнепалеозойской габбро-монzonит-сиенитовой формации, формирование которой происходило до момента окончательной стабилизации каледонид региона в пределах малоподвижных структур типа внутригеосинклинальных поднятий и срединных массивов. По мнению С.Л. Халфина, он образовался в результате глубинной дифференциации базальтовой магмы и последовательного внедрения следующих одна за другой интрузивных фаз. С проявлением первой фазы магматической деятельности эти исследователи связывают образование диорит-монzonитов, ко второй фазе отнесены габбро, а сиениты прорывают габбро и диорит-монzonиты. В габбро и диорит-монzonитах развиты план-параллельные текстуры течения, местами породы расслоены.

В.М. Хомичев, проводивший детальное геологическое изучение района, на многочисленных примерах доказывает двухфазность когтакхского комплекса, причем к первой фазе он относит мелкозернистое габбро, занимающее центральную часть когтакхского лополита, а внедрившиеся позже диориты и диорит-монzonиты – ко второй фазе. Сиениты этого комплекса он считает более молодыми образованиями.

Вопрос о возрасте сиенитовой (нордмаркитовой) интрузии, обра- зующей крупные массивы в междуречье Туим и Карыш, дискутируется давно. Многие исследователи, в том числе В.М. Хомичев, С.В. Левченко (1970), М.М. Ипатов (1970 г.) и др., в противоположность взглядам Ю.А. Кузнецова и С.Л. Халфина, склонны рассматривать ее в качестве самостоятельной интрузии, внедрившейся позднее улень-туимских гранитоидов.

Специальных исследований нордмаркитовой интрузии верховьев рек Туим и Карыш нами не проводилось, поэтому в работе они не рассмотрены. Что касается сиенитов, сиенито-диоритов, которые образуют небольшие штокообразные тела и дайки в Когтакхском мас- сиве, то принадлежность их к когтакхскому комплексу не оставляет никакого сомнения, так как сиениты связаны с габбро постепенными переходами. С сиенитами также непосредственно ассоциируют различные глиноземистые метасоматические образования, которые генетически связаны с формированием когтакхской интрузии.

Когтакхские породы прорваны улень-туимскими гранитоидами, которые образуют очень крупные массивы к западу, северу и северо-востоку от рассматриваемого района. Возраст гранитоидов большинством исследователей определяется как См–О. Как отмечает Ю.А. Кузнецов (1965), гранитоиды являются типичными представителями гранитоидной батолитовой формации. С их появлением связана окончательная стабилизация раннекаледонской (салайской) геосинклинали Кузнецкого Алатау.

Когтакхская интрузия образует массив площадью 50 км<sup>2</sup> в районе горы Когтакх. Впервые она была выделена Д.Д. Скobelевым в 1945 г.; Когтакхский массив сложен габбро, диорит-монzonитами, сиенитами. Аналогичные массивы меньших размеров известны в различных частях рассматриваемого района. Вдоль контактов мас-

сивов с вмещающими карбонатными породами проходят тектонические зоны, которые сопровождаются брекчированными и милонитизированными породами. Мощность зон дробления колеблется от 30-75 до 300 м.

Когтакхский интрузивный массив представляет воронкообразный лopolит с крутыми падающими внутрь стенками (Халфин, 1965 и др.). Массив несколько вытянут в север-северо-восточном направлении параллельно складчатым структурам района.

Габбро занимает центральную часть лopolита, диорит-монцониты опоясывают габбро полукольцом с востока и юго-востока. Сиениты залегают в габбро, диорит-монцонитах в виде небольших жил и трещинных тел и приурочены в основном к зонам дробления. Мощность сиенитовых тел от 1 до 30-40 м. Большое количество жил сиенитов сконцентрировано на восточном и южном склонах горы Когтакх, а также в районе Сигангойского месторождения и на других участках. К юго-востоку от Сигангойского месторождения сиениты слагают штокообразный массив, прорывающий диориты. В габбро и диорит-монцонитах развиты план-параллельные текстуры течения, местами наблюдается расслоенность.

Петрографические и петрохимические особенности пород когтакского комплекса детально рассмотрены С.Л. Халфиным (1965) и В.Л. Хомичевым (1962 г.). Габброиды когтакского комплекса представляют меланократовые мелко- и среднезернистые породы, основными пордообразующими минералами которых являются авгит и основной плагиоклаз (лабрадор-битовнит № 55-75). Широко распространены также оливинсодержащие разновидности габбро. Содержание основных пордообразующих минералов широко варьирует, и породы меняются от пироксенитов до аортозитов. Это весьма характерно для Сигангойского массива; для когтакских габброидов характерна отчетливая трахитоидность.

В составе пород второй фазы В.Л. Хомичев выделяет последовательный ряд пород от диоритов до адамеллитов, связанный постепенными переходами. Диориты, монцониты, адамеллиты, в отличие от габбро, - более лейкократовые и крупнозернистые породы с часто наблюдающейся гнейсовидной текстурой. Основные пордообразующие минералы - лабрадор-андезин, авгит, кварц, калиевый полевой шпат. В кислых разностях последний является существенной составной частью.

В породах второй фазы широко проявлены процессы амфиболизации и биотизации. Сиениты - среднезернистые, грубозернистые массивные породы с весьма своеобразной структурой: пордообразующие минералы лишены кристаллографических очертаний и имеют неровные изъеденные края. Усредненный состав породы (в %): калиевый полевой шпат - 45-50, альбит-олигоклаз - 35-40; авгит - 16, амфибол - 4, кварц - 3; акцессорные минералы - 2.

Как полагает В.Л. Хомичев, когтакская интрузия образовалась в результате нормальной кристаллизационной дифференциации основной магмы с образованием последовательного ряда пород от мела-

нократовых оливин-авгитовых габбро через диориты (габбро-диориты), кварцевые диориты, кварцевые монzonиты и гранодиориты к аадемеллитам. Однако многие особенности слагающих массив пород и характер залегания свидетельствуют о более сложных условиях формирования массива.

Интересны наблюдения В.Л. Хомичева о подчиненности внутренней структуры когтакских пород структуре лород вмещающих отложений в районе Самсонского месторождения. Здесь карбонатная толща образует самсонскую синклинальную складку северо-восточного простирания. Весьма своеобразные гибридные породы когтакского комплекса (порфиритоподобные, диабазоподобные) залегают послойно в этой толще, раздвигая отдельные слои. План-параллельная текстура в порфиритоподобных породах очень хорошо согласуется с элементами залегания сохранившихся слоев-перегородок вмещающих пород и резче подчеркивает общую синклинальную структуру. Жилы сиенита, заливающие трещины в диабазоподобных породах, изгибаются в соответствии со структурой синклинальной складки.

Приведенные выше противоречивые суждения различных авторов о возможных условиях формирования Когтакского массива могли возникнуть, вероятно, потому, что исследователями не были получены достоверные факты о взаимоотношениях габбро, монzonитов, сиенитов, и вывод о многофазности комплекса являлся в какой-то степени предположением. Между этими породами не наблюдается четких интрузивных контактов, а, наоборот, чаще всего они постепенно сменяют друг друга.

Следует подчеркнуть еще одну особенность, характерную для образований когтакского комплекса. При исследовании наждаков Сигангойского месторождения было обращено внимание на широкое распространение в Когтакском массиве скарнов различного минерального состава, которые были отнесены нами к магнезиальноскарновой формации.

В экзоконтакте габбрового массива широко распространены гибридные породы, образовавшиеся, вероятно, в результате сложных процессов асимиляции и контаминации.

Вышеотмеченные особенности строения Когтакского массива свидетельствуют о весьма сложных условиях его формирования. Возможно, главную роль при этом играли процессы магматического замещения, которые, собственно, и определили многие особенности слагающих массив пород: унаследованную от вмещающей толщи раслоенность, полосчатость, трахитоидность, гибридизм. Согласованность внутренней структуры массива со структурой вмещающей толщи также является следствием магматического замещения осадочных пород (Гурлев, 1965; и др.). Косвенным подтверждением магматического замещения является широкое распространение магнезиальных скарнов в контактах массива с вмещающей карбонатной толщей.

## ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД

### СИГАНГОЙСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Район Сигангойского месторождения сложен преимущественно интрузивными породами, относимыми к когтакскому комплексу. Мраморы и мраморизованные известняки (türimская свита), вмещающие интрузивные образования, имеют ограниченное распространение. Полоса мраморов протягивается вдоль южного контакта массива габбро. Линзовидные и вытянутые в северо-западном направлении ксенолиты мраморов залегают в гибридных плагиоклаз-амфиболовых породах вдоль восточного контакта Сигангойского массива (фиг. 2). Небольшие ксенолиты карбонатных пород встречаются среди габбро как в пределах основной части Сигангойского массива, так и на восточном участке.

Среди карбонатных пород можно выделить следующие разновидности: кальцитовую, доломит-кальцитовую, доломитовую. Наибольшим распространением пользуются доломиты и кальцит-доломитовые породы.

Как уже было отмечено, значительную часть площади месторождения занимают габбро, образующие в ее западной части интрузивное тело. Небольшие выходы габбровых пород ( $100 \times 200$  м $^2$ ), расположенные в восточной части этой территории, очевидно, можно объединить с Сигангойским интрузивом в единый массив.

Сигангойский интрузив следует рассматривать как северную окраину Когтакского массива. Он отделен от основной части последнего полосой карбонатных пород.

Вдоль контактов габбрового массива с вмещающими породами проходят зоны дробления и милонитизации. В пределах Сигангойского месторождения наиболее мощная (300 м) зона дробления наблюдается вдоль восточного контакта габбрового массива. Она захватывает зоны его эндо- и экзоконтакта. Простижение главной зоны северо-западное. От нее отходят отвигвления, огибающие Сигангойский массив с востока и запада.

Несколько маршрутных пересечений через весь массив показали, что неизмененные разности авгитового габбро слагают западную часть массива. В зонах эндоконтакта, где сконцентрированы линзы силиманит-корунд-плагиоклазовых, шпинель-плагиоклазовых и других образований, распространены меланократовые амфиболизированные габбро. Габбро содержат включения своеобразных оливиновых и ги-

перстеновых пород, а также мелкие ксенолиты магнезиальных скарнов.

Амфиболизация проявляется в образовании широких зон (до 40–50 м), чередующихся с относительно слабо измененными габбро. В восточной части массива полоса измененных амфиболизированных габбро по ширине составляет 100–150 м. Местами мономинеральные амфиболовые породы имеют крупно- и гигантозернистую структуры. Отдельные кристаллы амфиболя достигают 5 см в поперечнике. В амфиболизированных габбро в большом количестве присутствуют мелкие ксенолиты черных пород с ориентированной гекстурой, внешне напоминающие роговики.

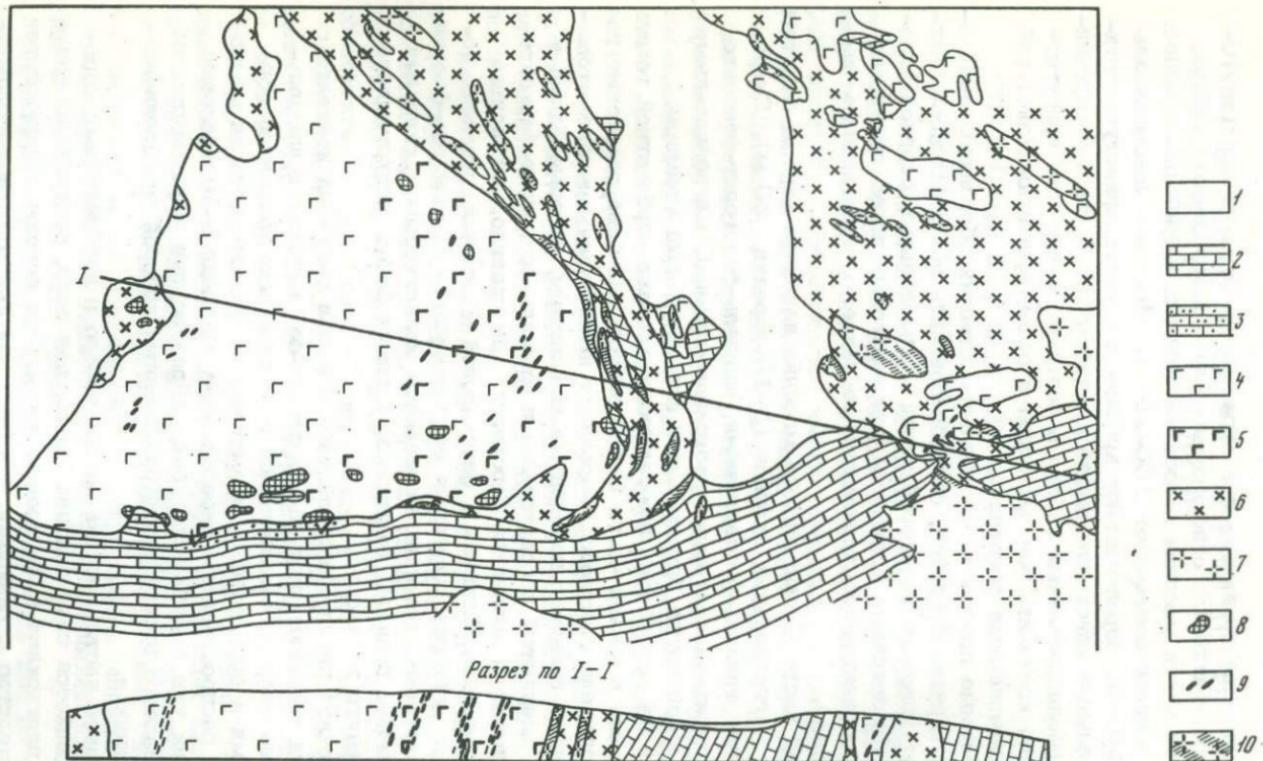
Описываемые породы в значительной степени обогащены выделениями форстерита. Вероятно, они образовались при гибридизме магмы за счет усвоения некоторой части магнезиальных скарнов экзоконтакта. Линзовидные ксенолиты форстеритовых пород достигают 0,2–2,0 м; ориентировка ксенолитов совпадает с простиранием вмещающей толщи.

В южной части Сигангойского массива наиболее хорошо заметны ксенолиты магнезиальных скарнов (5–10, изредка 20 м). Скарны представлены шпинель–фассаитовыми, шпинель–форстерит–фассаитовыми, форстерит–фассаитовыми разновидностями. С магнезиальными скарнами ассоциируют бруситовые и форстеритовые мраморы.

В одной из выработок, пересекающих контакт карбонатной толщи с габброидами в южной части Сигангойского массива, скарновые породы расположены следующим образом: с неизмененными доломитовыми мраморами граничат полосчатые кальцифиры, которые ближе к интрузиву сменяются фассаитовыми и шпинель–форстерит–фассаитовыми скарнами; в последних форстерит, как правило, интенсивно серпентинизирован. Шпинель в фассаитовой массе распределенанеравномерно: участки, лишенные ее, чередуются со шпинель–фассаитовыми участками, которые замещаются известковыми скарнами с образованием граната, везувiana, а также более низкотемпературных пренита и эпидота.

В восточной части Сигангойского массива также на контакте с доломитами залегают шпинель–форстерит–фассаитовые и шпинель–фассаитовые скарны, сменяющиеся в направлении доломитов форстеритовыми и бруситовыми мраморами. В восточной части месторождения распространены своеобразные плагиоклаз–амфиболовые породы. Как уже отмечалось, они образуют две широкие полосы северо–западного простирания, разделенные полосой мраморизованных известняков.

В западной части массива между габбро и карбонатными породами наблюдается своеобразная переходная зона, содержащая пятна и полосы плагиоклаз–амфиболовых пород. Эти породы обнаруживают большое сходство с гнейсами; местами они напоминают рассланцовые порфириты. Исследователи, изучавшие эти породы ранее, принимали их за орто– и парагнейсы и относили либо к древней метаморфической толще, либо к ороговикованным эфузивам (Руднева, 1956).



Фиг. 2. Схематическая геолого-петрографическая карта Сигангойского месторождения. Составлена по материалам А.В. Рудневой с дополнениями автора

1 - аллювиальные отложения; 2 - мраморы; 3 - бруситовые мраморы; 4 - габбро; 5 - меланократовое габбро; 6 - гибридные породы (плагиоклаз-амфиболовые и др.); 7 - сиениты метасоматические; 8 - магнезиальные скарны; 9 - рудные тела корундовых пород; 10 - зоны силлиматизации в сиенитах

На месторождении Тигир-Тайджен плагиоклаз-амфиболовые породы сопровождаются небольшими ксенолитами мраморов и магнезиальных скарнов с постепенным переходом в габбро. Необходимо отметить, что плагиоклаз-амфиболовые породы нельзя рассматривать как околоскарновые, так как они имеют весьма большую мощность — выше мощности скарнов. Например, в зоне восточного экзоконтакта Сигангойского месторождения мощность плагиоклаз-амфиболовых пород превышает 1000 м. Вероятнее всего, что они являются гибридными образованиями, возникшими в результате сложных процессов контаминации и ассилияции магмой материала вмещающей карбонатной толщи.

Породы второй фазы когтакского комплекса (диориты и диорит-монцониты) в пределах Сигангойского месторождения не обнаружены. В зоне распространения плагиоклаз-амфиболовых пород в непосредственном обрамлении Сигангойского массива местами встречаются породы, приближающиеся по составу к диоритам и монцонитам. Последние имеют сложную тектитовую структуру. В шлифах наблюдаются постепенные переходы этих образований к плагиоклаз-амфиболовым породам, что свидетельствует о их метасоматическом образовании за счет замещения плагиоклаз-амфиболовых пород.

Аналогичное положение занимают сиениты и сиенитоподобные породы в пределах Сигангойского месторождения. Сиениты в виде небольших трещинных тел и даек залегают в плагиоклаз-амфиболовых породах и габбро, но не имеют четких интрузивных контактов ни с одной из названных разновидностей. Для сиенитов характерна структура метаморфической породы: породообразующие минералы имеют неровные изъеденные контуры. Зоны сиенитизации наиболее развиты в плагиоклаз-амфиболовых породах в восточном экзоконтакте Сигангойского массива.

К югу от восточного участка месторождения сиениты образуют небольшой массив. По минеральному составу и структурным особенностям сиениты этого массива близки к сиенитам, образующим небольшие трещинные тела в пределах месторождения. Повышение щелочности магмы и образование сиенитов в когтакском комплексе могут быть связаны с явлениями магматического замещения доломитов. Это положение требует дополнительных доказательств и высказывается только в виде предположения.

С зонами сиенитизации в пределах Сигангойского месторождения связаны проявления силлиманита, шпинели и других глиноземистых образований. Рассмотрим некоторые из них.

В восточном экзоконтакте Сигангойского массива в плагиоклаз-амфиболовых породах в виде небольших зон появляются своеобразные мелкозернистые породы, напоминающие биотитовые сланцы. Породы сложены линейно-ориентированными чешуйками биотита, кислого олигоклаза и крупными реликтовыми выделениями калиевого полевого шпата. В породе присутствуют ориентированные скопления бесформенных выделений темно-зеленой шпинели, корунда, мелких игл силлиманита, рутила, скоплений рудных минералов.

В шлифах отчетливо видно, что названные минералы образовались по плагиоклаз-амфиболовым породам.

Зоны сиенитизации с силлиманитовой, корундовой, шпинелевой минерализацией распространены в различных частях месторождения, особенно в зоне восточного экзоконтакта габбрового массива, а также на восточном участке.

В северной части восточного экзоконтакта Сигангойского массива выработкой вскрыты своеобразные метасоматически измененные сиениты со сложной структурой, меняющейся от сиенитовой до ката-клизитовой. Сиениты сложены таблитчатыми выделениями калиевого полевого шпата, частично замещенного олигоклазом. В ката-клизированных участках калиевый полевой шпат передроблен и замещен кислым плагиоклазом. Чешуйки биотита образуют ориентированные скопления, к ним приурочены выделения темно-зеленой шпинели. Альбитизированные участки породы обогащены тонкими иголочками рутила.

Несколько южнее можно наблюдать светло-серые сланцеватые породы, представляющие собой сильно измененные рассланцованные альбитизированные сиениты с редкими выделениями корунда и шпинели. Степень альбитизации пород значительная. Скопления крупных выделений калиевого полевого шпата, характерные для сиенита, сохранились лишь в отдельных участках. Мелкочешуйчатый биотит образует ориентированные выделения в альбит-олигоклазовой массе. С биотитом ассоциируют бесформенные выделения корунда размером 0,4 – 0,8 мм, мелкие иголочки рутила, шпинель.

В юго-восточной части зоны экзоконтакта габбрового массива среди ката-клизированных плагиоклаз-амфиболовых пород вскрыты темно-серые тонкосланцеватые породы, представляющие ката-клизированные рассланцованные сиениты, замещенные игольчатым силлиманитом, рутилом, рудными минералами и содержащие крупные лущистые скопления турмалина. Сохранились небольшие реликты калиевого полевого шпата.

В восточной части площади месторождения среди поля плагиоклаз-амфиболовых пород появляются сланцеватые породы с крупными таблитчатыми выделениями силлиманита, которые А.В. Руднева описала как "порфиробластовые силлиманитовые парагнейсы". Детальное исследование участка распространения этих пород показало, что силлиманитизации подвергнуты сиенитизированные участки в измененных плагиоклаз-амфиболовых породах. Зоны силлиманитизации образуют линзовидные полосы, неровные пятна, узкие зоны мощностью от 3–5 мм до 10 см и более.

Плоскости текстурирования в силлиманитовых породах имеют северо-западное простижение (аз. пад.  $260^{\circ}$ , угол падения  $70^{\circ}$ ).

Зоны сиенитизации и силлиманитизации постоянно сопровождаются своеобразными порfirитоподобными рассланцованными породами. Последние развиваются за счет метасоматического замещения плагиоклаза амфиболовых пород. Крупные таблитчатые призматические выделения олигоклаза замещают мелкозернистую плагиоклаз-амфиболовую массу; в отдельных участках амфибол замещается пироксеном.

Образование силлиманита по сиенитизированным породам можно проследить по целому ряду образцов, отобранных в пределах рассматриваемого участка.

Первый образец (обр. 2160) соответствует слабо измененному альбитизированному катаклизированному сиениту с единичными выделениями силлиманита. Внешне порода розовато-серая, имеет мелкозернистую массивную текстуру. Под микроскопом видно, что в породе преобладает калиевый полевой шпат, подвергнутый альбитизации при периферии зерен. К альбитизированным участкам приурочены редкие выделения силлиманита, частично замещенного мусковитом. Роговая обманка замещена биотитом и хлоритом.

Второй и третий образцы (обр. 2156, 2157) представляют темно-серую мелкозернистую породу с участками сланцеватой текстуры. Это — катаклизированные сиениты, в значительной степени альбитизированные и хлоритизированные и обогащенные рудной вкрапленностью. Длиннопризматические выделения силлиманита образуют ориентированные сильно вытянутые скопления.

Четвертый и пятый образцы (обр. 2158, 2192) взяты из зоны наиболее интенсивной силлиманитизации среди катаклизированных сиенитов. Макроскопически в штуфах это — розовато-серые мелкозернистые участки, соответствующие слабо измененному сиениту, они пронизаны темными полосами, представляющими катаклизированные зоны, обогащенные силлиманитом и рудной вкрапленностью. Под микроскопом крупные призматические выделения силлиманита образуют ориентированные скопления, как бы сливающиеся в единый тонкий прожилок. Силлиманит отделен от калиевого полевого шпата каемкой олигоклаза. В породе присутствуют единичные выделения корунда, разъедающие силлиманит. С силлиманитовыми выделениями постоянно ассоциируют рудные зерна (по-видимому, магнетит). Содержание рудного минерала в породе составляет до 15%. Силлиманит замещен мусковитом.

Шестой образец (обр. 2154) по составу очень близок описанным выше катаклизированным породам с силлиманитовой минерализацией. Структура породы тоже катакластическая. Обогащение породы силлиманитом происходит по тонким субпараллельным трещинкам, что обуславливает ориентированную текстуру. Сохранились реликты калиевого полевого шпата. С силлиманитом ассоциируют скопления рудных минералов. Порода подвергнута более поздней мусковитизации.

На основании макро- и микроскопического исследований установлено, что рассматриваемые породы представляют единый ряд переходных разновидностей от сиенитов к силлиманитовым породам. О наложенном характере силлиманитизации свидетельствует приуроченность порфиробластовых выделений силлиманита к определенным направлениям вдоль трещин, по которым проникали метаморфизующие растворы. В катаклизированных сиенитах в большинстве случаев сохранились участки реликтовой сиенитовой структуры и реликты калиевого полевого шпата. В рассматриваемом ряду образцов происходит постепенное уменьшение  $\text{SiO}_2$  и одновременное обогащение породы  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$ . При этом уменьшается содержание щелочей.

Из детального описания ката克拉зованных сиенитов следует вывод о природе силлиманита: по-видимому, силлиманитовые породы представляют метасоматические образования, развивающиеся в зонах ката克拉за и сиенизации.

В силлиманитовых породах, распространенных за пределами габбрового массива, среди гибридных пород почти постоянно присутствуют реликты калиевого полевого шпата и нередко можно наблюдать постепенное превращение сиенита в силлиманитовую породу. Среди габбро, в особенности в пределах главного рудного поля, такие переходные разновидности встречаются реже. Здесь наблюдаются в основном более четко выраженные метасоматиты, превращенные в рутил-силлиманитовые, рутил-олигоклаз-силлиманитовые породы.

В качестве переходных разновидностей можно рассматривать корундовые наждаки восточного участка, где постоянно присутствует калиевый полевой шпат.

#### ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА РУДНЫХ ТЕЛ

Рудные тела Сигангойского месторождения залегают в габбро и расположены на трех разобщенных участках. Они приурочены к тектоническим зонам северо-западного и северо-восточного простирания. В центральной части площади находится главное рудное поле, приуроченное к восточному эндоконтакту Сигангойского массива. Здесь сосредоточены наиболее крупные рудные тела и наибольшее их количество.

Второй участок расположен в западной части массива, для него характерно скопление небольших жильных тел. Третий участок расположен в восточной части района, он приурочен к небольшому восточному массиву габбро.

Главное рудное поле Сигангойского месторождения занимает площадь  $600 \times 400 \text{ м}^2$ . Здесь рудные тела северо-восточного и меридионального простирания образуют вытянутые разобщенные зоны протяженностью от 50 до 250 м при ширине 20–50 м. Основные рудные тела расположены ближе к апикальной части массива и разведаны карьерами и глубокими шурфами.

Простижение отдельных тел совпадает с простирием зоны, падение северо-западное под углами от  $20\text{--}40^\circ$  до вертикального. Размеры тел широко колеблются: от микроскопических до 8–10 м по ширине и до 15–20 м в длину. Форма и минеральный состав тел разнообразны: линзы, жилы, изометричные тела и т.д. По минеральному составу можно выделить две основные группы: 1) тела простого состава, 2) тела сложного минерального состава. К первой относятся рудные тела, которые образовались в одну стадию минерализации. Причем, различаются апосиенитовые рудные тела, которые образовались при десиликации и метасоматическом замещении калишпатовых зон в габбро (рутил-силлиманитовые, рутил-корунд-силлиманитовые и т.д.), и апогаббровые метасоматиты относительно простого состава (шпинель-плагиоклазовые). Ко второй группе

не относятся тела, которые образовались в результате наложения рудной минерализации на ранее образованные рутил-силиманитовые, рутил-корунд-силиманитовые, шпинель-плагиоклазовые и другие метасоматиги.

Простые тела. К этой группе относятся линзовидные тела, сложенные апосиенитовыми породами. Они сравнительно невелики: в длину до 2,5 при мощности 0,3–0,7 м. Встречаются они сравнительно редко. Мелкозернистые породы, слагающие тела, имеют светло-серую окраску; текстура ориентированная. Минеральный состав тел следующий (в объемн. %): рутил – 6–10, силиманит, корунд в различных соотношениях – 80–90; в подчиненных количествах присутствуют кислый олигоклаз, альбит и редкие зерна зеленой шпинели и рудных минералов.

Близкие по составу рутил-силиманит-олигоклазовые породы встречаются в зоне экзоконтакта Сигангойского массива. Однако здесь они слагают не отдельные рудные тела, а образуют небольшие зоны в дайках сиенитов и связаны с неизмененными сиенитами постепенными переходами.

Шпинель-плагиоклазовые тела имеют вид небольших линзочек мощностью от 1–2 до 20–30 см и сопровождают более крупные рудные тела. Метасоматические образования этого типа характеризуются пойкилобластовой структурой: крупные таблитчатые выделения битовнита переполнены пойкилобластовыми включениями зеленой шпинели. В небольшом количестве присутствуют магнетит, рутил, цоизит.

Сложные тела. Они наиболее широко распространены на месторождении; длина тел составляет 15 м при мощности от 40–60 до 8–10 см. Строение рассматриваемых тел разнообразно и зависит от характера замещения жильной массы рудными минералами. Наиболее распространены полосчатые рудные тела (неправильно-полосчатые, симметрично-полосчатые и др.); встречаются и тела пятнистого строения.

Сложное тело неправильно-полосчатого строения детально изучено в карьере 12. В плане оно изометричной формы, слегка вытянуто в северо-западном направлении; мощность составляет 5,5 м. В западной части рудного тела наблюдается чередование светлых и темноокрашенных полос мощностью 30–40 см. Светлые полосы сложены серыми, буровато-желтыми тонкозернистыми породами с очень четкой ориентированной текстурой, характерной для кристаллических сланцев. Они состоят из тонкоигольчатого силиманита (70–80%), олигоклаза № 28 (20–30%). Присутствуют рассеянные зерна темно-зеленой шпинели, магнетита, рутила. Силиманитовые породы имеют тонкополосчатое строение из-за послойного распределения шпинели и рудных минералов. Темные полосы по сравнению со светлыми содержат значительное количество рудного компонента. Для темноокрашенных разновидностей характерна отчегливая ориентированная текстура. Кроме силиманита в этих породах присутствуют шпинель, магнетит, ильменит, олигоклаз-андезин № 28–36, а так-

же редкие порфиробластовые выделения корунда, корродированного рудными минералами.

Восточная часть рудного тела сложена темноокрашенными порфиробластовыми породами со скелетообразными выделениями (4–5 мм) корунда. Корунд в породе составляет не более 5%. Основная масса породы состоит из изометричных выделений темно-зеленой шпинели, магнетита, ильменита, плагиоклаза, реликтов игольчатого силлиманита.

В центральной части рудного тела содержание корунда и рудных минералов увеличивается. Зерна корунда распределены неравномерно: от редких порфиробластовых выделений до мономинеральных полос мощностью в несколько сантиметров.

Породы, вмещающие рудное тело, относятся к меланократовому метасоматически измененному габбро с незначительным содержанием плагиоклаза. Как правило, это пироксен-амфиболовые породы с крупными пластичатыми выделениями бурого амфибала. Вблизи рудного тела (в 3–4 м от контакта) в амфиболизированных габбро появляются субпараллельные зонки мощностью от 3–5 мм до 4–8 см, обогащенные оливином, в виде продолговатых выделений и новообразованным битовником. В отдельных зонах оливин составляет 50–70%, с ним ассоциируют гиперстен, битовник, бурая роговая обманка.

На контакте с рудным телом встречаются зонки битовник-гиперстеновых пород. Эти минералы замещаются гальком, актинолитом и хлоритом, которые также образуют зоны. Хлоритовая зона в свою очередь сменяется плагиоклазитовой. В западной части рудного тела мощность плагиоклазитовой зоны всего 3–5 см. Более отчетливо наблюдается плагиоклазитовая оторочка в восточной части карьера, где ее мощность достигает 0,3 м. Пропорционально увеличению мощности плагиоклазитовой оторочки повышается содержание рудного компонента в наждаках. В этой части рудного тела наждаки настолько массивны, что напоминают магнетитовую руду.

К типу сложных тел следует также отнести полосчатое рудное тело, расположенное в карьере 356. По краям оно окаймлено светлыми корунд-силлиманитовыми гнейсовидными породами.

Силлиманитовые породы имеют слабо выраженную ориентированную текстуру и в отличие от выше рассмотренного рудного тела (карьер 12) сложены таблитчатыми выделениями силлиманита. В небольшом количестве присутствует кислый олигоклаз, альбит – 5–10% и ртуть – 5–8%. На контакте силлиманитовых пород с вмещающими габбро видна узкая зона темно-зеленой шпинели (0,3–1,0 см). Силлиманитовые породы замещены тонкими ориентированными полосками (3–5 мм), состоящими из идиоморфных кристаллов корунда, шпинели и кислого олигоклаза. Последний образует реакционные камки вокруг корунда и шпинели.

В полосе темноокрашенных рудных пород сохранились реликты структуры силлиманитовых пород. Рудные минералы (ильменит, магнетит) и шпинель выполняют лежащевое пространство, цементируя таблитчатые выделения силлиманита и корунда.

Локальное полосчатое распределение корунда, шпинели и рудных минералов придает породе местами ориентированную текстуру.

Для вмещающих габбро характерны те же самые метасоматические изменения, которые описывались выше. Параллельно основному корунд-силлиманитовому телу в габбро располагаются небольшие зональные жилки мощностью 10–15 см с плагиоклазитовой оторочкой. На контакте силлиманитовых пород и меланократового габбро плагиоклазитовая оторочка отсутствует.

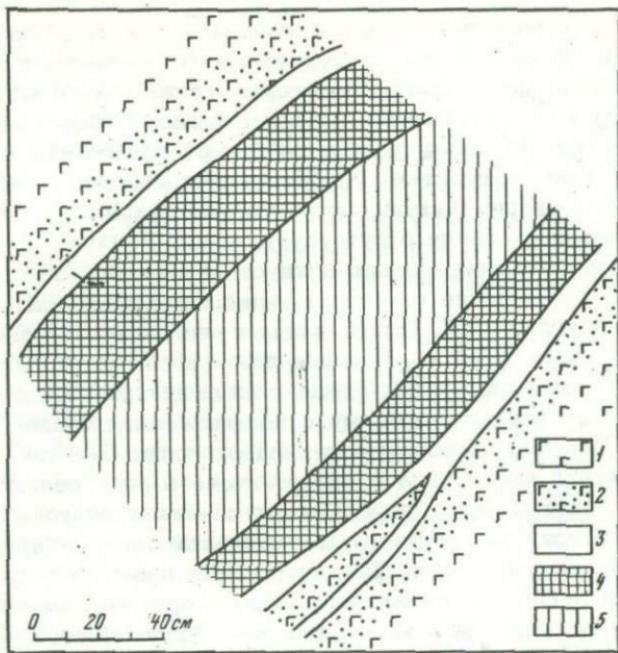
Сложное тело неправильно-пятнистого строения находится в карьере 386. Простирание тела почти меридиональное, падение к северо-западу под углом 45°. Общая длина тела 16 м. Максимальная мощность составляет 7–8 м. В плане тело в северной части имеет изометрическую форму, к югу оно сужается и выклинивается и здесь сложено темными массивными породами с большим содержанием рудных минералов. Мощность плагиоклазитовой оторочки 5–8 см.

В северной части тела в краевой зоне в виде реликтов выделяется полоса светло-серых пористых рутил-силлиманитовых пород. Последние состоят из таблитчатых выделений силлиманита и призматических кристаллов рутила. Для того чтобы проиллюстрировать процесс замещения рутил-силлиманитовых пород корундом, шпинелью и рудными минералами, была изучена серия образцов, отобранных вкрест простирания тела. В центральной части залегает рудный наждак с сидеронитовой структурой. Содержание ильменита и магнетита в них достигает 50%. Среди шпинель-рудной массы в виде реликтов присутствуют таблитчатые зерна силлиманита и порфиробласты корунда, унаследовавшего форму выделений замещенного им силлиманита. Содержание корунда в наждаках не более 20%.

Сложные тела симметрично-полосчатого строения составляют от 30–50 см до 30–70 м в длину, при мощности 1–2 м. Детально изучено рудное тело рассматриваемого типа в карьере 575. Мощность жилы 1–2 м, протяженность 10–12 м. Простирание северо-восточное, падение северо-западное.

Схема строения рудного тела показана на фиг. 3. Его центральная часть мощностью 0,5–0,6 м сложена голубовато-серыми тонко-зернистыми породами с ориентированной текстурой. Минеральный состав пород (в объемн. %): силлиманит – 50–55, олигоклаз № 17–26, шпинель – 10, рутил – 3–10, корунд – 1–5.

Олигоклаз образует относительно крупные выделения с извилистыми изъеденными контурами зерен и волнистым угасанием. Полисинтетические двойники либо отсутствуют, либо едва заметны. Характерно прорастание плагиоклаза тончайшими иглами силлиманита. Корунд присутствует в виде единичных рассеянных зерен и ориентированных скоплений. Если кристаллы корунда находятся среди скоплений силлиманита, то наблюдается разъединение силлиманита с образованием вокруг корунда реакционной каемки плагиоклаза. В прослоечках, обогащенных кристаллами корунда, резко сокращается содержание силлиманита вплоть до полного его исчезновения. Темно-зеленая шпинель в виде мельчайших (от следов до 0,3 мм) зерен



Фиг. 3. Схема строения сложного симметрично-зонального рудного тела (карьер 575)

1 - зона меланократового габбро; 2 - зона хлоритизированного габбро; 3 - плагиоклазитовая зона; 4 - шпинель-плагиоклаз-магнетитовая зона; 5 - корунд-плагиоклаз-силлиманитовые породы

располагается в виде полос, секущих породу в различных направлениях, но в основном субпараллельных простиранию тела. Возможно, они приурочены к участкам повышенной трещиноватости. Как включение в корунде встречается рутил в виде тончайших игловидных или уплощенных кристаллов.

Силлиманитовые породы в обе стороны сменяются темными рудными наждаками. Последние образовались в результате замещения силлиманитовых пород по периферии жилы. Мощность рудной зоны 0,2-0,3 м. Постепенное замещение рутил-олигоклаз-силлиманитовых пород рудными минералами можно проследить во внутренних частях рудной зоны, где еще сохранились реликты тонконогольчатого силлиманита, частично замещенного ильменитом, и кристаллов рутила. Состав плагиоклаза в рудной зоне колеблется от андезина № 36-37 до лабрадора № 55.

К рудным зонам с обеих сторон примыкает плагиоклазитовая оточка мощностью 3-4 см. Она сложена таблитчатыми кристаллами лабрадор-битовника. Плагиоклазит рассечен тонкими прожилками пренита.

Плагиоклазитовая зона сменяется зоной осветленного хлоритизированного габбро мощностью 2-3 см. Мономинеральные хлоритовые

породы составляют узкую зону мощностью в 3–5 мм, а в остальной части зоны сохраняется реликтовая структура габбро: зерна моноклинного пироксена и оливина нацело замещены бесцветным лучистым амфиболом, вокруг них развивается калифитовая каемка поперечно-волокнистого хлорита мощностью 0,1–0,2 мм. Переход меланократовых габбро в зону хлоритизации постепенный. Вблизи зоны хлоритизации габбро подвергнуты изменениям.

Зона освещенного габбро сменяется меланократовыми породами с характерной пятнистой текстурой, обусловленной сильной перекристаллизацией пород, которые в отдельных участках превращены в амфибол–пироксеновые бесплагиоклазовые породы. Содержание бурого амфиболя достигает 40%. Плагиоклаз представлен битовнитом № 87–88. Присутствуют редкие новообразования оливина.

Вкрест простирации рудного тела от центра к периферии наблюдается постепенное увеличение основности полевого шпата. Для центральной зоны характерен кислый олигоклаз № 17, для краевой части силлиманитовой зоны – олигоклаз № 26. Далее в рудной зоне состав меняется от андезина до лабрадора, а в плагиоклазитовой оторочке – до битовнита.

К сложным телам следует отнести жилы, сложенные шпинелью, корундом, магнетитом, ильменитом (карьера 9, 10, 16, 6 и др.), которые формировались в несколько стадий минерализации.

В карьере 9 вскрыто линзовидное тело северо-восточного простирания длиной около 8 м и мощностью 1,7 м. Падение тела северо-западное под углом 50–60°. Рудная зона мощностью 1,4 м сложена черными тяжелыми породами с большим содержанием рудного компонента. В центральной части тела залегают порфиробластовые корундовые породы. Редкие порфиробласти корунда скементированы шпинель–рудной массой.

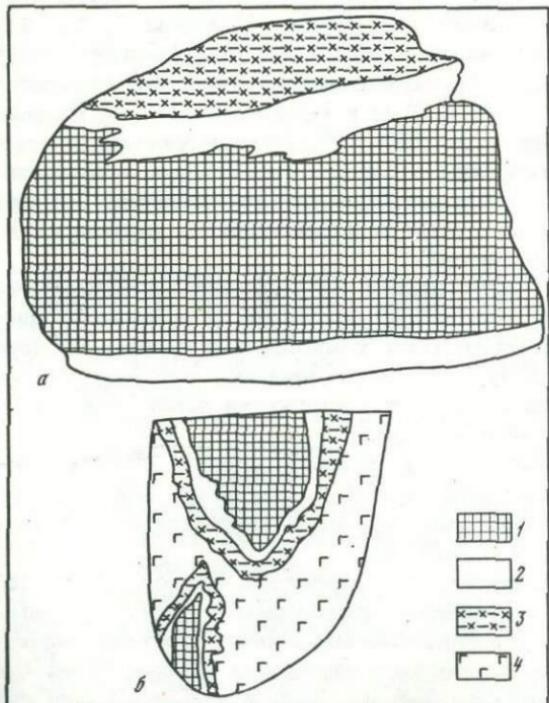
В краевой части рудное тело состоит из изометричных зерен зеленой шпинели, магнетита, ильменита, плагиоклаза, причем за счет полосчатого распределения темноцветных минералов породы имеют полосчатую текстуру. Рудные минералы – ильменит и магнетит ксеноморфны; они выполняют промежутки зерен шпинели, а также интенсивно замещают шпинель.

Резкой границы между рудным телом и плагиоклазитовой оторочкой нет, переход постепенный в результате постепенного исчезновения скоплений шпинели. Мощность плагиоклазитовой оторочки колеблется от 2–3 до 10–20 см.

Выше многократно подчеркивалось, что относительно крупные рудные тела постоянно сопровождаются многочисленными мелкими жилками шпинель–рудно–плагиоклазового состава, образовавшимися за счет метасоматического замещения габбро. Мощность жилок колеблется от 0,03 до 3–5 см. Так, в карьере 16 на некотором удалении от рудного тела во вмещающих меланократовых габбро подобные жилки зонального строения имеют мощность 4–5 см, протяженность их достигает 30–60 см. Рудно–шпинель–плагиоклазовая порода, сплачивающая жилу, имеет слоисто–полосчатую текстуру. Интересен

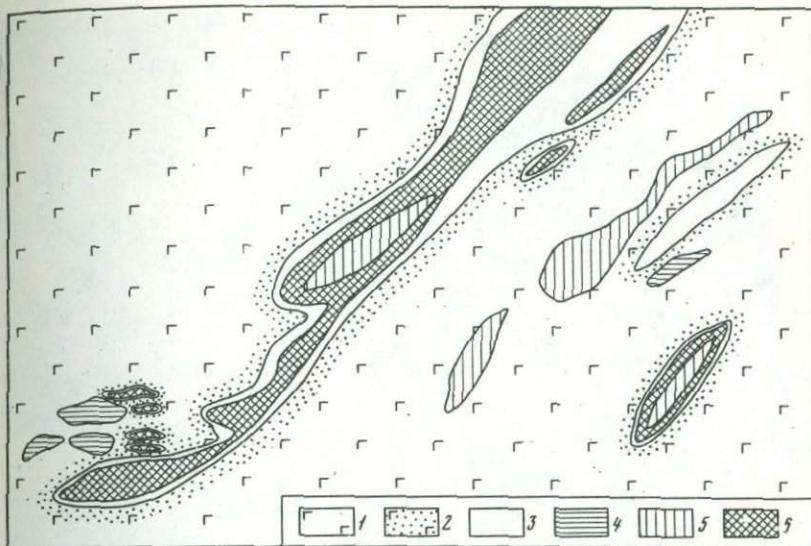
химический состав породы: высокое содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  – до 5%. Подобные образования могли возникнуть лишь в результате воздействия гидротермальных растворов, богатых этими компонентами.

Несколько восточнее карьера 16 возле канавы и шурфа 571 меланократовое габбро буквально испещрено маломощными жилками зонального строения, аналогичными вышеописанным жилкам. Длина жил колеблется от 1 до 10 см, а мощность – от 0,5–3 до 7–8 см. Эти зональные жилки настолько малы, что их можно наблюдать даже в пределах одного шлифа. Во всех этих жилках даже в маломощных (в 5–8 см) совершенно отчетливы те же микрозоны, которые отмечены вокруг крупных рудных тел (фиг. 4). Во вмещающих габбро образуются ориентированные меланократовые участки. Пластинчатые выделения бурой роговой обманки в них достигают 5–6 см. В меланократовых габбро встречаются мономинеральные плагиоклазитовые прожилки с прилегающей зоной хлоритизированного габбро. Как в жильном окаймлении, так и в центральной части плагиоклазитовых жилок присутствуют шпинель–рудные обособления. Приведем краткое микроскопическое описание маломощного (1,2 см) прожилка, залегающего в черном меланократовом габбро, которое содержит до 40% и более бурого амфибола. Кроме того, габбро обогашено



Фиг. 4. Схема строения маломощных зональных жилок

а – зарисовка обр. К-312. Натур. вел.; б – зарисовка шлифа 571. Натур. вел. 1 – шпинель–магнетит–плагиоклазовая зона; 2 – плагиоклазитовая зона; 3 – хлоритовая зона; 4 – меланократовое габбро



Фиг. 5. Тела корундовых, шпинель–плагиоклаз–рудных и других пород (зарисовка северной стенки карьера 6)

1 – меланократовое амфиболизированное габбро; 2 – зона освещенного хлоритизированного габбро; 3 – плагиоклазитовая зона; 4 – шпинель–плагиоклазовые породы; 5 – силиманиловые, корунд–силиманиловые породы; 6 – шпинель–магнетит–плагиоклазовые, корунд–шпинель–плагиоклазовые породы

оливином (до 20%), образующим ориентированные вытянутые скопления. Содержание плагиоклаза в габбро не превышает 5%.

Плагиоклаз сложен лабрадором № 60–64. В центральной части прожилка наблюдаются скопления мелких зерен шпинели и рудного минерала. Плагиоклазит эпидотизирован. Хлоритовая зона имеет мощность 2–3 мм. Переход к габбро постепенный. В ней отчетливо заметна реликтовая структура габбро. Поперечно–волокнистый хлорит образует келифитовые каемки вокруг замещенных нацело бесцветным лучистым амфиболом зерен моноклинного пироксена, бурого амфиболя и оливина. Оливин в центральной части замещен мелкочешуйчатым тальком. Плагиоклазит на контакте с хлоритовой зоной рассечен тонкими жилками хлорита.

На фиг. 5 показаны взаимоотношения различных типов рудных жил, изученных в карьере 6. В северной стенке карьера обнажаются сильно вытянутые жилы с линзовидными утолщениями. Протяженность жил 4 м при мощности от 10 до 30–40 см. Рассмотрим одну из жил.

Жила сложена преимущественно рудным минералом и плагиоклазом. От вмещающего габбро она отделена четкой плагиоклазитовой оторочкой мощностью от 2–3 до 10–15 см. В верхней части стенки в центре рудной жилы видна небольшая реликтовая линза корунд–силиманиловых



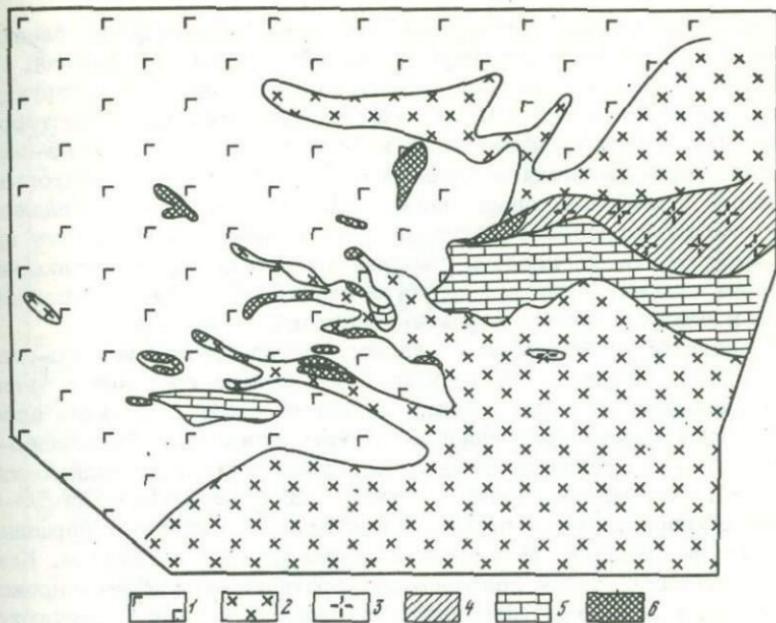
Фиг. 6. Рудные жилки с плагиоклазитовой оторочкой.  
Сигангойское месторождение

пород (ее размеры  $30-40 \times 10-15$  см). Жила сопровождается мелкими линзочками шпинель-плагиоклазового, шпинель-плагиоклаз-рудного, силлиманит-плагиоклазового состава. В той же стенке карьера наблюдаются небольшие линзы плагиоклазитов и тел симметрично-зонального строения. Плагиоклазитовая оторочка присутствует только вокруг тел, сложенных рудными разновидностями пород (фиг. 6).

Некоторым своеобразием отличаются рудные тела восточного участка Сигангойского месторождения. Восточный участок приурочен к небольшому массиву габбро, окруженному со всех сторон плагиоклаз-амфиболовыми породами (фиг. 7). Контакт между последними и габбро извилистый, неровный. Плагиоклаз-амфиболовые породы вдаются в габбро длинными языками. На контакте этих пород развиты зоны калишпатизации и биотитизации; к ним приурочены небольшие тела и линзы силлиманитовых и корундовых пород; тела составляют 0,3-0,5 м, поперечные редко достигают 1-2 м. Форма тел не только линзовидная, иногда изометрическая и неправильная. Простижение тел широтное, северо-восточное, падение северо-западное.

Рудные тела восточного участка отличаются от описанных выше рядом особенностей.

1. Для наездаков восточного участка характерен несколько своеобразный минеральный состав: постоянно в корундовых и шпинель-плагиоклазовых породах присутствует калиевый полевой шпат; в большом количестве содержатся биотит и серицит.  $K_2O$  составляет 5-7, а  $SiO_2$  - 16,35%. Рудные минералы (магнетит, ильменит) составляют не более 20-25%. Содержание шпинели и корунда невысо-



Фиг. 7. Схематическая геолого-петрографическая карта восточного участка Сигангойского месторождения. Составлена по материалам А.В. Рудневой с исправлениями и дополнениями автора

1 – габбро; 2 – гибридные плагиоклаз-амфиболовые породы; 3 – сиениты; 4 – альбитизированные и мусковитизированные сиениты; 5 – мраморы; 6 – рудные тела

кое, корунд присутствует в форме шестоватых, длиннопризматических кристаллов, образует псевдоморфозы по силиманиту. Форма кристаллов корунда унаследована от силиманиита.

2. Присутствует четкая зональность рудных тел и околоврудно-измененных пород. Весьма невыразительна или совсем отсутствует плагиоклазовая оторочка.

3. Наждаки пронизаны сетью ветвящихся большей частью полосатых прожилков лейкократового сиенита, вокруг которых в наждаках никаких изменений не наблюдается. Это обстоятельство свидетельствует о том, что корунд-силиманитовые наждаки являются высокотемпературными образованиями магматической стадии, в частности стадии сиенитизации.

## МЕСТОРОЖДЕНИЕ ТИГИР-ТАЙДЖЕН

Месторождение Тигир-Тайджен расположено в 2-3 км юго-западнее Сигангойского месторождения на южном склоне одноименной горы. Оно приурочено к юго-западному экзоконтакту габбрового массива. Массив горы Тигир-Тайджен, как и Сигангойский массив, очевидно, представляет единое целое с когтакским интрузивом.

Геологическая обстановка района горы Тигир-Тайджен близка к таковой в пределах собственно Сигангойского месторождения. Габброиды горы Тигир-Тайджен по минеральному составу и структурным особенностям аналогичны таковым Сигангойского месторождения. Среди габбро отмечаются небольшие поля плагиоклаз-амфиболовых пород, ксенолиты мраморов, бруситовых, форстеритовых мраморов и магнезиальных скарнов. Для массива Тигир-Тайджен основную разновидность магнезиальных скарнов представляют шпинель-форстеритовые породы, большей частью целиком слагающие ксенолит скарна. Реже встречаются форстеритсодержащие разновидности и околоскарновые пироксен-плагиоклазовые породы.

Ксенолиты магнезиальных скарнов сосредоточены на юго-западном склоне в виде полосы субширотного северо-восточного направления, которая, возможно, контролируется зоной дробления. Ксенолиты имеют самые прихотливые контуры, близкие к линзовидно-удлиненным, несколько вытянутым по направлению простирания зоны (фиг. 8). Размеры ксенолитов колеблются от 30–60 см до 50–60 м. Самое крупное шпинель-пироксеновое тело приурочено к вершине горы Тигир-Тайджен. В попечнике оно превышает 100 м. Как уже отмечалось, здесь наиболее распространены шпинель-пироксеновые и пироксеновые разновидности скарнов и реже встречаются шпинель-форстерит-пироксеновые. Эти разновидности скарнов слагают краевые части сохранившихся ксенолитов доломитовых и бруситовых мраморов.

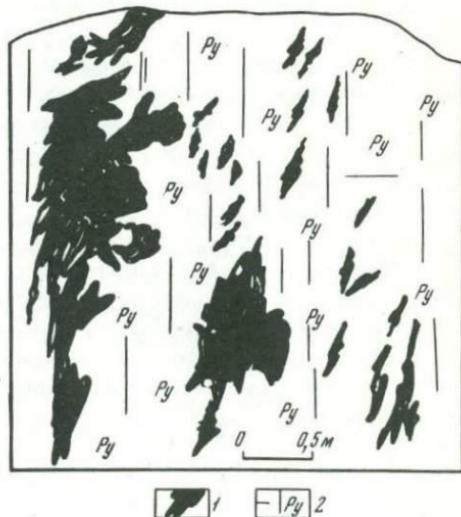
В западной части участка в габброидах сохранились небольшие ксенолиты скарированных мраморов, на контакте которых наблюдается следующая последовательность пород. Активная интрузивная порода, вмещающая ксенолит, представлена габбро-диоритом, который с габбро обнаруживает постепенные переходы. Для пород характерны биотигизация и замещение вдоль трещин и в виде гнезд пренитом и эпидотом. На непосредственном контакте с ксенолитом развиты черные микрозернистые породы с ориентированной текстурой, сложенные роговой обманкой и плагиоклазом. В последних присутствуют реликты пироксена, разъедаемого роговой обманкой, и скопления магнетита. Роговообманково-плагиоклазовые породы аналогичны таковым, рассмотренным для Сигангойского месторождения, где они залегают в зоне экзоконтакта Сигангойского массива, отделяя магматические породы от карбонатной толщи. Минеральный состав, структурные особенности, взаимоотношения с габброидами дают возможность считать их гибридными образованиями, возникшими в результате процессов контаминации и ассимиляции магмой материала осадочной кровли.

Роговообманково-плагиоклазовые породы в сторону ксенолита мрамора сменяются мономинеральными пироксеновыми породами темно-зеленого цвета. В пироксеновых скарнах присутствуют реликты карбоната и единичные выделения шпинели. К центру ксенолита соотношение пироксена и карбоната в породе постепенно изменяется в сторону увеличения карбоната; эти породы сменяются форстеритовыми и бруситовыми мраморами.



Фиг. 8. Схематическая геологическая карта месторождения Тигир-Тайджан. Составлена по материалам А.В. Рудневой с дополнениями автора

1 - магнезиальные скарны; 2 - известковые скарны; 3 - мраморы; 4 - бруситовые мраморы; 5 - габбро; 6 - гибридные плагиоклаз-амфиболовые породы



Фиг. 9. Характер скоплений шпинели в фассаитовой породе. Месторождение Тигир-Тайджан, зарисовка юго-восточной стенки шурфа 5

1 - шпинель; 2 - фассаитовая порода

Аналогичная зональность на контакте ксенолита мрамора с интрузивной породой сохраняется и несколько севернее. В краевых частях ксенолита, на контакте с габбро, присутствует пироксеновый скарн с реликтами карбоната, в отдельных участках которого появляются ориентированные скопления темно-зеленой шпинели. По направлению к центру ксенолита пироксеновые скарны постепенно сменяются пироксен-карбонатными породами с крупными выделениями нацело серпентинизированного форстерита и затем форстеритовыми мраморами. В пироксеновых скарнах отмечается очень интенсивное, местами до полного замещения, развитие граната, пренита, эпидота с сохранением небольших реликтов пироксенового скарна.

Такого рода метасоматическая зональность встречается еще в ряде участков месторождения Тигир-Тайджен. Однако большая часть наблюдавшихся ксенолитов сложена нацело пироксеновыми и шпинель-пироксеновыми скарнами. В пироксеновой массе шпинель образует мономинеральные скопления причудливых форм: линзовидные, в форме сложно ветвящихся жил, неправильных пятен и т.д. (фиг. 9). Для участка Тигир-Тайджен характерно развитие в скарнах мономинеральных значительных скоплений шпинели. Так, в одной из выработок линзы мономинеральной шпинели прослежены на глубину 2,4 м и имеют мощность 0,5-0,7 м. Участки с линзовидными скоплениями шпинели сменяются участками с равномерной вкрапленностью ее идiomорфных кристаллов.

Минеральный состав и зональность ксенолитов скарнов Тигир-Тайджена вполне тождественны типичным образованиям магнезиально-скарновой формации (Жариков, 1959; Шабынин, 1961, 1962, 1973, 1975; Гурулев, 1965; Гурулев и др., 1974; и др.). Отчетливо выделяются более ранние магнезиальные скарны магматической стадии и замещающие их известковые постмагматические скарны.

## МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Из приведенной краткой характеристики геологического строения рудных тел месторождений Сигангойского и Тигир-Тайджен следует, что разнообразные по минеральному составу высокоглиноземистые образования связаны с различными стадиями формирования когтахского комплекса и характеризуются определенным типом метасоматической зональности.

К наиболее ранним образованиям магматической стадии замещения габбровой магмой доломитовой толщи относятся магнезиальные скарны, которые наиболее распространены в пределах месторождения Тигир-Тайджен, но встречаются также и на Сигангойском месторождении. Силлиманит- и корундосодержащие, шпинель-плагиоклазовые и другие метасоматические образования связаны с последней стадией формирования когтахского комплекса – со стадией сиенитизации.

На контакте ксенолитов магнезиальных скарнов и вмещающих габбро наблюдается следующий тип зональности: габбро → плагио-

клас-фассаитовая околоскарновая порода → шпинель-фассаитовый скарн → шпинель-форстеритовый скарн → форстеритовый и бруси-тоговий мрамор.

Плагиоклаз-фассаитовые околоскарновые породы пользуются наименьшим распространением. Маломощные зоны последних присутствуют вокруг отдельных ксенолитов скарна. Возможно, они изменены в последующую известково-скарновую стадию и поэтому плохо распознаются.

Наибольшим распространением пользуются шпинель-фассаитовые скарны, которые на месторождении Тигир-Тайджан большей частью полностью слагают ксенолиты скарна. Форстеритсодержащие разновидности скарнов чаще встречаются на Сигангойском месторождении.

Зональность в ксенолитах магнезиальных скарнов аналогична зональности типичных образований магнезиально-скарновой формации.

На Сигангойском месторождении вокруг рудных тел сложного минерального состава располагается серия контактово-реакционных зон, отделяющая их от вмещающих меланократовых габбро. От рудного тела в сторону вмещающих пород зоны сменяются в следующей последовательности: плагиоклазитовая → тальк-актинолит-хлоритовая (зона осветленного габбро).

Метасоматические образования простого состава (рутин-силлиманитовые, рутин-корунд-силлиманитовые и др.) залегают в меланократовых амфиболизированных габбро. Зональность вокруг подобных тел отсутствует. Зона меланократового амфиболизированного габбро, вмещающая рудные тела, имеет мощность 100–150 м. В ее пределах выделяются узкие зоны наиболее интенсивного изменения. Вероятно, меланократовые измененные габбро и рутин-силлиманитовые и рутин-корунд-силлиманитовые породы близки по времени образования.

Тальк-актинолит-хлоритовую зону, сменяющую меланократовые породы, следует рассматривать как зону осветленного хлоритизированного габбро. Она имеет сложный состав, в ней отчетливо заметна реликтовая структура пород меланократовой зоны. Темноцветные минералы последней – оливин и гиперстен – замещаются мелкочешуйчатым тальком, а бурый амфибол и моноклинный пироксен – лучистым амфиболом актинолит-тремолитового ряда. Вокруг таких замещенных зерен образуются келифитовые каемки лучистого актинолита, хлорита, мощностью в несколько миллиметров, иногда об разуется двойная каемка хлорита. Промежутки между измененными зернами выполнены мелкозернистым битовником. Таким образом, возникает своеобразная друзитовая или келифитовая структура пород этой зоны.

Мощность зоны осветленного габбро даже вокруг мощных рудных тел не превышает 0,3–0,5 м. В участках, непосредственно примыкающих к плагиоклазитовой оторочке, выделяется мономинеральная хлоритовая подзона мощностью 1–2 см.

Плагиоклазитовая зона является одной из характернейших зон в серии реакционных образований. Мощность ее колеблется от 3–5 мм до 0,8–1,0 м и зависит, очевидно, от размеров рудного тела. Но, скорее всего, мощность зоны зависит от интенсивности замещения жильной массы рудными минералами. Плагиоклаз, образующий зону, относится к лабрадор–битовниту.

В плагиоклазите встречаются реликты минералов зоны освещенного габбро, явно свидетельствующие об образовании зоны в результате замещения габбро. Плагиоклаз рассекается прожилками поперечно–волокнистого хлорита, т.е. является более ранним образованием, чем хлорит.

Вокруг рудных тел шпинель–магнетит–плагиоклазового состава, образующихся в результате метасоматического замещения габбро, наблюдается та же последовательность контактово–реакционных зон: к рудному телу примыкает плагиоклазитовая оторочка, которая в сторону вмещающего габбро сменяется тальк–актинолит–хлоритовой зоной.

Метасоматическая зональность на Сигангайском месторождении в общих чертах сходна с реакционной зональностью вокруг рудных тел на месторождениях корундовых плагиоклазитов.

На Борзовском месторождении корундовых плагиоклазитов, расположенному на восточном склоне Среднего Урала, тела корундовых плагиоклазитов, залегающие в ультраосновных породах, сопровождаются реакционными зонами метасоматических образований, обладающих двусторонней симметрией (Коптев–Дворников, Кузнецов, 1931; Шабынин, 1949). Нормальный порядок чередования зон следующий (от залежи к боковым породам).

	Мощность, м
Вермикулитовая (или хлоритовая) зона . . . . .	0,1–0,4
Актинолитовая зона, нередко сопровождаемая окремнением . . . . .	0,3–2,0
Тальковая зона . . . . .	0,3–3,5
Серпентинизированная или актинолитизированная порода . . . . .	0–60,0
Оливин–пироксеновая порода . . . . .	0–0

Иногда выпадают отдельные зоны. Наиболее устойчивы вермикулитовая и актинолитовая зоны.

Жилы корундовых плагиоклазитов провинции Наталь в Южной Африке, на основании изучения которых Дю–Тойт (Du Toit, 1918, 1928) выдвинул гипотезу магматической десиликации пегматита в ультраосновной среде, имеют также совершенно отчетливые реакционные оторочки. Вмещающие жилы серпентиниты сильно изменены и постепенно сменяются в сторону жилы зонами талька и коричневой слюды общей мощностью до 3 м с каждой стороны.

Более разнообразные реакционно–метасоматические зоны встречены на месторождении корундовых плагиоклазитов Корундум–Хилл, Северная Каролина, США (Pratt, 1901; Pratt a. Lewis, 1905). На

контакте между гнейсами и перidotитами присутствуют следующие зоны: плотный роговообманковый или слюдяной гнейс → разрушенный гнейс → золотисто-желтый вермикулит → зеленый хлорит → корунд с хлоритом и вермикулитом, иногда корунд с хлоритом, олигоклазом, шпинелью → зеленый хлорит → энстатит → тальк → дунит измененный → дунит свежий.

Если жилы корундовых плахиоклазитов целиком залегают в дунитах или перidotитах, наблюдается симметричная зональность (от вмещающих пород в сторону жилы): дунит свежий → дунит измененный → тальковая порода → энстатит → зеленый хлорит → корунд-шпинелевая порода с хлоритом.

К описываемой зональности близка зональность, рассматриваемая Е.Ларсеном (Larsen, 1928), для месторождения корунда в шт.Джорджа, США: хлорит-корунд-шпинелевые породы → зеленый хлорит → аントифиллит → тальковые руды → дунит.

Сравнение вышеприведенных схем метасоматической зональности ряда месторождений корундовых плахиоклазитов с метасоматической зональностью на Сигангойском месторождении позволяет подчеркнуть ряд особенностей, характерных для последнего: незначительную мощность (от 3-5 мм до 40-60 см) и смешанный состав (тальк-актинолит-хлоритовый, актинолит-хлоритовый) реакционных зон, широкое развитие зоны плахиоклазита и параллельного обогащения жильного тела рудным компонентом; отсутствие вермикулитовой зоны, являющейся весьма обычной на месторождениях корундовых плахиоклазитов.

Все эти особенности связаны прежде всего с характером исходных пород. Вмещающими породами на Сигангойском месторождении являются габбро, а не ультраосновные породы, как на других месторождениях корундовых плахиоклазитов. Вероятно, немаловажное значение имеет связь гидротермальных растворов, вызвавших метасоматические изменения, с определенным типом интрузивных пород. Сравнительно небольшая мощность реакционных зон вокруг рудных тел объясняется, по-видимому, преобладанием инфильтрационных процессов при формировании метасоматитов по сравнению с диффузионными процессами.

С возникновением реакционной зональности на контакте химически неравновесных пород (алюмосиликатных и основных, ультраосновных) связано образование ряда месторождений полезных исконаемых, которые объединены в группу "контактовые реакционно-метасоматические" (Коржинский, 1941). К таким месторождениям кроме корундовых плахиоклазитов относятся месторождения изумрудов (Пятницкий, 1934; Власов, Кутукова, 1960), нефрита (Пинус, Колесник, 1966), талькитов (Романович, 1960; Коренбаум, 1967) и асбеста (Татаринов, 1935). В качестве аллюмосиликатных пород на месторождениях распространены пегматиты, аплиты, граниты, сиениты, диориты и др. Вмещающие их породы относятся к основному и ультраосновному ряду: габбро-пироксениты, перidotиты, серпентиниты, амфиболовые гнейсы и др.

Различные типы метасоматической зональности, характерные для контактово-реакционно-метасоматических месторождений, имеют много общих особенностей.

Метасоматические колонки, возникающие на контакте неравновесных пород, могут быть отнесены к двум типам: относительно высоко- и сравнительно низкотемпературным.

О генезисе контактово-реакционных зон имеются различные точки зрения: по-видимому, наиболее вероятна точка зрения образования реакционных зон в результате взаимодействия химически неравновесных пород с гидротермальными растворами.

### Глава III

## ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Как было уже нами рассмотрено, в районе широко распространены различные типы высокоглиноземистых метасоматических образований, которые связаны с различными стадиями формирования когтакского комплекса. В наиболее раннюю стадию магматического замещения образовались шпинель-фассаитовые магнезиальные скарны.

Завершающая стадия формирования когтакского комплекса характеризуется развитием различных типов силлиманитовых, корундовых, шпинель-плагиоклазовых и других образований.

Приводим петрографическую характеристику метасоматических пород, сгруппированных по генетическим признакам. Рассмотрим как глиноземистые образования, так и различным образом измененные вмещающие их габброиды и породы зоны экзоконтакта.

### ОБРАЗОВАНИЯ МАГНЕЗИАЛЬНОСКАРНОВОЙ ФОРМАЦИИ

#### МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ СКАРНЫ МАГМАТИЧЕСКОЙ СТАДИИ

Вопреки традиции описывать скарны по зонам, мы вначале рассмотрим особенности минерального состава шпинель-пироксеновых пород, которые имеют наибольшее распространение (особенно на месторождении Тигир-Тайджан) и поэтому лучше изучены.

Шпинель - пироксеновые скарны - это зеленовато-серые, темно-серые массивные породы, в отдельных разновидностях которых отчетливо наблюдается ориентированная текстура, обусловленная расположением мелких зерен шпинели. В пироксеновой массе шпинель образует мономинеральные скопления различной формы - от линзовидной до неправильной и сложноветвящейся. Участки линзовидных скоплений шпинели сменяются участками шпинели с равномерной вкрапленностью идиоморфных кристаллов. По границам зерен пироксена шпинель образует скопления и узелковоидные агрегаты (табл. I a, б)<sup>1</sup>. Отмечаются тонкие ее прожилки, секущие мас-су пироксенового скарна.

Наблюдается и обратное явление, когда шпинелевые агрегаты пе-

<sup>1</sup> Таблицы I-VIII см. в конце книги.

Таблица 1

Химический состав (вес. %) шпинель-фассаитовых пород место

Компо-ненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	17,05	26,68	26,02	28,50	19,52	16,06
TiO <sub>2</sub>	0,85	0,65	0,65	0,86	0,65	0,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	42,0	25,34	29,02	30,57	39,33	42,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,59	5,57	5,16	7,02	7,36	10,16
FeO	1,38	1,28	0,49	1,72	1,91	1,94
MgO	16,82	15,00	15,85	14,30	15,17	17,49
CaO	11,08	18,39	19,89	14,73	11,25	8,12
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,12	0,16	0,09	0,09	0,09
K <sub>2</sub> O	0,11	0,11	0,11	0,18	0,11	0,12
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	0,16	0,32	0,24	0,16	0,22
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	1,97	1,13	2,26	1,87	2,11
П.п.п.	1,28	-	-	-	-	-
CO <sub>2</sub>	0,55	4,40	0,66	-	2,53	-
Сумма	99,83	99,67	99,46	100,47	99,95	99,61

1 - обр. Т/135 - фассаит-шпинелевая порода с ксантофиллитом;  
 2 - обр. Т/35 - шпинель-фассаитовый скарн с ксантофиллитом и кальцитом; 3 - обр. Т/36 - измененный шпинель-фассаитовый скарн (с гранатом, ксантофиллитом, карбонатом); 4 - обр. Т/62а - шпинель-фассаитовый скарн; 5 - обр. Т/17 - шпинель-фассаитовый скарн; 6 - обр. Т/37 - фассаит-шпинелевая порода с диаспором;

рессекаются тонкими прожилками фассаита. Размер выделений шпинели колеблется от 0,02 до 3-4 мм и более.

Химический состав шпинель-фассаитовых пород приведен в табл. 1. Приведенные анализы характеризуют разновидности пород с большим содержанием шпинели и, следовательно, высоким содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

В описываемых магнезиальных скарнах моноклинный пироксен представлен фассаитом. Он образует изометричные выделения 0,15-0,5 мм. В штуфе минерал грязно-, темно-зеленого цвета, нередко бесцветный и бледно-зеленый. В южной части месторождения Тигир-Тайджен, где широко развиты известковые скарны, наиболее распространены разновидности магнезиальных скарнов с бледно-зеленым фассаитом, отмечается интенсивное известково-скарновое пре-

рождения Тигир-Тайджен

7	8	9	10	11	12
8,9	14,60	25,80	15,36	5,54	27,08
Следы	0,65	0,85	0,85	Следы	0,85
47,69	41,90	24,80	41,45	56,46	28,77
10,28	7,99	6,04	10,21	14,75	7,90
2,24	1,50	1,60	2,59	1,62	1,66
19,31	18,36	16,74	17,11	16,80	16,74
6,64	9,05	17,23	7,25	2,61	14,81
Следы	0,09	0,10	Следы	Следы	0,14
"	0,13	0,06	0,11	0,11	0,18
-	0,34	0,38	0,30	0,32	0,22
-	2,39	1,88	4,23	3,21	1,57
4,24	-	-	-	-	-
1,86	2,64	4,19	2	2	0,71
101,26	99,64	99,67	101,46	101,42	100,63

7 - обр. Т/61 - фассаит-шпинелевая порода; 8 - обр. Т/12 - то же; 9 - обр. Т/14 - то же; 10 - обр. Т/43 - фассаит-шпинелевая порода с ксантофиллитом и диаспором; 11 - обр. Т/74 - шпинелевая порода с незначительным содержанием фассаита; 12 - обр. Т/17а - шпинель-фассаитовая порода

образование этих магнезиальных разновидностей. В магнезиальных скарнах постоянно присутствуют гранат, ксантофиллит, вторичный кальцит. У окрашенных разновидностей фассаита больший показатель преломления:  $Ng = 1,728-1,732$ ;  $Np = 1,711-1,715$ ; в бесцветных и бледно-зеленых его разновидностях отмечается значительное снижение светопреломления и  $Ng = 1,718-1,721$ ,  $Np = 1,698-1,701$ .

В шлифах пироксен из магнезиальных скарнов обладает сильной дисперсией оптических осей. Диспергирует обычно ось В (ближайшая к кристаллографической оси С). Замеры величин  $2V_C$  и  $2V_F$  показали, что дисперсия составляет 3-5,5°.

Оптические данные изученного пироксена в совокупности с особенностями химического состава (высокое содержание глиноzemса,

окиси кальция и высокое отношение окисного железа к закисному) позволяют отнести пироксен к фассаиту (табл. 2). Фассаитовый характер клинопироксенов магнезиальных скарнов, ассоциирующих со шпинелью, отмечен многими исследователями (Tilley, 1938; Шабынин, 1969, 1973 и др.).

Таблица 2

Химический состав и оптические свойства фассаитов магнезиальных скарнов месторождения Тигир-Тайджен

Оксиды	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	44,04	41,80	40,52	39,01
TiO <sub>2</sub>	1,06	1,00	0,17	0,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,84	11,29	16,38	15,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,18	5,64	4,32	9,22
FeO	2,62	1,66	0,77	1,25
MnO	-	-	0,01	0,01
MgO	10,74	8,74	10,07	8,57
CaO	23,55	25,80	26,37	25,25
Na <sub>2</sub> O	0,30	-	0,19	0,27
K <sub>2</sub> O	0,06	-	0,07	0,07
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	1,06	-
Сумма	99,39	95,93	94,93	99,74
Ng	1,730	1,732	1,725	1,743
$f_m = \frac{Fe}{Fe + Mg} \cdot 100$	24,0	29,0	20,5	38,5
$aI = \frac{Al}{Si + Al + Fe + Mg} \cdot 100$	18,7	18,1	24,6	23,4

Кристаллохимические формулы:

1 – обр. T/11 – (Ca<sub>1,02</sub>Na<sub>0,01</sub>) (Mg<sub>0,65</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>0,08</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0,06</sub>Al<sub>0,14</sub>Ti<sub>0,03</sub>) [Si<sub>1,83</sub>Al<sub>0,17</sub>]O<sub>6</sub>; 2 – обр. T/74 – Ca<sub>1,10</sub>(Mg<sub>0,55</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>0,06</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0,09</sub>Al<sub>0,04</sub>Ti<sub>0,03</sub>) [Si<sub>1,78</sub>Al<sub>0,22</sub>]O<sub>6</sub>; 3 – обр. T/35 – Ca<sub>1,13</sub>(Mg<sub>0,60</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>0,02</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0,06</sub>Al<sub>0,03</sub>) [Si<sub>1,63</sub>Al<sub>0,37</sub>]O<sub>6</sub>; 4 – обр. T/75 – (Ca<sub>1,16</sub>Na<sub>0,01</sub>) (Mg<sub>0,54</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>0,04</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0,15</sub>Al<sub>0,07</sub>Ti<sub>0,01</sub>) [Si<sub>1,67</sub>Al<sub>0,33</sub>]O<sub>6</sub>.

Шпинель в магнезиальных скарнах образует изометричные зерна 0,5–8 мм. Окраска минерала в шлифах меняется от светло- до темно-зеленой в зависимости от содержания тонкодисперсного рудного вещества, которое насыщает шпинель, распределяясь по кристаллографическим направлениям в виде ажурной сетки (табл. I, б). Мы предполагаем, что подобная структура может образовываться, когда распадается твердый раствор. При значительном содержании рудного вещества шпинель становится совершенно непрозрачной и просвечивает лишь по краям. Оптические константы минерала колеблются в пределах 1,746–1,758 (табл. 3). Шпинель с большим показателем преломления ассоциирует с более железистым фассаитом.

Соотношение окислов алюминия, магния, железа в совокупности с оптическими данными позволяет отнести изученную шпинель к плеонасту (табл. 4).

К вторичным изменениям шпинели относятся процессы замещения ее в стадию известковоскарнового преобразования магнезиальных скарнов диаспором, ксантофиллитом, хлоритом.

Форстерит-фассаитовые и шпинель-форстерит-фасайтовые скарны макроскопически имеют темную окраску. Содержание форстерита в скарне колеблется от 1–5 до 30–40%, а шпинели не превышает 10%. Фассаит присутствует в виде таблитчатых и изометрических выделений размером 0,16–1,10 мм, содержит включения мелких кристаллов форстерита. Округлые, овальные выделения форстерита размером 0,08–0,6 мм образуют вытянутые скопления. Нередки крупные продолговатые выделения форстерита, образующие со шпинелью сложные взаимопрорастания (табл. I, д). Форстерит частично серпентинизирован.

Пироксен-плагиоклазовые и плагиоклаз-пироксено-вые околоскарновые породы сложены пироксеном и основным пла-

Таблица 3

Оптические константы и железистость шпинели и ассоциирующего с ней фассаита

Номер образца	<i>N</i> шпинели	<i>fm</i> шпинели	<i>Ng</i> фассаита	<i>fm</i> фассаита
T/48	1,758	38	1,730	18
T/46	1,758	38	1,729	17,5
T/10	1,752	-	1,731	18,5
T/61	1,752	32	1,732	19
T/36	1,755	35	1,726	17
T/42	1,750	30	1,730	18
T/17	1,750	30	1,732	19
T/35	1,750	30	1,725	16,5
T/39	1,749	30	1,718	13,5
T/32	1,747	28,5	1,721	14,5
T/30	1,746	27,5	1,721	14,5

Таблица 4  
Химический состав шпинели из шпинель-фассаитовых скарнов

Компонент	Обр. Т/61	Обр. Т/35
SiO <sub>2</sub>	1,40	2,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	61,43	59,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	15,92	16,70
MgO	19,57	19,74
Na <sub>2</sub> O	0,11	0,13
K <sub>2</sub> O	0,28	0,26
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,52	Не обн.
Сумма	99,46	98,97

глиоклазом в различных соотношениях. Пироксен имеет грязно-зеленую окраску. В шлифе он обнаруживает слабый плеохроизм в бледно-зеленых тонах и характеризуется сильной дисперсией оптической оси В. Это позволило отнести его к фассаиту. Степреломление по  $Ng = 1,724-1,728$ . Плагиоклаз представлен лабрадором. Он образует полисинтетически сводниковые таблитчатые выделения. В большинстве случаев плагиоклаз интенсивно соссюритизирован.

Форстеритовые мраморы из-за линейных скоплений зерен форстерита овальной формы и размером 0,08-0,1 мм, чередующихся с кальцит-доломитовыми полосами, имеют полосчатое строение.

Бруситовые мраморы — светло-серые мелкозернистые породы массивного сложения полосчатой текстуры. Серо-голубоватые нодули брусита (1-2 мм в поперечнике) распределены неравномерно. Под микроскопом они обнаруживают характерное для псевдоморф по периклазу склеруповато-волокнистое строение (табл. I, 1). Таблитчатые формы его редки.

### ИЗВЕСТКОВЫЕ СКАРНЫ

Известковые скарны широко распространены в районе, развиты по контактам магнезиальных скарнов с вмещающими интрузивными породами, интенсивно замещая те и другие образования. Образование известково-скарновых минералов вдоль ориентированных трещин и в виде гнезд в габброидах хорошо видно макроскопически. Эпидот, цеозит, пренит выполняют трещины в корундовых наждаках. Состав скарнов обычно сложный, так как среди известково-скарновых минералов сохраняются реликты минералов замещенных ими пород. В различных участках района независимо от типа замещаемой породы известковые скарны имеют довольно постоянный минеральный состав. К наиболее обычным минералам известковых скарнов отно-

Таблица 5

Химический состав (в вес.%) некоторых гранатов известковых скарнов месторождения Тигир-Тайджан

Компоненты	Обр. Т/78	Обр. Т/20
SiO <sub>2</sub>	41,0	39,10
TiO <sub>2</sub>	0,60	1,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,47	15,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,36	6,36
FeO	1,14	1,14
MgO	0,80	0,78
CaO	35,84	35,20
Na <sub>2</sub> O	-	-
K <sub>2</sub> O	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	-
Сумма	99,21	99,54
	1,765	1,773
N		
Состав граната, мол. %		
Ca <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub>	- 84,45	Ca <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub> - 71,95
Ca <sub>3</sub> Fe <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub>	- 7,27	Ca <sub>3</sub> Fe <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub> - 19,53
Mg <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub>	- 3,42	Mg <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub> - 3,14
Fe <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub>	- 2,57	Fe <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub> - 2,24
Ca <sub>3</sub> Ti <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub>	- 2,29	Ca <sub>3</sub> Ti <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub> - 3,14

сятся: гранат, пироксен, флогопит, везувиан, ксантофиллит и замещающие их пренит, эпидот, цоизит, хлорит, сфен, апатит.

Гранат — наиболее распространенный минерал. Он начинает развиваться по тончайшим трещинкам, по границам зерен фассаита и, постепенно разъедая последний, обусловливает сложную структуру породы. Очень часто с гранатом ассоциирует мелкокристаллический ксантофиллит. Гранат-ксантофиллитовые прожилки пересекают массу фассаитового скарна. По периферии прожилка располагается гранат, в центре — ксантофиллит (табл. II.4).

В шлифе гранат — изотропный минерал, окрашенный в бледно-розовые, желтоватые и печеночно-бурые цвета. Показатели преломления гранатов колеблются в интервале 1,765 — 1,783. Химические

анализы гранатов известковых скарнов из различных участков месторождения Тигир-Тайджен приведены в табл. 5. Как видно из приведенных данных, гранаты известковых скарнов относятся к андрит-гроссуляровому ряду (71,9–84,4% гроссуляровой молекулы).

В ассоциации с железистым гранатом (обр. 124) обычен интенсивно окрашенный в густо-зеленый цвет железистый пироксен с:  $Ng = 1,734$ . Химический состав пироксена (в вес. %):  $SiO_2 - 45,52$ ,  $TiO_2 - 0,53$ ,  $Al_2O_3 - 9,17$ ,  $Fe_2O_3 - 8,04$ ,  $FeO - 2,64$ ,  $MnO - 0,39$ ,  $MgO - 9,97$ ,  $CaO - 23,36$ ,  $Na_2O - 0,20$ ,  $K_2O - 0,05$ ,  $H_2O^+ - 0,51$ , сумма 100,39.

Ксантофиллит развивается вокруг выделений шпинели, интенсивно замещая фассаит и разъедая шпинель. Встречаются полные псевдоморфозы агрегатов ксантофиллита по шпинели. Ксантофиллит бесцветный, редко плеохроичен. Обычны мелкие призматические кристаллы, очень часто с полисинтетическими двойниками. Характерны также лучистые агрегаты (табл. II, б, в, д). Шпинель может замещаться также хлоритом.

К наиболее характерным изменениям шпинели относится замещение ее диаспором. Диаспор начинает развиваться по периферии зерен шпинели — вдоль трещин. На конечной стадии замещения диаспор целиком вытесняет шпинель, причем иногда в центре сохраняются реликты не до конца замещенной шпинели и, как правило, ажурная сетка из рудных минералов (табл. II, 1). Подобные изменения в шпинель-фассаитовых скарнах приурочены к трещиноватым зонам. Везувиан встречается в тесной ассоциации с гранатом, образуя с ним сложные взаимопрорастания.

Пренит является очень широко распространенным минералом в известковых скарнах. Он развивается в виде бледно-зеленого плотного агрегата, выполняя многочисленные трещины в магнезиальных скарнах и вмещающих интрузивных породах. Под микроскопом наблюдаются пластинчатый пренит (1,0–1,5 мм), в котором сохраняются изъеденные реликты фассаита. Вокруг пластин пренита на контакте с фассаитом часто сохраняется узкая каемка граната.

Эпидот, цоизит, хлорит, сфеи, апатит присутствуют в подчиненных количествах.

## МЕТАСОМАТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ ЗОНЫ ЭНДО- И ЭКЗОКОНТАКТА ГАББРОВОГО МАССИВА

### ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ ЭНДОКОНТАКТОВОЙ ЗОНЫ

При описании Сигангойского месторождения отмечалось, что габбро зоны эндоконтакта, вмещающие наждаки, силиманиловые, шпинель-плагиоклазовые и другие глиноzemистые образования, представляют меланократовые сильно измененные породы. В эту группу входят разновидности, обогащенные оливином, битовником и гиперстеном, интенсивно амфиболизированные и т. д.

Метасоматически измененные габбро имеют пятнистую текстуру. Вариации состава наблюдаются в пределах штуфа или даже одного шлифа. Текстура породы обычно ориентированная.

Оливинсодержащие породы. В эту группу включены амфибол-пироксеновые породы и габбро с незначительным содержанием оливина. Последние мало отличаются от нормальных измененных габбро. Появление оливина в виде единичных выделений или небольших скоплений почти не отражается в структуре габбро.

Минеральный состав оливиновых габбро (в объемн. %): авгит - 48-49, лабрадор-битовнит - 40-45, оливин - от 1-5 до 20, бурая роговая обманка и биотит - 5-7; присутствуют единичные выделения шпинели, рудных минералов, апатита.

В меланократовых амфибол-пироксеновых породах содержание плагиоклаза не более 5-10%, соответственно больше содержание пироксена и амфибала.

Формы выделений оливина весьма своеобразны. То он наблюдается в виде мелких овальных зерен размером 0,08-0,15 мм, зажатых между выделениями моноклинного пироксена, то в виде вытянутых пягтей по краям его крупных выделений. Присутствуют и более крупные, сильно удлиненные выделения с изъеденными контурами размером до 5 мм. Весьма обычны в рассматриваемых породах ориентированные цепочкообразные скопления оливина, рассекающие породу в различных направлениях. Оливин часто корродируется пироксеною и амфиболом. Иногда в виде узкой каемки вокруг оливина присутствует ромбический пироксен. Более обычна бурая роговая обманка, которая корродирует как оливин, так и пироксен, образуя узкие реакционные каемки вокруг них. По роговой обманке развивается биотит.

Оливиновые породы. Породы рассматриваемой группы имеют меланократовый облик и связаны с породами предыдущей группы непосредственным переходом. Как видно из описания геологического строения Сигангайского месторождения, оливиновые породы могут образовывать небольшие линзовидные тела до 1-2 м в длину, узкие зоны вокруг рудных тел, микроскопические скопления.

Внешне породы очень характерные - темные, почти черные мелкозернистые, тяжелые, нередко имеют ориентированную текстуру. Микроструктура пород сложная (фиг. 10). Сохраняются участки с реликтовой структурой габбро, но чаще всего породы полностью перекристаллизованы.

Минеральный состав (в объемн. %): оливин - от 20-30 до 70, моноклинный пироксен (авгит) - 30-35, битовнит - 10-20, бурая роговая обманка - 10-15, шпинель - от единичных выделений до 15-20; в аксессорных количествах присутствует рудный минерал.

Оливин образует сложную сеть, состоящую из ориентированных скоплений овальных продолговатых зерен. С оливином ассоциирует темно-зеленая шпинель. Прожилки шпинели повторяют контуры оливиновых скоплений либо появляются на их продолжении. Шпинель корродирует оливин, образует с ним сложные прорастания. Размер выделений оливина 0,15-0,8 мм.



Фиг. 10. Сложная структура оливиновой породы.  
Увел. 72, без анализатора, шл. II/7

Шпинель темно-зеленая, обычно замещена тонкодисперсным рудным веществом и слабо просвечивает по краям зерен.

Моноклинный пироксен (авгит) и ромбический пироксен (гиперстен) могут присутствовать в породе в виде мономинеральных скоплений.

Сложный рисунок породы дополняет бурая роговая обманка. Она образует узкие реакционные каемки (0,08–0,05 мм) вокруг зерен оливина и пироксенов, а также крупные пластинчатые выделения (2–4,0 мм), которые включают мелкие зерна пироксена, плагиоклаза, оливина. Такие участки имеют пойкилобластовую структуру.

Плагиоклаз сохранился в виде небольших реликтов, вероятно, он тоже перекристаллизован, часто без полисинтетических двойников. Структура породы осложняется более поздними вторичными изменениями – интенсивной серпентинизацией оливина.

Битовнит–оливиновые, битовнит–гиперстеновые породы появляются иногда в виде узких зон (в 2–10 см) вокруг шпинель–плагиоклазовых, шпинель–плагиоклаз–рудных жил, образующихся за счет метасоматического замещения габбро.

Битовнит–оливиновые породы характеризуются следующим минеральным составом (в объемн. %): оливин – 40, битовнит – 55–65; в небольшом количестве присутствует хлорит, образующий келифитовые каемки вокруг оливина. Мелкие скопления рудного минерала приурочены к трещинкам в оливине.

Битовнит–гиперстеновые породы, светло–серые мелкозернистые с отчетливой ориентированной текстурой, внешне напоминают гнейсы. Минеральный состав (в объемн. %): гиперстен – 50–60, битовнит – 40–50.

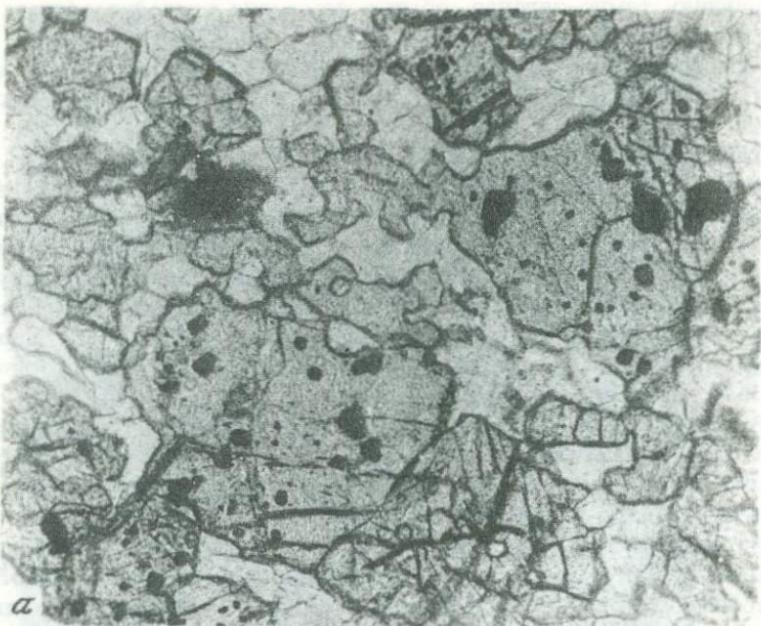
Гиперстен присутствует в виде изометрических, призматических удлиненных скелетообразных ориентированных выделений (1–3 мм, рис. 11, а). Плеохроизм минерала отчетливый от голубовато–зеленого до бледно–розового.

Битовнит образует мелкие призматические кристаллы, которые как бы врастают в более крупные выделения гиперстена. Почти постоянно по трещинкам в гиперстене отмечаются рудные скопления.

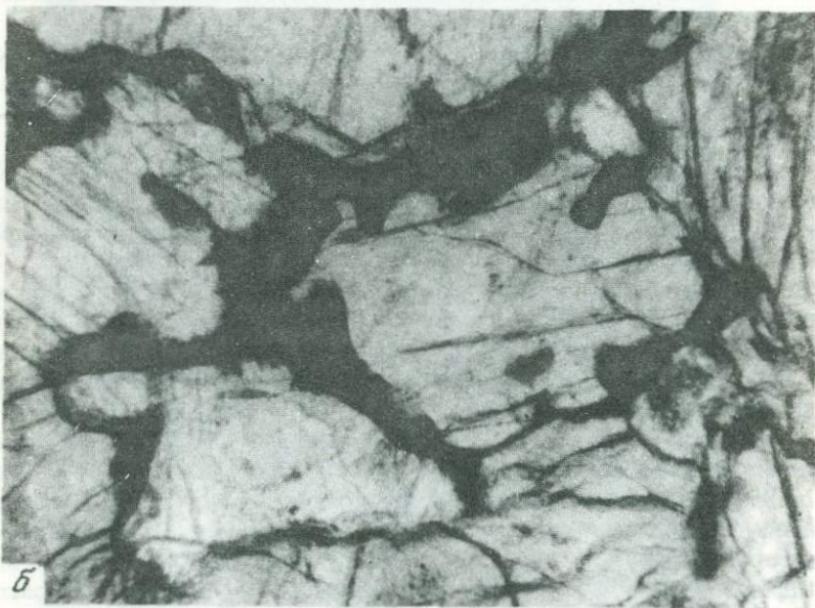
Пироксен–амфиболовые породы являются наиболее распространенной разновидностью среди рассматриваемых образований.

Минеральный состав пироксен–амфиболовых пород (в %): бурая роговая обманка – 40–70, моноклинный пироксен (авгит) – 40–50. В небольших количествах могут присутствовать лабрадор–битовнит, оливин, гиперстен. Местами в пироксен–амфиболовых породах появляются выделения красно–бурого, интенсивно плеохроирующего биотита, занимающего явно секущее положение по отношению к ранее образованным ассоциациям минералов. Биотит, вероятно, относится к позднему второму этапу минерализации.

Бурая роговая обманка присутствует почти во всех вышерассмотренных метасоматитах, но в описываемых породах она является главным порообразующим минералом. Типичные амфиболовые породы характеризуются крупнозернистыми структурами. Крупные



а



б

Фиг. 11. Особенности структуры и состава измененного габбро  
а - структура битовнит-гиперстеновой породы. Увел. 150, без  
анализатора, шл. 21/15; б - пироксен-амфиболовая порода; видно  
развитие бурой роговой обманки по периферии кристаллов пироксе-  
на. Увел. 150, без анализатора, шл. 53 б

пластиначатые выделения бурой роговой обманки (2–5 см) развиваются, захватывая и замещая остальные породообразующие минералы. Возникающая при этом пойкилобластовая структура хорошо заметна даже макроскопически.

На ранних стадиях замещения бурая роговая обманка появляется в виде узкой реакционной каемки на стыках зерен пироксена (толщина каемки 0,03–0,05 мм). Она проникает в зерна пироксена в виде глубоких заливов (рис. 11, б). На последних стадиях замещения крупные пластины бурой роговой обманки пойкилобластово включают изъеденные реликты пироксена и других минералов. При более интенсивном метасоматическом замещении пироксен вытесняется цепником, и порода становится мономинеральной.

Алогаббровые меланократовые мегасомагиты по сравнению с габбро характеризуются низким содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ , но более высокими значениями  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$  (табл. 6).

В описанных меланократовых измененных породах к наиболее характерным новообразованным минералам относятся оливин, гиперстен, авгит, шпинель, бурая роговая обманка, битовнит.

Оливин является наиболее ранним высокотемпературным минералом, поэтому он подвергается коррозии более поздними минералами и нередко имеет реликтовый характер. Оптические данные оливинов из различных минеральных ассоциаций – битовнит–оливиновых, оливин–шпинель–фассаитовых, оливин–шпинель–авгитовых и других – постоянны:  $N_g = 1,710$ ;  $N_p = 1,673$ , что позволяет отнести оливин к хризолиту состава  $\text{MgSiO}_4 \cdot 76$  и  $\text{FeSiO}_4 \cdot 24$  (Трегер, 1958).

Наиболее характерным вторичным изменением минерала является интенсивная серпентинизация по системе грубых трещин. Менее распространены более ранние продукты изменения оливина типа боулингита и гарниерита. В рудную стадию минерализации происходит замещение оливина мелкочешуйчатым тальком.

Гиперстен образует реакционные каемки вокруг выделений оливина либо присутствует в виде крупных таблитчатых и скелетообразных выделений. В битовнит–гиперстеновых породах гиперстен является основным породообразующим минералом. Минерал обладает отчетливым плеохроизмом:  $N_g$  – грязно–голубоватый,  $N_p$  – розовый, угол  $c$ :  $N_g = 7-10^\circ$ ,  $N_g = 1,706$ ;  $N_p = 1,693$ . Гиперстен замещается вторичными минералами: тальком и актинолитом. Химический состав гиперстена (%):  $\text{SiO}_2$  50,99,  $\text{TiO}_2$  0,40,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  5,60,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  3,44,  $\text{FeO}$  11,10,  $\text{MnO}$  0,40,  $\text{MgO}$  26,75,  $\text{Na}_2\text{O}$  0,16,  $\text{K}_2\text{O}$  0,05,  $\text{H}_2\text{O}^+$  0,71; сумма 99,60; аналитик М.Г. Замуруева, ИГЕМ АН СССР. Кристаллохимическая формула –  $(\text{Na}_{0,01}\text{K}_{0,02})_{0,03}(\text{Mg}_{1,34}\text{Fe}_{0,31}^{2+}\text{Ti}_{0,01}\text{Fe}_{0,09}^{3+})_{1,75}(\text{Si}_{1,74}\text{Al}_{0,22})_{1,96}(\text{O}_{5,9}(\text{OH}_{0,1})_6$ .

Авгит повсеместно присутствует в измененных габброидах. Наиболее характерна ассоциация авгита и бурой роговой обманки в пироксен–амфиболовых породах. Минерал окрашен в грязно–зеленый цвет, в шлифе бесцветный. Химический состав, оптические константы и кристаллохимическая формула его отражены в табл. 7.

**Битовнит.** Плагиоклазы ассоциируют с оливином, гиперстеном. Состав их постоянен. Показатели преломления:  $Ng = 1,578$ ;  $Np = 1,519$ , что соответствует битовниту № 85 (Винчелли, 1953). Для битовнита характерны призматические кристаллы с полисинтетическими двойниками и довольно свежий облик.

**Шпинель,** постоянно ассоциирующая с новообразованиями оливина и пироксена, относится к плеонасту.

Бурая роговая обманка является одним из распространенных минералов метасоматически измененных габброидов. Местами она образует мономинеральные скопления. Минерал внешне черный,

Таблица 6

Химический состав метасоматически измененных меланократовых пород

Компоненты	1	2	3	4	5
$\text{SiO}_2$	40,50	45,00	44,40	54,94	43,08
$\text{TiO}_2$	1,20	0,68	0,50	0,75	0,85
$\text{Al}_2\text{O}_3$	15,41	10,80	17,85	8,67	12,07
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	4,60	1,94	1,50	2,84	3,59
$\text{FeO}$	5,03	6,23	4,92	5,43	5,06
$\text{MnO}$	0,15	0,14	0,03	0,04	0,20
$\text{MgO}$	14,30	16,60	10,74	10,50	11,75
$\text{CaO}$	14,02	15,07	15,45	11,94	14,55
$\text{Na}_2\text{O}$	0,60	0,73	0,80	1,67	0,72
$\text{K}_2\text{O}$	0,40	0,20	0,27	0,86	0,37
$\text{H}_2\text{O}^-$	0,44	Не обн.	-	-	0,40
$\text{H}_2\text{O}^+$	-	0,74	-	-	0,50
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,11	0,09	-	-	-
$\text{П.п.п.}$	3,12	0,83	3,16	1,92	-
F	0,02	0,01	-	-	-
$\text{CO}_2$	0,2	0,2	-	-	-
Сумма	100,10	99,26	99,62	99,56	93,14

1 - обр. II /7 - меланократовая оливиновая порода (содержание ориентированных новообразований оливина до 40%); 2 - обр. 386/20 - меланократовое метасоматически измененное габбро с новообразованиями оливина (до 20%); 3 - обр. 43 - метасоматически измененное оливиновое габбро; 4 - обр. 16 - порфировидное габбро с таблитчатыми выделениями бурой роговой обманки, восточный участок Сигангойского месторождения; 5 - обр. 20 - оливиновое габбро, 6 - обр. 91, метасоматически измененное габбро; 7 - обр. 80 - меланократовое габбро с новообразованиями оли-

в шлифах интенсивно окрашен в бурые тона и плеохроирует по  $Ng$  – красно-бурый, по  $Np$  – соломенно-желтый.

Вероятно, низким двупреломлением можно объяснить сходство интерференционной окраски с окраской минерала в проходящем свете.

Данные табл. 8 свидетельствуют, что в бурой роговой обманке высокое содержание  $Al_2O_3$  и щелочей; этим она и отличается от обыкновенной роговой обманки типа гастигсита. В отличие от базальтической роговой обманки, с которой она имеет близкие оптические свойства, в бурой роговой обманке довольно низкое отношение  $Fe^{3+}:Fe^{2+}$ . Ближе всего она стоит к амфиболам типа керсугита

зоны эндоконтакта габбрового массива в вес.%

6	7	8	9	10	11	12
45,06	46,86	48,36	42,74	45,80	44,88	43,14
0,32	0,92	1,16	0,50	–	0,70	0,50
17,73	10,47	7,28	16,79	18,22	9,56	11,91
1,46	2,62	2,05	1,83	3,00	6,09	3,22
4,51	5,21	5,83	5,62	5,97	5,04	6,36
0,11	0,12	0,14	0,11	0,11	0,17	0,14
5,54	12,60	13,02	11,94	9,69	16,20	16,72
15,61	17,68	17,89	12,15	13,89	16,03	12,58
0,58	0,41	0,49	0,49	0,97	0,05	0,44
0,85	0,43	0,43	0,25	0,48	0,27	0,20
0,24	0,18	0,28	0,44	0,14	0,26	0,26
2,56	–	1,12	3,63	–	–	–
–	0,12	–	–	0,16	0,10	0,07
–	–	–	–	1,60	1,34	4,44
–	–	–	–	–	–	0,01
–	0,50	0,55	1,10	0,55	0,11	0,5
94,57	98,12	98,57	97,59	100,58	100,80	100,49

вины и бурой роговой обманки; 8 – обр. 575/1 – меланократовое амфибилизированное габбро; 9 – обр. 6/21 – амфиболизированное габбро; 10 – обр. 6/5 – то же; 11 – обр. 571/1 – меланократовое амфиболизированное габбро; 12 – обр. 571/г – меланократовое габбро; 13–14 – обр. К-312/14, К-312/14а – меланократовая шпинель-пироксеновая порода; 15 – обр. 53 – меланократовое габбро; 16–17 – обр. 12/15а и б – битовнит-гиперстеновые породы.

Таблица 6 (окончание)

Компоненты	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	44,54	42,20	44,2	48,00	40,00
TiO <sub>2</sub>	0,98	1,30	0,35	0,37	0,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,43	12,32	12,24	16,10	17,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,66	2,80	1,79	4,43	4,94
FeO	2,38	3,84	6,22	5,93	7,72
MnO	0,33	0,37	-	0,20	0,16
MgO	12,54	11,48	16,34	15,14	14,52
CaO	23,16	21,44	15,38	6,48	7,31
Na <sub>2</sub> O	0,16	0,18	0,64	0,58	0,53
K <sub>2</sub> O	0,10	0,26	0,20	0,30	0,56
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,12	0,14	-	0,40	0,28
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,80	-	0,08	0,10
П.п.п.	0,90	2,52	1,78	2,20	6,40
F	0,02	0,06	-	0,01	0,01
CO <sub>2</sub>	0,2	0,2	-	0,2	0,2
Сумма	100,54	99,91	99,14	100,42	100,43

Таблица 7

Химический состав авгита и его оптические свойства

Компонент	1	2	Компонент	1	2
SiO <sub>2</sub>	49,66	49,11	Na <sub>2</sub> O	0,31	0,40
TiO <sub>2</sub>	0,74	1,10	K <sub>2</sub> O	0,11	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,50	5,70	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,93	0,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,75	2,42	Сумма	99,38	99,43
FeO	3,94	4,13	Ng	1,719	1,720
MgO	14,07	15,73	Np	1,695	1,692
CaO	21,37	20,45			

Кристаллохимические формулы минералов:

- 1 - обр. 574/4 -  $(\text{Na}_{0,01}\text{Ca}_{0,90})_{0,91}(\text{Fe}_{0,04}^{3+}\text{Fe}_{0,13}^{2+}\text{Mg}_{0,74}\text{Ti}_{0,03}\text{Al}_{0,07})_{1,01}$   
 $(\text{Si}_{1,94}\text{Al}_{0,06})_2(\text{O}_{5,9}\text{OH}_{0,1})_{6,00}$ ;
- 2 - обр. II/9 -  $(\text{Na}_{0,02}\text{Ca}_{0,84})_{0,86}(\text{Fe}_{0,04}^{3+}\text{Fe}_{0,13}^{2+}\text{Mg}_{0,90}\text{Ti}_{0,03}\text{Al}_{0,01})_{1,10}$   
 $(\text{Si}_{1,88}\text{Al}_{0,12})_2(\text{O}_{5,93}\text{OH}_{0,07})_{6,00}$

Таблица 8

Химический состав и оптические свойства бурой роговой обманки

Компоненты	1	2	Компоненты	1	2
SiO <sub>2</sub>	39,8	39,91	Na <sub>2</sub> O	2,14	2,29
TiO <sub>2</sub>	2,32	3,17	K <sub>2</sub> O	1,45	1,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,00	15,80	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,21	Не обн.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,34	2,56	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,41	1,32
FeO	8,42	6,69	Сумма	98,29	99,29
MnO	-	0,15	Ng	1,688	1,688
MgO	10,02	13,77	Np	1,679	1,679
CaO	14,18	12,00			

1 - обр. II /9 - (Ca<sub>2,19</sub>Na<sub>0,30</sub>K<sub>0,13</sub>)<sub>2,62</sub>(Fe<sub>1,23</sub><sup>2+</sup>Mg<sub>2,26</sub>Fe<sub>0,40</sub><sup>3+</sup>Ti<sub>0,35</sub>  
Al<sub>0,76</sub>)<sub>5,00</sub>(Si<sub>7,16</sub>Al<sub>0,84</sub>)<sub>8</sub>O<sub>22</sub>(OH)<sub>21</sub>;

2 - обр. IV /13a - (Ca<sub>2,13</sub>Na<sub>0,36</sub>K<sub>0,17</sub>)<sub>2,66</sub>(Fe<sub>0,93</sub><sup>2+</sup>Mg<sub>3,40</sub>Fe<sub>0,16</sub><sup>3+</sup>Ti<sub>0,39</sub>  
Al<sub>0,10</sub>)<sub>4,98</sub>(Si<sub>6,81</sub>Al<sub>1,39</sub>)<sub>8</sub>O<sub>22</sub>(O<sub>0,44</sub>OH<sub>1,56</sub>)<sub>2,00</sub>

Таблица 9

Рентгенометрическая характеристика бурой роговой обманки; Fe-излучение, 2R = 57,3 мм, d = 0,6 мм

I	d	I	d	I	d	I	d
1	8,53	4	2,23	2	1,50	1	1,05
1	5,06	5	2,18	1	1,47	1	1,04
1	4,57	3	2,05	5	1,44	1	1,03
5	3,42	1	2,02	1	1,36		
3	3,30	1	1,86	1	1,34		
4	3,14	1	1,68	1	1,31		
2	2,96	2	1,65	1	1,29		
1	2,85	1	1,62	1	1,28		
10	2,72	2	1,59	1	1,20		
9	2,57	1	1,55	1	1,12		
5	2,36	2	1,52	1	1,07		

Таблица 10

Химический состав пород зоны осветленного габбро и плагио-

Компо-нент	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	41,46	38,7	41,56	38,80	37,80
TiO <sub>2</sub>	0,50	-	0,06	0,22	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,56	17,35	22,72	18,13	15,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,92	0,97	1,50	2,20	3,24
FeO	5,47	6,84	4,78	7,54	9,34
MnO	0,10	0,12	0,09	0,13	0,16
MgO	11,11	16,00	12,00	15,90	16,10
CaO	10,39	9,73	11,62	9,11	8,64
Na <sub>2</sub> O	0,46	0,32	0,68	0,47	0,51
K <sub>2</sub> O	0,24	0,29	0,14	0,16	0,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03		0,03	0,05	0,05
CO <sub>2</sub>	0,27	0,80	1,60	0,7	0,6
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,15	0,34	-	0,20	0,28
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	3,56	-	-
П.п.п.	5,63	-	1,50	6,80	7,30
Сумма	100,29	91,46	101,84	100,41	99,92

1 - 5 - осветленное амфиболизированное и хлоритизированное габбро: обр. 571/2, 69/1, К-16/3а, 571/1а, КЭ 12/20 соответ-

(табл. 9), но отличается от последнего меньшим содержанием TiO<sub>2</sub>.

Породы зоны осветленного хлоритизированного габбро сохраняют структурно-текстурные особенности материнских пород. Вокруг зерен оливина, пироксена и амфибала наблюдается серия реакционных микрозон (келифитовые каемки), обуславливающих друзитовую структуру. Оливин и гиперстен замещаются тальком, последний сменяется актинолитовой и затем хлоритовой микрозонами, которые имеют поперечно-волокнистое строение. Амфибол и моноклинный пироксен замещаются бесцветной роговой обманкой актинолит-греномилитового ряда, а затем хлоритом. Иногда отмечается двойная зона хлорита. Мощность отдельных микрозон не превышает 0,1 мм. Таким образом, обычный состав зоны осветленного габбро актинолит-хлоритовый. В поперечно-волокнистой хлоритовой массе выделяются скопления актинолита, подчеркивающие реликтовую структуру габбро.

плагиоклазита, вес. %

6	7	8	9	10	11
42,9	44,52	42,49	44,80	44,00	45,00
-	0,57	0,50	0,10	0,28	0,28
30,88	28,21	33,26	34,10	33,00	28,50
1,61	1,45	2,39	0,77	1,62	0,53
1,29	1,80	1,22	0,46	1,25	1,44
Следы	Следы	0,01	0,01	0,03	0,04
2,69	5,04	1,01	H.o.	0,40	0,96
15,52	12,84	14,81	17,62	15,30	15,40
0,97	2,20	0,56	1,17	1,42	1,93
1,48	1,56	1,04	0,13	1,08	1,80
-	-	0,03	0,04	0,04	0,02
0,15	0,25	-	0,2	0,2	1,6
-	0,32	0,16	0,10	0,20	0,10
-	-	-	0,42	-	-
-	-	3,11	-	1,70	4,20
97,49	98,76	100,59	99,92	100,52	101,80

ственno; 6-11 - плагиоклазит: обр. 79, 571/3, К-16/36, 571/10, К-512 соответственно.

Активолит бесцветный либо имеет бледно-зеленый цвет с едва заметным плеохроизмом; Ng = 1,632, Np = 1,613.

Хлорит бледно-зеленый со слабым плеохроизмом; Nm = 1,596. Удлинение минерала отрицательное.

Подобным изменениям подвергнуты все вышеописанные разновидности меланократового габбро и меланократовых метасоматически измененных пород (пироксен-амфиболовые, амфибол-пироксеновые и др.) в зоне развития корундово-рудных, шпинель-плагиоклаз-рудных и других подобных образований.

Зоны осветления в габброидах имеют следующий состав: в центре плагиоклаз, по краям активолит-хлорит. Активолит-хлоритовые породы в форме линз и жил могут встречаться и вне зависимости от рудных тел. Особенности строения зоны осветленного габбро показаны в табл. III, а, б. По сравнению с нормальными габбро снижается содержание щелочей и SiO<sub>2</sub>; повышается FeO и MgO (табл. 10).

Плагиоклазит. Зона осветленного хлоритизированного габбро сменяется зоной мономинеральной плагиоклазовой породы. Структура последней довольно сложная: равномернозернистые участки сменяются порфиробластовыми, состоящими из крупных таблитчатых кристаллов до 10 мм в поперечнике и окруженнных корродированным мелко-зернистым мозаичным агрегатом (табл. III, 6). Для плагиоклазита характерны зерна зонального строения. Отмечаются следы многократной перекристаллизации плагиоклаза. Состав плагиоклаза колеблется от лабрадора № 67–70 до битовнита № 87–88. Вероятно, в породе присутствуют плагиоклазы нескольких генераций. В плагиоклазитовой зоне нередко сохраняются реликтовые скопления актинолита, хлорита.

Переход от зоны к рудному телу постепенный. При этом в плагиоклазите появляются мелкие зерна шпинели, количество которых в сторону рудного тела постепенно увеличивается.

Высокое содержание  $Al_2O_3$  и  $CaO$  и незначительное содержание  $Na_2O$  и  $K_2O$  свидетельствует об основном составе плагиоклазов, сплачивающих зону (см. табл. 10).

Гибридные породы зоны экзоконтакта габбрового массива. Для описываемой группы пород наиболее характерны плагиоклаз-амфиболовые гнейсовидные породы. Возможность образования указанных пород в результате сложных процессов контаминации и ассимиляции магмой обломков карбонатной толщи отмечалось нами ранее.

Плагиоклаз-амфиболовые породы – темные, почти черные породы с отчетливой гнейсовидной текстурой. Для них характерна очковая текстура, обусловленная развитием светлых линзовидных обособлений полевого шпата, включенных в темную мелкозернистую рогово-обманковую массу. Структура пород гранонематобластовая. Минеральный состав (в %): роговая обманка – 60–65, плагиоклаз – 35–40; в небольшом количестве содержатся рудные минералы, апатит, циркон.

Роговая обманка образует удлиненные зерна 0,09–0,25 мм, ориентированные скопления которых обусловливают гнейсовидную текстуру породы. Плеохроизм минерала слабый в буровато-зеленых тонах. Химический состав (в вес. %):  $SiO_2$  39,59;  $TiO_2$  2,00;  $Al_2O_3$  13,39;  $Fe_2O_3$  7,14;  $FeO$  11,30;  $MnO$  0,33;  $MgO$  8,97;  $CaO$  11,91;  $Na_2O$  2,17;  $K_2O$  0,71;  $H_2O^+$  2,28; сумма 99,79. Роговая обманка плагиоклаз-амфиболовых пород по составу близка к бурой роговой обманке измененных габбро.

Плагиоклаз в рассматриваемых породах представлен андезином № 35–37. Размеры зерен 0,09–0,2 мм, изредка присутствуют полисинтетические двойники.

Биотитизированные разновидности плагиоклаз-амфиболовых пород широко распространены на восточном участке Сигангийского месторождения.

Непосредственные переходы к плагиоклаз-амфиболовым породам характерны для порfirитоподобных образований, которые постоянно сопровождают зоны сиенитизации и силлиманитизации в плагиоклаз-амфиболовых породах. Состав описываемых пород весьма изменчив, иногда они приближаются к диорит-монцонитам и монцонитам. Круп-

ные порфировые зерна плагиоклаза (17 мм) таблитчатой длиннопрismaticкой формы образуют ориентированные цепочкообразные скопления, подобно зернам силлиманита в зонах силлиманитизации. Плагиоклаз развивается, замещая мелкозернистую массу породы. Ориентированные скопления минералов последней сохраняются в виде включений в новообразованиях плагиоклаза (табл. IV а, б, в, г).

Содержание порфировых выделений достигает 40–50%. Основная масса породы представляет агрегат мелких зерен плагиоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки, рудных зерен. Пироксен замещает роговую обманку. Состав плагиоклаза в порфировых выделениях олигоклаз–андезин.

## СИЛЛИМАНИТ-, КОРУНД-, ШПИНЕЛЬСОДЕРЖАЩИЕ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

### СИЛЛИМАНИТОВЫЕ ПОРОДЫ

Из описания геологического строения района и рудных тел Сигангайского месторождения видно, что силлиманитовая минерализация связана с зонами сиенитизации и калишпатизации и является более ранней по отношению к корундовой и шпинелевой минерализации.

В экзоконтактовой зоне Сигангайского массива широко распространены альбитизированные сиенитоподобные породы с турмалином, силлиманитом, корундом, шпинелью, рутилом. Во всех этих измененных породах присутствуют реликты калиевого полевого шпата, нередко прослеживается постепенный переход от лейкократового сиенита к подобным альбитизированным образованиям.

Перечисленные разновидности метасоматически измененных пород были вкратце рассмотрены при описании геологического строения Сигангайского месторождения. Во избежание повторений отметим лишь некоторые особенности, присущие этим породам. Преобладающим минералом пород является кислый олигоклаз (№ 17–23) – 50–70%, реликты ортоклаза составляют 5–20, биотит не превышает 10–15%. К биотитизированным и альбитизированным участкам приурочены единичные выделения корунда и мелкие кристаллы рутила (1–3%), скопления игл силлиманита. Силлиманит и корунд корродированы мелкочешуйчатым мусковитом.

В восточной части Сигангайского месторождения можно проследить постепенный переход сиенитов с редкими выделениями силлиманита к порфиробластовым силлиманитовым породам. Альбитизированный сиенит с редкими выделениями силлиманита представляет светло-серую мелко–среднезернистую породу массивной текстуры.

Порода сложена изометричными, таблитчатыми зернами калиевого полевого шпата (0,6–0,8 мм), которые окружены реакционной каёмкой кислого олигоклаза. В катаклизированных участках отмечается более интенсивная альбитизация и хлоритизация. Редкие зерна биотитизированного амфибола замещены хлоритом. Присутствуют реликты неизмененного биотита. К альбитизированным участкам приурочены

Таблица 11

Химический состав альбитизированных сиенитов и рутил-силиманитовых

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	58,80	56,86	46,54	50,52	37,89	43,46
TiO <sub>2</sub>	0,77	1,65	1,86	1,60	1,55	2,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,53	20,21	22,58	22,20	26,85	22,81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,75	6,18	10,71	9,64	11,25	11,19
FeO	1,00	3,74	7,41	4,02	3,09	7,93
MnO	0,07	0,08	0,14	-	0,04	-
MgO	1,26	0,79	0,91	0,06	0,81	1,37
CaO	0,80	1,92	2,19	1,91	1,26	1,57
Na <sub>2</sub> O	4,28	3,80	2,55	3,80	2,14	2,74
K <sub>2</sub> O	5,84	1,52	2,45	3,05	2,23	2,73
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	0,12	0,10	0,02	0,11	0,34
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,10	-	-	1,28	-	1,85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,47	0,47	-	0,26	-
CO <sub>2</sub>	0,20	-	0,44	-	0,27	-
SO <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	0,40	2,00	1,86	-	2,96	-
Сумма	100,00	99,34	100,21	98,10	90,81	98,64

1 - обр. 2160 - слабо альбитизированный сиенит с единичными новообразованиями силиманита; 2 - обр. 2156 - катаклизированный альбитизированный сиенит с ориентированными вдоль трещин силиманитовыми кристаллами; 3 - обр. 2157 - альбитизированный сиенит с силиманитом; 4 - обр. 2158 - порфиробластовая силиманитовая порода с реликтами калиевого полевого шпата; 5 - обр. 2192 - силиманитовая порода с ориентированной текстурой и с реликтами калиевого полевого шпата; 6 - обр. 2154 -

мелкие кристаллы силиманита. Силиманит корродирован мелкочешуйчатым мусковитом. Мусковит замещает отдельные выделения калиевого полевого шпата. Мусковитизация относится к более поздним изменениям породы. Химический состав пород отражает табл. 11 (обр. 2160).

Порфиробластовые силиманитовые породы имеют две генерации силиманита. Текстуре пород пятнистая. Участки, обогащенные силиманитом, могут сменяться относительно слабо измененными альбитизированными сиенитами.

Силиманит первой генерации присутствует в виде крупных (1-4 мм) таблитчатых зерен, удлиненных и образующих ориентированные скопления, которые напоминают прерывистые силиманитовые

пород

пород	7	8	9	10	11	12	13
	26,86	46,10	36,34	34,62	33,30	53,50	43,86
	2,95	0,97	2,10	5,60	6,55	2,15	2,60
	46,61	20,76	31,80	47,40	40,30	22,80	18,75
	10,84	2,56	8,00	5,85	9,52	3,14	9,73
	4,56	2,22	4,14	1,40	2,87	1,15	0,40
	0,27	0,08	0,08	0,09	0,14	0,06	0,02
	0,61	5,66	1,68	0,56	0,12	0,56	0,70
	0,32	19,18	9,95	0,23	0,90	2,82	1,55
	0,07	1,00	1,61	1,12	1,92	4,21	3,82
	0,06	0,20	0,70	0,68	0,53	5,80	4,10
	-	0,02	0,78	0,56	0,12	0,40	0,58
	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	0,06	0,11	0,31	0,31	0,30
	-	-	-	-	-	0,9	0,7
	-	-	-	-	-	0,23	5,71
	2,46	1,78	1,86	1,57	3,36	3,20	-
	95,61	100,53	99,10	99,79	99,94	101,23	92,82

порфиробластовая силиманитовая порода; 7 - обр. 51 - рутил-силиманитовая порода; 8 - обр. 815 - силиманит-олигоклазовая порода; 9 - обр. 812 - олигоклаз-силиманитовая порода, с редкими выделениями корунда и шпинели, 10 - обр. 814 - рутил-олигоклаз-силиманитовая порода; 11 - обр. 810 - рутил-олигоклаз-силиманитовая порода; 12 - обр. 11/4 - альбитизированный сиенит с выделениями шпинели и ярозита; обр. в/22 - альбитизированный сиенит с новообразованиями рутила и скоплениями ярозита.

жилы. Это указывает на приуроченность этих жил к трещиноватым зонам породы. Силиманит второй генерации представляет тонкоигольчатый войлок, который корродирует ранние таблитчатые кристаллы. Игольчатый агрегат располагается вдоль ориентированных трещин, что определяет возникновение ориентированной текстуры породы. Силиманит ассоциирует с кислым олигоклазом (№ 14-17) и мусковитом. От присутствующих в породе реликтов калиевого полевого шпата силиманит отделен реакционной каемкой этих минералов. Для силиманита весьма характерна постоянная ассоциация со скоплениями рудного минерала. Минеральный состав пород изменчив (в %): калиевый полевой шпат 10-15, силиманит 20-40, оли-

гоклаз № 14-17 - 25-30, мусковит - 20-40. В небольших количествах присутствуют рутил, шпинель.

Рассмотренные породы по сравнению со слабо альбитизированными сиенитами характеризуются большим содержанием  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  и меньшим -  $SiO_2$  (табл. 11; обр. 2158, 2154 и др.).

Рутил-полевошпатовые породы с большим содержанием мусковита были изучены на восточном участке Сигангойского месторождения. Породы светло-серые с желтоватым оттенком, с ориентированной текстурой, легкие, пористые, сложены таблитчатыми выделениями кислого олигоклаза, калиевого полевого шпата, лущистыми скоплениями мусковита. Калиевый полевой шпат замещается олигоклазом. Мелкие кристаллы красного рутила образуют ориентированные скопления. Минеральный состав пород (в %): калиевый полевой шпат 30-35, альбит-олигоклаз - 35-40, мусковит 20-25, биотит, рутил и др. - 5-7.

Силлиманитовые породы, залегающие в габбро, имеют своеобразный вид. Это светло-серые с голубоватым оттенком мелкозернистые легкие, пористые породы с отчетливой ориентированной текстурой. Эффективная пористость пород составляет 28%. В разновидностях, сложенных таблитчатыми кристаллами силлиманита, ориентированная текстура менее отчетлива. Основные породообразующие минералы силлиманитовых пород (в %): силлиманит - 85-95, рутил - 5-10. В небольших количествах присутствуют рудные скопления, шпинель, корунд, кислый олигоклаз, альбит.

Форма выделений силлиманита разнообразна. Рутил-силлиманитовые разновидности пород сложены таблитчатыми кристаллами силлиманита размером 0,3-1,0 мм (табл. V, а, б). Форма кристаллов рутила разнообразна, а их размер колеблется от едва заметных точечных до 0,3 мм. Нередко кристаллы рутила имеют тенденцию к ориентированному расположению.

Игольчатая, призматическая форма кристаллов силлиманита более характерна для олигоклаз-силлиманитовых разновидностей пород. Содержание кислого олигоклаза или альбита в последних достигает 30-40%. В плагиоклазе обычно отсутствуют полисинтетические двойники. Морфологические разновидности силлиманитовых пород показаны на табл. V, в, г.

Силлиманит замещается буроватым изотропным глинистым агрегатом, характерно также "обохивание" пород вдоль трещин и по плоскостям спанцеватости. Химический состав различных разновидностей силлиманитовых пород см. выше (табл. 11). Силлиманитовые породы, залегающие в габбро, внешне весьма сходны с карбонатными породами зоны экзоконтакта. Вероятно, крупные тела силлиманитовых и альбит-силлиманитовых пород, залегающих в габбро, могли образоваться в результате метасоматического замещения ксенолитов карбонатных пород. Силлиманитовые тела нередко сопровождаются мелкими ксенолитами известняков. Для подтверждения высказанного предположения требуются дополнительные исследования.

## КОРУНДОВЫЕ ПОРОДЫ

Все многообразие корундсодержащих пород по минеральному составу можно разделить на два типа: 1 - корундовые породы, не содержащие рудных минералов (рутит-корундовые, рутит-корунд-силиманитовые разновидности), и 2 - корундовые породы сложного минерального состава с наложенной шпинелевой и рудной минерализацией.

Рутит-корундовые породы - серые, мелкозернистые породы с нечетко ориентированной текстурой, сложенные призматическими, таблитчатыми трещиноватыми зернами корунда размером 0,5-1,0 мм и рутилом. Рутит встречается в виде пылевидных включений в корундовых кристаллах, в виде призматических кристаллов размером 0,3 мм. Содержание рутила составляет 8-9%.

Рутит-корунд-силиманитовые породы слагают реликтовые полосы в телах полосчатого строения, либо образуют небольшие линзовидные тела. Минеральный состав пород более сложный: корунд, силиманит, олигоклаз, рутит. Содержание корунда в породах непостоянно - от 10-15 до 40%. Скопления кристаллов корунда распределены в виде тонких полос, вытянутых в одном направлении, и линзочек. Форма выделений разнообразна: чаще всего унаследованная от игольчатых и длиннопризматических кристаллов силиманита, шестоватая и призматическая (табл. VI, а). Встречаются кристаллы различного габитуса: призматические, треугольные, пластинчатые, либо бесформенные и скелетные (табл. VI, а-в). На рассматриваемом месторождении широко распространены корунды с уплощенной пластинчатой формой кристаллов. Размер кристаллов колеблется от 0,5 до 3-8 мм.

В литературе существует мнение, что кристаллы пинакоидального (пластинчатого) габитуса встречаются почти всегда в месторождениях, залегающих в богатых кремнеземом силиманитсодержащих породах (Озеров, 1945). Вероятно, это положение в какой-то степени применимо для Сигангойского месторождения, в котором корунд постоянно ассоциирует с силиманитом, а корунд-силиманитовые породы характеризуются довольно высоким содержанием кремнезема (табл. 12).

Кристаллы корунда развиваются, замещая более ранний силиманит. Разъединение тонкоигольчатого силиманита и замещение его мелкопластинчатыми кристаллами корунда видно из целого ряда примеров: см. табл. VI, 1, д. Корунд и силиманит почти всегда разделены реакционной каемкой кислого плагиоклаза, которая точно повторяет контуры кристаллов корунда. Можно проследить различную степень замещения рутит-силиманитовых пород корундом и шпинелью. На ранних стадиях замещения появляются отдельные полосы и участки корунд-плагиоклазового состава. С увеличением интенсивности процесса замещения среди корунд-плагиоклазовой массы сохраняются небольшие реликтовые скопления силиманита.

В рассматриваемых породах устанавливаются аналогичные реакционные взаимоотношения силиманита и шпинели, шпинелевые кристаллы, развивающиеся по силиманиту, окружены реакционной каемкой плагиоклаза.

Таблица 12

Химический состав корундовых пород в вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	20,18	27,20	29,90	33,58	15,00	24,10
TiO <sub>2</sub>	6,90	6,90	6,05	12,10	5,70	3,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	47,29	37,43	41,24	34,25	41,82	37,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,85	11,41	8,34	6,42	13,85	8,79
FeO	6,68	5,97	4,28	4,19	7,85	5,16
MnO	0,21	-	-	-	0,06	0,06
MgO	1,26	1,86	1,45	0,46	2,27	3,61
CaO	1,41	2,49	2,55	2,32	1,01	2,02
Na <sub>2</sub> O	1,30	3,37	3,66	4,58	Следы	Следы
Ka <sub>2</sub> O	0,14	0,18	0,21	0,18	0,08	0,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-
CO <sub>2</sub>	0,55	-	-	-	0,28	0,83
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,84	0,08	0,46	0,42	2,24	3,54
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,46	2,39	0,61	0,61	6,36	9,13
П.п.п.	-	-	-	-	-	-
Сумма	96,07	99,28	98,75	99,01	96,52	97,98

1-8 – рутил–корунд–силлиманитовые, рутил–корунд–плагиоклазовые, рутил–корунд–плагиоклаз–силлиманитовые породы: обр. 575/7, 575/9, 575/11, 575/12, 6/24, 6/15, 6/2, 6/1 соответственно; 9-18 – корундо-

Для рассматриваемого типа пород рутил – один из характернейших породообразующих минералов. Содержание его от 5 до 10%. Распределен рутил неравномерно, часто образует полосчатые скопления. Форма выделений разнообразна. Он является более ранним минералом, ассоциирующим с силлиманитом. При замещении последнего рутил сохраняется в виде включений в корунде, образуя сапогенитовую сетку; иногда он присутствует в виде крупных кристаллов.

При появлении рудного компонента в породе происходит замещение рутила ильменитом. Рудные минералы распределены в породе в виде тонких полос. В таких участках кроме замещения рутила ильменитом происходит перекристаллизация и укрупнение кристаллов корунда (вторая генерация).

Плагиоклаз представлен олигоклазом № 17-23. Он образует таблитчатые выделения. Полисинтетические двойники обычно отсутствуют. Волнистое угасание кристаллов олигоклаза свидетельствует о многократной перекристаллизации. Содержание плагиоклаза не превышает 30%.

7	8	9	10	11	12	13
26,42	18,74	18,16	12,30	19,20	16,10	6,04
3,30	6,36	4,40	6,05	4,84	4,34	4,34
31,62	42,44	35,42	30,56	29,60	37,00	33,11
16,42	11,85	17,47	22,48	20,35	17,46	28,44
3,28	5,92	12,99	15,39	13,07	14,40	12,59
0,14	-	0,23	-	-	0,14	0,23
0,12	3,25	2,47	2,69	1,82	1,92	2,17
1,36	0,73	2,74	4,99	6,09	2,08	0,87
Следы	0,10	1,27	0,41	1,06	1,28	0,13
0,28	0,11	0,19	0,21	0,16	1,18	0,08
-	-	-	-	-	-	-
0,28	-	0,55	1,26	-	0,83	0,83
4,06	1,88	0,28	0,30	0,28	0,24	0,58
10,37	7,25	1,89	1,79	1,91	1,03	5,19
-	-	-	-	-	-	-
97,65	98,63	98,06	98,43	98,38	98,00	94,60

магнетитовые породы: обр. 575/6, 575/4, 575/17, 575/15, 575/14, 6/23, 77, 78, 79а, 57 соответственно.

Корундово-рудные наждаки с большим содержанием рудного компонента являются преобладающим типом пород, слагающих рудные залежи Сигангойского месторождения. Они образуются при замещении рудными минералами вышеописанных рутил-силлиманитовых, рутил-шпинель-корунд-силлиманитовых и других пород. Наиболее характерно замещение вдоль линейно ориентированных трещин, так что в большинстве случаев в наждаках отмечается полосчатая текстура (табл. VII, а).

Рудные полосы не выдержаны, и часто осложнены изгибами, обрывами, пережимами. Полосчатый облик имеют наждаки в краевых частях рудной зоны. В центральных частях последней развиты черные, серовато-черные массивные породы, в которых ориентированная текстура едва улавливается благодаря линейно-вытянутым призматическим кристаллам коруна.

Минеральный состав описываемых пород довольно сложный: кроме новообразований магнетита и ильменита присутствуют силлима-

Таблица 12 (окончание)

Компонент	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	10,32	6,74	4,54	5,28	11,74
TiO <sub>2</sub>	4,74	5,20	4,74	7,00	8,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	37,72	33,94	39,10	37,77	29,53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,15	19,30	22,82	19,23	22,89
FeO	11,98	16,92	16,56	18,72	16,80
MnO	0,13	0,23	0,17	0,12	0,15
MgO	3,92	3,79	3,04	5,83	2,28
CaO	2,74	1,15	0,86	Следы	0,86
Na <sub>2</sub> O	Следы	-	-	-	0,61
Ka <sub>2</sub> O	0,12	0,29	0,25	0,09	0,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	0,04	0,11
CO <sub>2</sub>	0,28	0,15	0,25	0,15	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,46	0,30	0,36	0,16	0,50
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,07	-	-	-	5,20
П.п.п.	-	-	-	-	-
Сумма	94,63	88,01	92,69	94,69	99,68

нит, корунд, рутил, плагиоклаз, шпинель, хлорит, биотит, серицит, замещающий корунд, диаспор, развивающийся по шпинели, и гематит, замещающий магнетит. Корунд нередко представлен двумя генерациями.

В зависимости от структурных особенностей рудные наждаки можно разделить на ряд разновидностей.

Корундово-рудные породы с сидеронитовой структурой состоят из таблитчатых призматических выделений корунда (2–3 мм), таблитчатых выделений силлиманита, слабо скементированных мелкозернистой массой, состоящей из изометрических зерен шпинели, ильменита и магнетита (табл. VII, б). В этих породах сохраняются реликты структуры вышеописанных рутил-силлиманитовых пород, сложенных таблитчатым силлиманитом. В другой разновидности пород, имеющей сидеронитовую структуру, призматические ориентированные кристаллы корунда погружены в мелкозернистую шпинель-рудную массу (табл. VII, г, д).

Минеральный состав пород (в %): рудные (магнетит, ильменит) – 35–50, шпинель – 20–30, корунд – 20–30, примеси (силиманит, биотит, плагиоклаз, вторичные минералы) – 5.

Описанные породы присутствуют в рудных залежах в виде полос мощностью не более 30–50 см. Более распространены разновиднос-

ти с содержанием плагиоклаза (олигоклаз-андезин) до 20% и соответственно меньшим содержанием шпинели и рудных минералов.

Порфиробластовая структура свойственна корундово-рудным породам с низким содержанием корунда. Корунд образует редкие крупные (1–5 мм) порфиробластовые выделения, обычно недоразвитые, скелетообразные, захватывающие цементирующую массу пород и образующие сложные взаимопрорастания с рудными минералами (табл. VII, в). Основная масса пород сложена мелкими зернами плагиоклаза, шпинели, рудных минералов.

Корундово-рудные полосы в рудных залежах обычно перемежаются со светлыми шпинель-плагиоклазовыми породами, в которых шпинель и рудные минералы составляют не более 10–15%, присутствуют выделения корунда и силлиманита, причем различаются две генерации корунда: шестоватые кристаллы с унаследованной от силлиманита формой и призматические, более крупные среди рудной массы.

Из вторичных изменений характерны серицитизация корунда и замещение шпинели диаспором. Тонкие прожилки пренита пересекают плагиоклазы и рудные минералы.

Химический состав корундовых пород Сигангойского месторождения отражен в табл. 12. Содержание  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в корундово-силлиманитовых породах соответствует содержанию таковых в рутиль-силлиманитовых породах (рассмотрены выше). В рудах заметно уменьшение содержания кремнезема, что, очевидно, связано с замещением жильной массы рудными компонентами. Уменьшение кремнезема сопровождается дальнейшим выносом щелочей.

Шпинелевые породы, слагающие краевые зоны корундсодержащих рудных тел, состоят из изометрических выделений шпинели (0–5–1,0 мм) с тонкодисперсными включениями рудного вещества, подчиненных количества рудных минералов и плагиоклаза (андезин-лабрадора). Рассматриваемые шпинелевые породы переслаиваются с плагиоклазом. Строение шпинелевых зон уже нами рассмотрено при описании рудных тел. Особенности структуры шпинелевых пород даны на табл. VIII, а, в.

Шпинель-плагиоклазовые и шпинель-магнетит-плагиоклазовые породы слагают небольшие линзовидные тела (от 3–5 мм до 5–9 см), которые постоянно сопровождают рудные тела наждаков, и образованы в результате метасоматического замещения габбро.

Для шпинелевых пород обычна полосчатая текстура, обусловленная неравномерным линейным распределением шпинели и рудных минералов. Встречаются разновидности с массивной текстурой и пойкилобластовой структурой. Для них характерны крупные таблитчатые выделения плагиоклаза с полисинтетическими двойниками, включающими идиоморфные выделения шпинели (0,1–0,5 мм).

Порода состоит главным образом из плагиоклаза; соотношение шпинели и рудных минералов колеблется. Усредненный минеральный

состав пород (в %): плагиоклаз – 50–60, шпинель – 20–30, рудные минералы – 10–20, биотит, цоизит, апатит и другие – 5. Состав плагиоклаза колеблется от лабрадора до битовнита № 85–86.

Шпинель густо-зеленого цвета, постоянно содержит примесь тонкодисперсного рудного вещества. Рудные минералы представлены магнетитом и ильменитом. В некоторых разновидностях отмечается значительное содержание биотита.

К вторичным изменениям относятся процессы замещения плагиоклаза цоизитом, хлоритом, скаполитом, шпинели – диаспором.

Химический состав пород отражен в табл. 13. Рассматриваемые породы характеризуются высоким содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

Корундсодержащие породы восточного участка темно-серые и черные мелкозернистые породы с ориентированной полосчатой текстурой.

Таблица 13

Химический состав шпинель-плагиоклазовых, шпинель-магнетит-плагиоклазовых пород

Компонент	1	2	3	4	5
$\text{SiO}_2$	42,04	20,50	10,24	34,30	23,84
$\text{TiO}_2$	1,14	3,72	5,00	2,75	2,65
$\text{Al}_2\text{O}_3$	15,73	30,00	31,30	22,20	31,06
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	19,10	19,22	30,42	16,30	15,98
$\text{FeO}$	12,67	12,00	14,44	10,50	9,04
$\text{MnO}$	0,24	0,06	0,10	0,06	0,14
$\text{MgO}$	1,77	3,60	3,40	1,30	0,25
$\text{CaO}$	6,03	8,20	3,23	7,33	9,09
$\text{Na}_2\text{O}$	0,25	0,54	0,20	2,82	0,28
$\text{K}_2\text{O}$	0,07	0,09	0,17	0,44	0,36
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,07	0,10	0,12	0,07	-
$\text{H}_2\text{O}^-$	0,25	0,14	0,12	0,24	0,26
$\text{H}_2\text{O}^+$	-	-	-	-	2,39
$\text{CO}_2$	-	0,2	0,2	0,2	0,28
П.п.п.	1,00	1,10	1,22	2,00	-
Сумма	99,36	99,47	100,16	100,51	95,62

1 – обр. 6/29; 2 – обр. К 16–36; 3 – обр. 571/16; 4 – обр. К 312–21; 5 – обр. 6/28.

рой. Минеральный состав пород разнообразен: олигоклаз-андезин, калиевый полевой шпат, биотит, силлиманит, корунд, магнетит, шпинель, серицит, хлорит. Наиболее распространены плагиоклаз, биотит, шпинель и рудные минералы. Остальные присутствуют в подчиненном количестве.

Калиевый полевой шпат интенсивно серицитизирован и в основном сохранился в виде реликтов.

Биотит (1–2 мм) красно-бурый интенсивно плеохроирующий, приурочен к трещиноватым участкам. Содержание его 20–30%. Реликты силлиманита встречаются редко.

Корунд образует ориентированные скопления мелких кристаллов (0,4–0,8 мм в длину), напоминающих зерна силлиманита. Корунд, присутствующий в рудной массе, перекристаллизован в таблитчатые и призматические кристаллы, содержащие темные ядра (включения сагенита, табл. VIII, 6). Содержание корунда невысокое, составляет 5–20%.

Шпинель частично замещена рудным веществом и почти непрозрачна. Содержание рудных минералов 20–35%.

Для описываемых пород характерна интенсивная серицитизация – серицит замещает и корунд.

В отличие от вышерассмотренных корундовых пород химический состав описанной разновидности корундовых пород восточного участка характеризуется значительным содержанием щелочей (в особенности  $K_2O$ ), довольно высоким содержанием  $SiO_2$  и меньшим содержанием  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  (табл. 14).

К наиболее характерным минералам описываемых высокоглиноzemистых пород относятся калиевый полевой шпат, биотит, силлиманит, рутил и др.

Калиевый полевой шпат представлен ортоклазом, он образует сдвойниковые таблитчатые изометричные выделения с червеобразными перититовыми вростками альбит-олигоклаза;  $Ng = 1,531$ ,  $Np = 1,525$ .

Биотит распространен широко, причем выделяется несколько его генераций. Он присутствует в альбитизированных сиенитах с корундовой минерализацией, а также образуется во второй этап минерализации при калишпатизации корундовых наждаков. Оптические константы –  $Ng = 1,646$ ,  $Np = 1,607$  – позволяют отнести биотит к маложелезистой разновидности, близкой к лепидомелану (Трегер, 1958).

Силлиманит имеет таблитчатый, игольчатый, призматический габитус. Необычная для силлиманита таблитчатая форма кристаллов может быть обусловлена образованием псевдоморфоз по калишпатовому полевому шпату – олигоклазу.

В силлиманитовых породах восточной части Сигангайского месторождения присутствуют две генерации силлиманита – таблитчатая и тонкоигольчатая. Оптические константы силлиманита обеих генераций приведены в табл. 15.

Таблица 14

Химический состав корундовых наждаков (вес. %)

Компонент	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	24,14	18,86	32,76	31,24
TiO <sub>2</sub>	2,10	6,50	4,50	5,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,34	31,21	28,35	28,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,42	19,58	12,00	15,35
FeO	11,16	8,36	7,80	8,02
MnO	0,05	0,17	0,17	0,13
MgO	1,68	3,39	1,47	1,01
CaO	1,00	2,74	3,61	1,40
Na <sub>2</sub> O	1,59	0,83	2,90	1,74
K <sub>2</sub> O	3,66	0,89	1,47	4,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,17	0,27	0,69
CO <sub>2</sub>	0,25	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,30	0,08	0,38	0,27
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	2,46	2,28	2,57
П.п.п.	-	0,96	1,64	0,60
Сумма	84,80	96,20	99,60	100,02

1 - обр. 1, 2 - обр. 5, 3 - обр. 22, 4 - обр. 28а, 5 - обр. 17,  
 6 - обр. 20, 7 - обр. 6, 8 - обр. 11, 9 - обр. 8.

Таблица 15

Оптические константы силлиманита

Номер обр.	Ng	Np	Ng-Np	Форма кристаллов силлиманита	Генерация
2154	1,683	1,661	0,222	Таблитчатая	1
575/7	1,683	1,661	0,022	Тонкоигольчатая	2
825/51	1,682	1,661	0,021	"	2

5	6	7	8	9
35,88	29,28	21,28	28,72	25,30
3,20	3,50	5,40	4,40	3,00
24,81	31,22	29,70	28,46	30,20
13,74	14,60	17,50	17,82	13,60
8,85	15,73	10,13	11,49	11,78
0,07	0,12	0,07	0,09	0,16
1,16	1,80	2,40	0,80	4,60
0,75	1,78	1,44	1,19	3,05
1,19	1,85	1,73	1,87	1,07
7,39	2,96	1,84	3,78	1,48
-	-	-	-	-
-	-	-	-	-
-	-	-	-	-
-	-	-	-	-
3,58	3,59	2,59	2,34	5,74
100,62	106,43	94,08	100,96	99,98

Рентгеновская характеристика двух разновидностей силлиманита отражена в табл. 16. Изученные силлиманиты имеют весьма близкие значения с эталонами. К обычным вторичным изменениям силлиманита относится замещение его мусковитом.

Рутил встречается в постоянном парагенезисе с силлиманитом и кислым плагиоклазом, т.е. относится к одному из ранних высокотемпературных образований. Форма выделений разнообразна: игольчатая, длинношестоватая, короткостолбчатая, пластинчатая и др. Размер выделений колеблется от 0,3 до 1 мм. Минерал имеет желтовато-бурый цвет. Взаимоотношения рутила и силлиманита дают возможность рассматривать их как близкие по времени образования.

В корундовых кристаллах рутил присутствует в виде тонкоигольчатого сагенита. В рудную стадию рутил замещается ильменитом.

Таблица 16

Рентгенометрическая характеристика силлиманита; Fe -излучение,  $2R = 57,3$ ,  $a = 0,6$

1		2		3	
<i>I</i>	<i>d, Å</i>	<i>I</i>	<i>d, Å</i>	<i>I</i>	<i>d, Å</i>
3	5,4	2	5,40	4	5,30
5	3,68	2	3,78	-	-
10	3,34	10	3,38	10	3,38
-	-	1	3,16	-	-
1	3,01	1	3,04	-	-
1	2,78	1	2,90	3	2,885
4	2,659	5	2,695	4	2,678
9	2,534	8	2,567	5	2,537
3	2,413	1	2,442	4	2,415
1	2,277	1	2,303	4	2,280
10	2,288	9	2,212	5	2,180
1	2,106	1	2,120	3	2,108
-	-	-	-	1	1,970
1	1,859	1	1,875	2	1,889
-	-	1	1,838	2	1,840
-	-	-	-	2	1,790
-	-	-	-	3	1,706
1	1,692	5	1,688	3	1,682
1	1,671	-	-	-	-
2	1,594	2	1,605	4	1,594
2	1,592	1	1,579	-	-
9	1,545	8	1,526	5	1,517
4	1,435	1	1,446	4	1,441
-	-	-	-	3	1,418
-	-	1	1,395	1	1,302
4	1,323	1	1,329	4	1,331
-	-	-	-	3	1,327
-	-	1	1,312	3	1,324
4	1,270	3	1,266	2	1,308
4	1,264	1	1,261	5	1,272
-	-	-	-	5	1,271
-	-	1	1,225	1	1,255

1 - обр. 137 - тонкоигольчатый силлиманит; 2 - обр. 82 - таблитчатый силлиманит, 3 - эталон силлиманита, по Михееву, 1967.

**Олигоклаз.** Кислые плагиоклазы образуются на ранних стадиях метасоматоза в процессе замещения калиевого полевого шпата. Форма выделений разнообразна, нередки крупные порфиробласти до 3–8 мм в поперечнике. Полисинтетические двойники едва заметны или отсутствуют. Различается несколько генераций плагиоклаза, сингенетичных силлиманиту и корунду. Номер плагиоклаза колеблется от олигоклаза № 14 до олигоклаза № 26. В рутил-силиманитовых породах встречается альбит.

Корунд представлен двумя генерациями. Первая генерация образуется за счет разложения и метасоматического замещения силлиманита; форма выделений корунда при этом разнообразна, но наиболее распространены кристаллы с унаследованной от силлиманита длиннопризматической, шестоватой формой. Широко распространены пластинчатая и уплощенная формы кристаллов; часто встречаются бесформенные кристаллы. Размер кристаллов колеблется от 0,3 до 2–3 мм. Кристаллы корунда часто имеют неправильную форму, кородированы, недоразвиты, что, по-видимому, указывает, что образование корунда происходило в неравновесных условиях. Корунд бесцветный, прозрачный, обычно содержит мельчайшие пузырьки газа, мелкие кристаллы рутила либо тонкоигольчатого сагенита (табл. VIII, д, е).

Корунд второй генерации образуется в рудную стадию, когда более его ранние выделения подвергаются перекристаллизации и укрупнению (от 3 до 7–8 мм). Такие выделения корунда обычно недоразвитые, содержат множество включений рудного минерала и сложно взаимно прорастают. Очевидно, в процессе перекристаллизации ранней генерации корунда рутил, а возможно, и железо, входят в кристаллическую решетку корунда и окрашивают отдельные участки этого минерала в синий цвет.

Все природные корунды Ю.Н. Колесник (Колесник, Гулешкая, 1968) подразделяет на три разные группы: 1) бесцветные корунды и сапфиры ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$  до 4%); эти корунды стабильны при относительно низких давлениях (до 2–3 кбар; температура около  $800^{\circ}\text{C}$ ); 2) высокожелезистые корунды ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$  5%); эти корунды стабильны при нормальных давлениях, но высоких температурах (порядка  $900$ – $1200^{\circ}\text{C}$ ); 3) рубины, которым соответствуют повышенные давления (порядка 10–12 кбар).

Корунды Сигангойского месторождения относятся к первому типу. Очень характерно замещение корунда серicitом, развивающимся по субпараллельным трещинам с образованием полных псевдоморфоз.

Шпинель ассоциирует с силлиманитом, корундом, плагиоклазом и рудными минералами и отличается от вышеописанного плеонаста, характерного для шпинель-фассаитовых пород, значительным содержанием рудного компонента. Шпинель окрашена в густо-зеленый цвет. Интенсивность окраски может быть различной – вплоть до неопрозрачных разностей. Это обусловлено различным (до значительного) содержанием рудного компонента. Вероятно, в составе рас-

Таблица 17

Рентгеновская характеристика ярозита; Fe -излучение,  $2R = 57,3$ ;  $d = 0,6$  мм

Обр. В-32		Эталон, по Михееву, 1957		Обр. В-32		Эталон, по Михееву, 1957	
<i>I</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>d</i> , Å
2	6,04	4	5,9	1	1,72	2	1,70
1	5,67	-	-	1	1,63	2	1,65
4	5,15	4	5,0	1	1,57	4	1,55
1	4,04	-	-	1	1,56	6	1,58
3	3,68	4	3,60	1	1,54	8	1,50
3	3,40	5	3,38	1	1,48	4	1,47
10	3,09	10	3,06	1	1,43	2	1,37
1	2,99	2	2,94	3	1,34	7	1,32
1	2,90	-	-	3	1,24	7	1,24
2	2,83	4	2,83	1	1,21	2	1,21
4	2,55	6	2,52	1	1,59	5	1,19
4	2,30	8	2,27	1	1,16	5	1,16
1	2,24	2	2,16	1	1,15	6	1,14
1	2,20	-	-	1	1,13	6	1,12
9	1,99	8	1,96			2	1,08
1	1,94	-	-			2	1,07
1	1,92	-	-			8	1,05
9	1,83	8	1,81	1	1,04	4	1,04
1	1,74	2	1,76				

сматриваемой шпинели значительную роль играет герцинитовая молекула. От соотношения рудного компонента и шпинелевой молекулы возникают различные типы структур распада (табл. VIII, б, в, г). Именно поэтому выделение чистой шпинели оказалось невозможным. Данные полуколичественного спектрального анализа рассматриваемой шпинели свидетельствуют о значительном содержании глинозема, магния, железа, титана (в %): Mn - 0,1-0,3; Pb - 0,003; Ga - 0,003; Mo - 0,0003; Cr 0,0006-0,0003; Ti-1-3; Co - 0,003; Ni - 0,003; Zr - 0,003; Mg - 4-6; Si - 0,5; Al > 10; Fe - 6-9; V - 0,006; Ca - 0,4 (аналитик Н.П. Сечина, ЛОПИ). Показатель преломления шпинели 1,72.

Рудные минералы в корундово-рудных наждаках представлены ильменитом и магнетитом. Выше мы рассматривали постепенное замещение рутила ильменитом с сохранением призматических форм рутила (черный рутил) в рудную стадию. При более интенсивном замещении рудным веществом рутил "растворяется" в рудной массе (подвергается полной перекристаллизации с образованием ильмени-

та). Преобладающим среди рудных минералов является магнетит; ильменит присутствует в магнетите в виде тонких пластинок и образует структуры распада (табл. VIII, б).

Вторичным изменением магнетита является его замещение гематитом вдоль трещин (одновременно с диаспоризацией шпинели и серицитизацией корунда).

Диаспор широко распространен в наждаках как вторичный продукт, замещающий шпинель. Он развивается вдоль тонких трещин в виде каемок вокруг изометрических выделений шпинели. Изредка шпинель образует лучистые скопления. Наблюдаются полные псевдоморфозы диаспора по шпинели. При замещении шпинели диаспором образуются скелетообразные выделения окислов железа.

Аналогичные изменения шпинели с замещением диаспором описаны Ридом для месторождения Хаддо Хаус, Шотландия (Reed, 1966).

Серицит интенсивно замещает как силлиманит, так и корунд. Замещение корундовых кристаллов вдоль серии субпараллельных трещин показано на табл. VII, д. Отмечаются полные псевдоморфозы серицита по корунду. Интересно, что диаспоризация шпинели в наждаках сопровождается серицитизацией корунда, т.е. эти процессы близки по времени.

Ярозит присутствует повсеместно в силлиманитовых породах и корундово-рудных наждаках в виде охристо-желтой, буроватой тонкоэзернистой массы, выполняющей пустотки, трещинки. Прожилки этого минерала секут кристаллизационную сланцеватость. Характерна приуроченность ярозитоподобного минерала к мусковитизированным участкам. В наждаках он развивается в участках диаспоризации шпинели и серицитизации корунда и, по-видимому, образуется в одну из низкотемпературных стадий минерализации. Сравнительная рентгеновская характеристика исследуемого и эталонного минералов приведена в табл. 17. Химический состав изученного ярозита близок теоретическому; отклонение связано, по-видимому, с присутствием различных примесей:  $\text{SiO}_2$  - 6,04;  $\text{TiO}_2$  - 0,38;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 1,16;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  - 43,20;  $\text{FeO}$  - 0,20;  $\text{CaO}$  - 0,44;  $\text{Na}_2\text{O}$  - 4,98;  $\text{K}_2\text{O}$  - 1,38;  $\text{H}_2\text{O}^-$  - 0,42;  $\text{H}_2\text{O}^+$  - 11,37;  $\text{SO}_3$  - 30,11; сумма - 99,68.

## Глава IV

# ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕНЕЗИСА КОРУНДОВЫХ И ШПИНЕЛЕВЫХ ПОРОД

Из приведенного нами фактического материала очевидно, что высокоглиноземистые образования изученных месторождений могут быть разделены на группы, породы которых образовались в различные стадии формирования когтакского комплекса: 1) шпинель-фасцитовые высокоглиноземистые породы, представляющие магнезиальные скарны ранней магматической стадии; 2) силлиманитовые, корундовые, шпинель-плагиоклазовые и другие образования, относящиеся к завершающей щелочной стадии формирования Сигангойского массива.

Обе группы глиноземистых пород представляют метасоматические образования, сформировавшиеся в результате взаимодействия габбровой гаммы с породами карбонатной толщи, а не метаморфизма ксенолитов высокоглиноземистых пород, как полагают некоторые исследователи.

Как видно из рассмотрения геологического строения района месторождений, толща, вмещающая интрузивный массив, представлена чистыми карбонатными породами, в которых отсутствуют прослои высокоглиноземистых пород.

Условия формирования пород когтакского комплекса, с которыми генетически связаны различные типы метасоматических высокоглиноземистых образований, вероятно, были весьма сложными. Этот вопрос является предметом специальных исследований. На основании приведенного фактического материала на примере месторождений Сигангойское и Тигир-Тайджен можно предположительно сделать вывод о существенной роли процессов магматического замещения в образовании когтакских пород. Свидетельством тому является согласованность внутренней структуры габбрового массива со структурой вмещающей толщи: унаследованные от вмещающих пород трахитоидность, полосчатость, гибридизм пород и широкое распространение магнезиальных скарнов в контактах массива с карбонатной толщей.

Процессами магматического замещения габбровой магмой контактирующих пород доломитовой толщи обусловлено появление в эндоконтактовой зоне интрузии габбро различных гибридных пород со сложной структурой и переменным составом: диорит-монцонитов, монцонитов, сиенито-монцонитов, сиенитов и др., которые тесно связаны взаимопереводами и образуют постепенные переходы с габбро.

Причины повышения щелочности можно объяснить в соответствии с гипотезой Д.С. Коржинского (1955), по которой растворение какого-либо основания должно повышать активность других оснований и общую щелочность раствора.

Подробно этот вопрос рассмотрен В.А. Жариковым (1959) на примере малых интрузий Юго-Западного Карамазара. Возникновение щелочных фаций сиенито-диоритов и сиенитов в эндоконтактовой зоне диоритовых интрузий обусловлено процессами магматического замещения доломитовой толщи и образованием магнезиальных скарнов.

Магнезиальные скарны изученных месторождений в общих чертах сходны с описанными в литературе образованиями магнезиально-носкарновой формации: они характеризуются типичной для магнезиальных скарнов зональностью и постоянно сопровождаются замещающими их известковыми скарнами.

Отличительной особенностью описанных нами магнезиальных скарнов является широкое распространение среди них шпинель-фассаитовых пород, которые большей частью вытесняют остальные зоны и целиком слагают тело скарна.

Шпинель-фассаитовые породы характеризуются довольно высоким содержанием глиноzemистой шпинели. Необычно высокая концентрация глинозема в магнезиальных скарнах могла быть обусловлена особенностями состава родоначальной магмы (в данном случае габбровой), а также последующими условиями формирования пород.

Известные в литературе сведения касаются в основном магнезиальных скарнов, формирующихся в связи с гранитоидными щелочными интрузиями (Жариков, 1959; Шабынин, 1961, 1973, 1975). Примеры магнезиальных скарнов, связанных с основными интрузиями, немногочисленны (Гурулев и др., 1974; и др.).

Вторая группа глиноzemистых метасоматических образований связана с возникновением щелочных фаций когтакских пород. Эта группа метасоматитов представляет также высокотемпературные образования магматической стадии. Как уже отмечалось, наждаки восточного участка Сигангойского месторождения рассечены прожилками лейкократового сиенита, причем вокруг последних никаких изменений не наблюдается.

Формирование метасоматитов этой группы происходило в несколько стадий минерализации. К наиболее ранней относится рутил-силиманитовая, рутил-олигоклаз-силиманитовая минерализация, которая приурочена к зонам сиенитизации и калишпатизации. Последняя широко распространена как среди гибридных плагиоклаз-амфиболовых пород, так и в эндоконтактовой зоне Сигангойского массива. Крупные тела силиманитовых пород в габбро могли образоваться в результате метасоматического замещения ксенолитов карбонатных пород. Превращение сиенитоподобных, калиевополевошпатовых пород в силиманитовые происходило с привносом алюминия и титана при выносе кремнезема, магния и щелочей. В щелочных условиях, которые возникали в магматическую стадию, при замещении доломитовой толщи габбровой магмой  $Al$  и  $Ti$  обладали, вероятно, высокой подвижностью.

В настоящее время в литературе приведено немало сведений о подвижности глинозема и титана при различных метасоматических процессах (Соколов, Павлов, 1962; Онтоев, 1958; и др.).

Многие исследователи, изучавшие месторождения корундовых пла-  
гиоклазитов (Д.С. Коржинский, Л.И. Шабынин и др.), рассматривают формирование этих месторождений в условиях инертности глинозема. При этом предполагаются значительные изменения объема десили-цируемой полевошпатовой породы за счет интенсивного выноса кремнезема, щелочей и увеличения содержания глинозема на единицу объема в результате метасоматической контракции.

Возможность изменения объема при метасоматических замеще-  
ниях рассматривалась Д.С.Коржинским (1947), И.Ф.Романовичем  
(1958) и др. Большинство исследователей предполагают изменение объема в пределах 20–30%.

Вероятно, метасоматические процессы на Сигангайском место-  
рождении также происходили с некоторым изменением объема. Дока-  
зательством тому может служить изменение пористости рутил–си-  
ллиманитовых пород по сравнению с исходными сиенитами. Однако образование в рудных телах изученных месторождений значительных концентраций  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$  трудно объяснить одним только измене-  
нием объема десилицируемых пород (т.е. метасоматической контрак-  
цией). Как видно из вышеприведенного материала, содержание  $TiO_2$  в рудных телах Сигангайского месторождения составляет от 6–8 до 12%. Для формирования подобных пород в случае инертности титана надо допустить колоссальные изменения объема первоначальной по-  
роды. Кроме того, увеличение содержания  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$  в метасо-  
матических породах непропорционально. Так, максимальное содержа-  
ние  $Al_2O_3$  в силлиманитовых и корундовых породах не превышает 46%, т.е. больше, чем в исходных сиенитах, в 2,5 раза, в то вре-  
мя как содержание  $TiO_2$  в 6–8 раз (в сиенитах  $TiO_2 < 1\%$ ; см.  
табл. 11). Доказательством подвижности титана и глинозема явля-  
ются также широко распространенные на месторождении маломощные (1–10 см) зональные жилки шпинель–плагиоклаз–ильменит–магнети-  
того состава, сопровождающие крупные рудные тела. Подобные  
породы развиваются за счет метасоматического замещения габбро.  
Эти породы характеризуются высоким содержанием  $TiO_2$  (до 5%)  
и глинозема.

Корундовая, шпинелевая и рудная минерализация в рудных телах сложного минерального состава является наложенной на рутил–си-  
ллиманитовую и рутил–олигоклаз–силлиманитовую. Из петрографиче-  
ской характеристики пород следует, что корунд и силлиманит, сил-  
лиманит и шпинель имеют реакционные взаимоотношения. Корунд и шпинель кристаллизуются в основном за счет разложения силлиманита.

При формировании корундовых пород за счет замещения силлима-  
ниловых происходит, очевидно, дальнейшая десиликация, вынос щело-  
чей и привнос титана, глинозема, железа, магния.

Рудная стадия на Сигангайском месторождении проявилась весь-  
ма интенсивно. Основная часть залежей Сигангайского месторож-

дения сложена корундовыми породами с большим содержанием рудного компонента. Замещению рутил-силиманитовых, рутил-корунд-силиманитовых пород рудными минералами способствовала высокая пористость этих пород. Рудные минералы — магнетит и ильменит выполняют трещины различных направлений в наждаках, образуют полосчатые скопления, вытесняют плагиоклаз, силиманит, корродируют корунд. Максимальное содержание рудного компонента в жилах составляет 45–50%. Сравнение химических составов корунд-олиго-клав-силиманитовых пород с корундово-рудными свидетельствует, о том, что при формировании последних существенных изменений количества титана, глинозема, кальция не происходит. Продолжается вынос кремнезема, натрия и происходит значительный привнос железа, магния.

Замещение жильной массы рудными минералами сопровождается интенсивными изменениями вмещающих габбро: развитием зоны осветленного (актинолитизированного и хлоритизированного) габбро и зоны плагиоклазита.

Представление о рудообразующих растворах можно получить, анализируя характер метасоматических изменений пород и парагенетические ассоциации минералов.

Ранняя калишпатизация обусловлена воздействием щелочных растворов. Щелочность растворов изменилась, вероятно, в следующую стадию. Видимо, в растворах увеличивается содержание кислотных компонентов, появляются Al, Ti и др. Метасоматические изменения этой стадии начинаются с разложения калинатрового полевого шпата и замещения его альбитом и кислым олигоклазом. Причем в зависимости от химического потенциала отдельных компонентов раствора кристаллизуются различные минералы. При высоком потенциале Na кристаллизуется альбит, при более высоком потенциале Al щелочи почти полностью вытесняются из десилицируемых зон, которые замещаются силиманитовым агрегатом с рутилом. На Сигангайском месторождении встречаются различные типы метасоматически замещенных сиенитов; альбит-олигоклазовые породы с рутилом, альбитизированные сиениты с силиманитом, рутил-силиманитовые породы и т.д.

Л.И. Шабынин полагает, что значительная концентрация CaO в растворах является одним из необходимых условий образования корунда в плагиоклазитах Борзовского месторождения. По его мнению, корунд не появляется в ассоциации с плагиоклазом основностью ниже № 20 (Шабынин, 1961).

Для Сигангайского месторождения характерны ассоциации корунда с различными по составу плагиоклазами, начиная от альбита и кончая лабрадором. Изменение основности плагиоклаза в данном случае нам представляется связанным с последующими наложенными процессами. Так, в жиле симметрично полосчатого строения (карьер 575) установлено постепенное изменение состава плагиоклаза от олигоклаза № 17 в центральной части жилы до лабрадора № 50 в краевой части, что связано с влиянием вмещающих габбро.

Высокий потенциал глиноzemа в растворах обусловил замещение сиенита рутил-силиманитовыми породами. Как уже нами отмечалось, накопление  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  в процессе метасоматического замещения сиенитов следует объяснить не столько изменением объема, сколько подвижностью этих компонентов на ранних высокотемпературных стадиях.

Возможные условия растворения, переноса и осаждения алюминия, титана, кремнезема и железа в природных условиях рассмотрены Г.И. Бушинским. Так, глиноzem легко растворим при pH ниже 4 и выше 10 и может перемещаться на значительные расстояния. Титан растворим только в очень кислых растворах, pH которых не превышает 2. Для гидроокислов железа границей растворимости является pH 5, при более высоких значениях pH гидроокислы железа практически нерастворимы. Минимум растворения кремнезема, по экспериментальным данным, лежит в нейтральной и слабокислой среде в интервале pH 4,5–8,5. При повышении или понижении pH растворимость кремнезема сильно возрастает.

Большое участие в переносе и переотложении титана и глинозема могли иметь различные летучие компоненты. В связи с этим следует упомянуть работу К.А. Власова о десиликации пегматитового расплава (Власов, 1938). Весьма интересно и заслуживает максимум внимания рассмотрение в этой книге К.А. Власовым большой роли летучих компонентов, в особенности B, F и др., в процессах метасоматического замещения полевошпатовых пород в основной и ультраосновной средах.

Об участии летучих компонентов при формировании метасоматических образований Сигангайского месторождения свидетельствуют скопления турмалина в альбитизированных и мусковитизированных породах.

Для Сигангайского месторождения характерным минералом является силлиманит, образование которого предшествовало формированию корунда. Образование силлиманита на месторождениях корундовых плагиоклазитов – не столь уж редкое явление. На присутствие дистена и силлиманита в ряде жил на Борзовском месторождении указывает Л.И. Шабынин (1949). А.Холл описал жилы корундовых плагиоклазитов месторождения Северного и Восточного Трансваля с концентрациями корунда, силлиманита и дистена (Hall, 1920). Как отмечает этот исследователь, в районе довольно широко распространены жилы, сложенные дистеном и плагиоклазом, среди дистен-плагиоклазовой массы рассеян рубин. Присутствие силлиманиита в подобных образованиях характерно для месторождения Пикскилл, весьма сходного с Сигангайским (Gillson, Kania, 1930).

На месторождениях шт. Монтана (США) корунд-силиманитовые и тесно ассоциирующие с ним силлиманитовые гнейсовидные породы образуют узкие зоны, линзовидные тела в роговообманковых гнейсовых породах. Тела корундодержащих пород залегают параллельно гнейсовидности и окружены зоной вермикулита. Силлиманит и корунд находятся, как и на Сигангайском месторождении, в реакционных взаимоотношениях и разделены каемкой плагиоклаза.

Образование силлиманита вместо корунда на Сигангойском месторождении в начальную стадию Минерализации, по-видимому, можно рассматривать как следствие несколько замедленной десиликации (и меньшей активности Na). Шпинель-плагиоклазовые жилы, постоянно сопровождающие силлиманит- и корундсодержащие рудные тела, имеют незначительную мощность, образование их можно связывать с последующими процессами. Возможно, что глиноземсодержащие растворы при проникновении в габбро обогащались CaO и в особенности MgO, что могло обусловить кристаллизацию не корунда, а шпинели. Ассоциация шпинели и довольно основного плагиоклаза (битовнита) может указывать на высокий потенциал в растворах.

Д.С. Коржинский отмечает, что "нейтрализация кислых растворов на фронте выщелачивания или в силу охлаждения растворов является одной из главных причин концентрированного отложения рудных минералов" (1955). Очевидно, кислотный характер растворов в рудную стадию сохраняется и на Сигангойском месторождении.

Можно привести многочисленные примеры, свидетельствующие о кислотном характере постмагматических растворов, связанных с гранитоидными и щелочными интрузиями. По данным Д.И.Павлова (1964), на Анзасском железорудном месторождении кислотные растворы вызвали мощную метасоматическую альбитизацию вмещающих метаморфических сланцев и габбро и формировали рудные тела; этот исследователь рассматривал подвижность глинозема и титана при метасоматических процессах.

Альбитизация, связанная с массивами нефелиновых сиенитов, описана Б.И. Омельяненко (1961 г.). Альбитизация рассматривается им как кислотная стадия, которую можно параллелизовать с кислотной стадией гранитоидных массивов, соответствующей образованию грязенов.

## *Глава V*

# ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОРУНДА

При классификации месторождений корунда и наждака одни исследователи берут за основу генетические признаки, другие — особенности состава вмещающих пород или рудных тел.

В наиболее ранней классификации, предложенной К.Н.Озеровым (1934), все месторождения корунда разбиваются на следующие группы.

1. Магматические — корунд находится в различных изверженных породах, главным образом щелочных, в виде акцессорного минерала.

2. Пегматитовые — десилицированные гранитные пегматиты, к которым отнесены корундовые плагиоклазиты в ультраосновных породах, корундовые сиенит-пегматиты в щелочных породах, а также наждаки.

3. Контактово-пневматолитовые: а) в кристаллических известняках; б) в полевошпатовых породах (изверженные и метаморфические). Это, с одной стороны, месторождения наждака, залегающие среди известняков на контакте с интрузиями, а с другой — месторождения корунда, связанные с вторичными кварцитами.

4. Пневматолитовые — те же, но в отдалении от контакта.

Третий и четвертый типы, по данным К.Н. Озерова, пользуются ограниченным распространением и имеют лишь минералогическое значение.

5. Рассыпи.

Позднее К.Н. Озеров (1945) видоизменил классификацию, оставив в ней только три типа образований: 1) десилицированные пегматиты (корундовые сиенит-пегматиты, корундовые плагиоклазиты); 2) контактово-метасоматические (корунды во вторичных кварцитах) и 3) метаморфизованные (корундовые породы в метаморфических сланцах и наждаки в известняках).

Е.А. Кузнецов (1938 г.) все многообразие корундовых месторождений делит в зависимости от состава вмещающих пород на 6 типов. Месторождения, залегающие: 1) в щелочных породах, 2) в основных породах, 3) в кристаллических известняках, 4) в kontaktовых зонах среди роговиков, слюдяных сланцев и гнейсов, 5) в лавах и туфах, 6) в рассыпях.

Позднее М.И. Койфман (1947) предложил промышленно-генетическую классификацию месторождений корундовых пород. Им выделены корундовые руды, наждаки и россыпи. Корундовые руды в свою очередь делятся на корундовые плагиоклазиты, корундовые сиенит-

пегматиты, корундовые, корундово-андалузитовые и вкрапленные руды во вторичных кварцитах, корундовые и корундово-кианитовые руды в гнейсах. К наждакам относятся хлоритоидно-корундовые породы, магнетито-корундовые, шпинель-магнетито-корундовые и диаспор-корундовые.

Последняя классификация, построенная по генетическому признаку, является наиболее стройной.

Р.А. Мусин (1957) предложил новую классификацию, в которой он попытался объединить генетические и промышленные свойства корундовых пород. Месторождения делятся на эндогенные и метаморфические.

Эндогенные (собственно корундовые месторождения): 1) корундовые месторождения в щелочных породах (корундовые пегматиты, корундовые плагиоклазиты и вкрапления корунда в массивах щелочных пород); 2) корундовые месторождения в основных и ультраосновных породах (корундовые плагиоклазиты).

Метаморфические: 1) месторождения в силикатных породах и в породах основного состава (наждаки в метаморфических сланцах, гнейсах, габбро-перidotитах, ультраосновных породах); эти месторождения относятся к переходным от корундовых к наждакам; 2) месторождения наждака в карбонатных породах.

В этой классификации, на наш взгляд, корундовые месторождения типа вторичных кварцитов ошибочно отнесены к метаморфическому типу, в то время как они являются контактово-метасоматическими образованиями и, по классификации этого автора, должны быть отнесены к эндогенным.

В книге "Курс месторождений полезных ископаемых" (1964) выделены следующие типы промышленных месторождений корунда и высокоглиноземистых минералов: 1) пегматитовые (корундовые сиенит-пегматиты, корундовые плагиоклазиты); 2) гидротермальные (вторичные кварциты); 3) метаморфические (наждаки, месторождения кианита, силлиманита, содержащие корунд); 4) элювиальные, делювиальные, аллювиальные россыпи.

Эта классификация является наиболее полной. Сигангойское месторождение наждака в основных породах, на основании материалов А.В. Рудневой, по этой классификации включено в группу метаморфизованных бокситов.

Нам кажется, что месторождения типа корундовых плагиоклазитов, корундовых сиенитов и сиенит-пегматитов, а также корундовых пород, связанных со вторичными кварцитами, более правильно объединить в группу контактово-метасоматических образований.

Подразделяя корунды содержащие породы по генетическому признаку на первичные корундовые породы и наждаки (метаморфизованные первично-осадочные глиноземистые породы), автор выделяет следующие типы месторождений:

I. Контактово-метасоматические.

1. Корундовые плагиоклазиты, корундовые сиениты и сиенит-пегматиты.

2. Корундовые породы, ассоциирующие со вторичными кварцитами.

## II. Метаморфические.

1. Наждаки (контактово-метаморфизованные бокситы).

2. Месторождения высокоглиноземистых пород, содержащих корунд (месторождения кианита, силлиманита и др.), образованные в результате регионального метаморфизма богатых глиноземом первично-осадочных пород.

## III. Рассыпные месторождения.

Сигангойское месторождение по характеру минерализации и строению рудных залежей примыкает к месторождениям типа корундовых плагиоклазитов, поэтому оно будет рассмотрено нами более подробно.

Месторождения корундовых плагиоклазитов довольно широко распространены в природе. Они известны как в Советском Союзе, так и за рубежом. В СССР наиболее крупное месторождение, имеющее промышленное значение, расположено на Урале (Борзовское месторождение). Небольшие проявления корундовых плагиоклазитов известны на Украине и Кавказе.

Из зарубежных месторождений наибольшую известность имеют месторождения Южной Африки, расположенные в провинции Наталь, Северном и Восточном Трансваале. Аналогичные месторождения изучены в Ньюсаленде и Гане. В США группа месторождений типа корундовых плагиоклазитов образует целую полосу, протягивающуюся от шт. Алабама через штаты Северная Каролина и Джорджия к шт. Пенсильвания. Подобные месторождения также известны в западной части страны в шт. Монтана. Небольшие месторождения этого типа описаны в Шотландии, Бразилии, Австралии. Промышленные месторождения имеются в Индии и на о. Шри Ланка.

В зависимости от минерального состава среди корундовых плагиоклазитов выделяются следующие типы руд: кыштымиты (корунд с основным плагиоклазом от лабрадора до аортита), плюмазиты (корунд с более кислым плагиоклазом — олигоклаз-андезином) и марундиты (корунд с маргаритом и полевыми шпатами). Все три типа пород могут встречаться одновременно.

Ниже приводим краткую характеристику основных типов месторождений корундовых плагиоклазитов.

Борзовское месторождение расположено на восточном склоне Среднего Урала, в верховьях р. Борзовки, в 12 км к северу от ст. Кыштым. Месторождение известно с 1823 г. и к настоящему времени наиболее доступная часть залежей почти выработана. Борзовское месторождение детально изучали В.С.Коптев-Дворников и Е.А. Кузнецов (1931), а впоследствии Л.И.Шабынин (Шабынин, 1949). Описание месторождений приводится главным образом по материалам этих авторов.

Западную часть площади месторождения слагают породы осадочно-метаморфического комплекса, условно относимые к нижнему палеозою и представленные двуслюдянymi, силлиманит-гранатовыми, плагиоклазовыми кристаллическими сланцами и гнейсами с просло-

ями кварцитов и амфиболитов. В метаморфических породах встречаются согласные жилы плагиогранита.

Крайнюю восточную часть площади месторождения занимают нефелиновые и щелочные сиениты и сопровождающие их гнейсы и гнейсо-граниты. Между нефелиновыми и щелочными сиенитами нет резких границ, а наблюдаются постепенные переходы. Нефелиновые сиениты (миаскиты) залегают в щелочных сиенитах в виде дайкообразных тел, выклинивающихся по простирианию.

По наблюдениям Л.И.Шабынина, на контакте миаскитов и гнейсо-гранитов в гнейсо-гранитах появляются тонкие полосы розовых биотитовых эгирин-авгитовых сиенитов, а в гнейсах – большое количество альбита; при этом биотит замещается роговой обманкой. В контакте гнейсо-гранитов и щелочных сиенитов наблюдаются жилы гранитных пегматитов мощностью до 1,5 м. Жилы сиенит-пегматитов не имеют резких границ с вмещающими их сиенитами и характеризуются присутствием авгита. Центральная часть месторождения сложена гнейсовидными гранитами, которые отличаются от восточной полосы гнейсовидных гранитов, сопровождающих сиениты. Они моложе сиенитов и гипербазитов. В ультраосновных породах на контакте с гранитами иногда наблюдается хлоритизация и актинолитизация.

Граниты краевой части массива, и особенно апофиз ответвляющиеся в сторону гипербазитов, мелкозернисты. Кроме того, в граните заметно уменьшается содержание биотита, а с появлением аплитовидных и плагиаплитовидных разностей в ряде случаев микролин вовсе исчезает. В отдельных случаях изменения гранита выражены значительно сильнее, вплоть до появления плагиоклазитов и корундовых разностей последних. Пегматиты и кварцевые жилы в описываемых гранитах редки, мощность их не превышает 50 см. В краевых частях массива гранитоидов иногда появляются шлирообразные выделения и полосы, обогащенные биотитом. Иногда с биотитом ассоциируют силлиманит и гранат.

Ультраосновные и основные породы борзовской серии, к которым приурочены корундовые плагиоклазиты, занимают значительную площадь в центральной части месторождения. Они залегают в виде двух меридионально вытянутых полос, разделенных между собой гранитами. Среди ультраосновных пород преобладают оливинсодержащие разности и продукты их метаморфизма – актинолитовые и хлоритовые сланцы. В оливинсодержащих породах наблюдаются жилкообразные тела пироксенитов. Образование оливинсодержащих пород Л.И.Шабынин связывает с глубоким метаморфизмом пород типа гарнбургитов. Авторы, занимавшиеся изучением этого месторождения, отмечают вторичный характер оливина в описываемых основных и ультраосновных породах. Это, очевидно, характерно для метасоматически измененных основных пород, вмещающих корундовые плагиоклазиты.

На Борзовском месторождении изучено свыше 30 жил корундовых плагиоклазитов. Все они залегают в оливин-пироксеновых породах. Большинство жил группируется вдоль контакта ультраосновных

пород с гранитами, двуслюдяными плагиоклазовыми кристаллическими сланцами и амфиболитами. Лишь отдельные жилы удалены от контакта на расстояние порядка 100–150 м. Жилы круто падают в сторону близлежащего к ним контакта вмещающих ультраосновных пород с породами других комплексов. Весьма характерны процессы деформации жил (складчатость, скручивание, разрывы). Жилы образуют скопления и располагаются кулисообразно. Длина жил достигает 30, изредка 100 м, мощность 50–70 см. На глубину жилы прослеживаются более чем на 20 м.

Жилы сложены кыштымитом, плагиоклазитом, марундитом. Кроме основных поронообразующих минералов – корунда и плагиоклаза – в жилах присутствуют биотит, хлорит, вермикулит, мусковит, серицит, маргарит, диаспор, шпинель, магнетит, апатит, рутил, ильменит, лейкоксен, цеолиты. В распределении минералов нет определенной закономерности. В некоторых случаях краевая часть тел корундовых плагиоклазитов сложена шпинелью и магнетитом (мощность зоны 5–6 см). Встречаются жилы магнетит–шпинель–биотитового состава. Содержание корунда в жилах колеблется в широких пределах 0–90% и в среднем составляет 26–30%.

Залежи плагиоклазитов во многих участках месторождения, как по простиранию, так и в поперечном сечении, связаны внутренними переходами с нормальными гранитными пегматитами, аплитами, сиенит–аплитами. При этом в сложных залежах плагиоклазиты обычно слагают боковые зоны. На Борзовском месторождении окологильные зоны имеют следующую последовательность (от залежи к боковым породам): вермикуловая (или хлоритовая) зона 0,1–0,4 м (до 3 м), актинолитовая зона, нередко сопровождаемая окремнением – 0,3–0,8 м, тальковая зона 0,3 м; серпентинизированная или актинолитизированная порода – 0–30 м; оливин–пироксеновая порода. Отдельные зоны иногда выпадают. Наиболее устойчивы первая и вторая зоны. Определенной закономерности между мощностью окологильной зоны и составом и мощностью жил корундовых плагиоклазитов не существует.

Аналогичные по составу и строению зоны измененных пород наблюдаются иногда в контактах ультраосновных пород с более древними полевошпатовыми породами.

Л.И. Шабынин рассматривает корундовые плагиоклазиты Борзовского месторождения как контактово–метасоматические образования, возникшие в результате десиликации существенно полевошпатовых пород типа пегматитов, аплитов на контакте с породами основного состава при воздействии постмагматических растворов. По мнению этого автора, вследствие метасоматической контракции происходит увеличение содержания глиноэзма на единицу объема десилицированного пегматита и образование корундсодержащих пород.

Небольшие проявления корундовых плагиоклазитов в восточной части Приазовского выступа Украинского кристаллического щита описаны Б.И. Горошниковым с соавторами (Горошников и др., 1965). Жила плагиоклазита мощностью 20–30 см залегает в ультраоснов-

ных породах, которые образуют небольшие тела в докембрийских кристаллических сланцах. Основные породообразующие минералы плагиоклазитовой жилы — корунд, плагиоклаз; в качестве примесей присутствуют биотит, мусковит, шпинель.

Генезис описываемых плагиоклазитов авторы рассматривают с точки зрения представлений Д.С.Коржинского, который образование корундовых плагиоклазитов объясняет биметасоматическими явлениями, происходящими на контакте гипербазитов с различными кремнеконтактными породами при участии постмагматических растворов. Несколько раньше (1963) этими же авторами в Западном Приазовье обнаружены корундсодержащие биотит-силлиманит-плагиоклазовые и биотит-силлиманит-микроклиновые гнейсы, залегающие в толще послойных мигматитов. Глиноземистые образования залегают среди мигматитов в виде маломощных (1,5–7 м), разобщенных между собой пачек. Вокруг корундовых зерен наблюдаются оторочки полевого шпата. Глиноземистые породы пронизаны жилками микроклина.

Образование богатых алюминием пород Д.С.Коржинский связывает с метаморфизмом первично-осадочных глиноземистых пород. Следует обратить внимание на упоминание этим автором, что образование корунда, возможно, связано с источником щелочных пород, обнаруженных в непосредственной близости от корундсодержащих гнейсов.

Месторождения корундовых плагиоклазитов провинции Наталь в Южной Африке изучались А.Дю-Тойтом (Du Toit, 1918), В. Купфербургером (Kupferburger, 1935), а также Е. Ларсеном (Larsen, 1928). В районе корундовых месторождений провинции Наталь преобладают рассланцованные горнблендиты, гранулиты, гнейсы с заключенными в них телами серпентинитов. Эти породы прорваны гранитами и многочисленными дайками пегматитов, аplitов. Мощность и протяженность жилок плагиоклазитов в серпентинитах непостоянны. Корунд концентрируется в центральных частях жил в сопровождении серебристо-белого маргарита. Местами эти два минерала встречаются в виде включений в полевых шпатах. Последний представлен олигоклазом. Содержание корунда неравномерное, местами до 60%. Жилы, залегающие горизонтально, обогащены корундом в верхних частях. В качестве примесей присутствуют фуксит, черный турмалин.

Жила, на основании изучения которой А. Дю-Тойт (Du Toit, 1918) выдвинул гипотезу магматической дисиликации пегматита вультраосновной среде, пересекает контакт гранулита с вмещающим серпентинитом. В нижней части, где она залегает в гранулите, она представлена нормальным пегматитом с кварцем, ортоклазом, плагиоклазом и биотитом. В серпентинитах мощность жилы значительно уменьшается, исчезают ортоклаз и кварцы; кроме того, в жиле появляется корунд. Серпентинит на контакте с жилой изменен — от него в сторону жилы идут слой талька и далее слой коричневой слюды (до 3 м). На контакте с зоной талька серпентинит свежий, но в нем присутствуют отдельные жилы талька (до 20 см мощностью). В жиле появляются многочисленные чечевицеобразные участки и полосы флогопи-

пита. Плагиоклаз представлен основным олигоклаз-андезином. Встречаются жилы кислых олигоклазитов и альбититов, не содержащих корунд; жилы всюду имеют оторочки из биотита и талька.

Месторождения Северного и Восточного Трансвааля наиболее полно описаны А.Л.Холлом (Hall, 1920; 1926), впоследствии В.Купфербюргером (Kupferburger, 1935) и Дж.У. Брандтом (Brandt, 1947). Корундовые плагиоклазиты Северного и Восточного Трансвааля недавно еще являлись самыми крупными источниками природного абразивного корунда за рубежом.

Наиболее крупные месторождения сосредоточены на площади около 3 тыс. кв. миль в районе Питсбурга, Зауспанберга, Летабы, Лиденбурга. Здесь зарегистрировано более 300 участков, на которых разрабатывались или были открыты месторождения корунда. Масштабы коренных месторождений корунда невелики. Основной объект добычи - россыпные месторождения.

Район месторождений сложен метаморфическими породами (гнейсо-гранитами, орто- и парасланцами с телами серпентинитов, пироксенитов и горнблендитов). Метаморфические породы инъецированы гранитами, которые в свою очередь прорваны более молодым интрузивным комплексом Палаборо (граниты, сиениты, габброиды).

Жилообразные залежи корундовых плагиоклазитов залегают в серпентинитах, пироксенитах и реже в амфиболитах. Мощность залежей 0,5-1,2 м. Вокруг корундовых плагиоклазитов развиваются околовильные оторочки из биотита или вермикулита и талька. В жильной массе корунд распределен неравномерно, часто вдоль краев, по контакту жил.

В залежи Молимос в центральной части преобладает олигоклаз и присутствует биотит. В северном контакте полевой шпат исчезает, в слюдистой массе появляются корунд (много) и роговая обманка (немного). В южном контакте слюдяная зона залежи содержит редкие идиоморфные кристаллы корунда до 55 мм длиной. Реже полосы, обогащенные корундом, встречаются в центральных частях жил. В большинстве случаев тело залежи целиком сложено биотит-вермикулитовой массой с промышленным содержанием корунда.

В залежи Айниоки наблюдается интересная вертикальная зональность в распределении корунда, ассоциирующегося с биотитом и мусковитом. В верхней части жилы развиты серицит-мусковитовые породы с небольшим количеством кристаллов корунда, на глубине 1,2 м они сменяются биотитовой породой, сильно обогащенной красноватыми кристаллами корунда. Подробное увеличение содержания корунда в нижних частях жил, сопровождаемое возрастанием количества биотита, отмечено и в других залежах.

Ряд жил корундовых плагиоклазитов имеет пегматоидное грубокристаллическое сложение. В отдельных жилах наблюдается постепенный переход корундового плагиоклазита с участием марундита в пегматит кварц-полевошпатового состава. Присутствие в жилах небольшого количества силлиманита или дистена отмечается довольно часто.

Верхняя часть залежи Нобельтон представлена массивной породой, состоящей из тесно сросшихся кристаллов дистена и корунда, книзу они сменяются биотит-корундовым плагиоклазитом с нацело серицитизированными полевыми шпатами, а еще ниже залегает массивная корундовая порода с остатками серицитизированного полевого шпата. Жила залегает в серпентинизированном роговообманковом пироксените и вдоль контакта оторочена биотитом.

А.Л. Холл (Hall, 1920, 1926) описывает залежь рубиново-дистенового марундита, залегающего в роговообманковой породе в 30 см от контакта последней с гранитом. Залежь имеет чечевицеобразную форму (наибольшая мощность 1,8 м) и сопровождается биотитовой каймой (мощность до 15 см). Книза первая линза выклинивается, за ней следует вторая линза. Главная масса породы сложена дистеном и плагиоклазом, причем последний располагается в промежутках между кристаллами дистена. Отмечаются также скущие прожилки, сложенные дистеном и плагиоклазом. Среди дистен-плагиоклазовой массы неравномерно рассеяны рубиновый корунд, фуксит, биотит. В биотитовой оторочке со стороны контакта, обращенного к граниту, имеются две жилки, сложенные дистеном, почти черным биотитом и плагиоклазом с примесью фуксита. Отмечается развитие маргарита с замещением как плагиоклаза, так и корунда.

В марундитах кристаллы корунда достигают 75 мм. А.Л.Холл подчеркивает связь марундитов со слюдоносными пегматитами.

Месторождения Северной Америки расположены в пределах пояса ультраосновных пород, который протягивается от шт.Алабама на юго-запад до о.Св. Лаврентия, а на северо-восток через штаты Массачусетс, Нью-Джерси, Нью-Йорк, Пенсильвания, Мэриленд, Южная и Северная Каролина (Pratt, 1901; Pratt, Lewis, 1905).

Месторождения описываемого пояса весьма сходны с месторождениями провинции Наталь, но располагаются главным образом в перидотитах и дунитах, как во внутренней зоне массивов, так и вдоль контакта их с гнейсами.

Крунды содержащие породы представляют жилообразные тела в гнейсах и перидотитах и неизменно сопровождаются окологильными зонами метасоматически измененных пород. Нормальный поперечный разрез через жилу от центра к контакту следующий: а) корундовая порода с хлоритом, шпинелью и основным плагиоклазом (1,8-2,4 м); б) бледно-зеленый хлорит; в) энстатит; г) волокнистая тальковая порода; д) обесцвеченный дунит, переходящий в нормальный дунит.

Жилы с окологильными зонами имеют симметричное строение. Если корундовые жилы залегают в амфиболитах, то разрез через жильную зону следующий: в центре располагается полевошпатовая жила (часто с корундом); в обе стороны она сменяется содержащей корунд вермикулитовой оторочкой, к которой примыкает слой радиально-лучистого актинолита. В шт.Северная Каролина корунд встречается также в гнейсах обычно в ассоциации с белой и темной слюдой, гранатом и кианитом.

Характеристика месторождения плагиоклазитов штатов Пенсильвания и Мэриленд приводится по материалам Е.А.Ларсена (Larsen, 1928). Вмещающими породами альбититовых залежей являются серпентиниты нижнекембрийского возраста. Залежи альбититов и кислых плагиоклазитов имеют неправильные в плане очертания. Размеры жил составляют от 10–15 см до 3,0 м в поперечнике и до 150 м в длину. Жилы сложены плагиоклазом, биотитом; в небольшом количестве присутствуют роговая обманка, мусковит, гранат, турмалин и др. Вокруг жил наблюдается реакционная зона, состоящая из слоев вермикулита, амфибала и талька, мощность которых примерно одинакова, а суммарная мощность достигает 15–50 см. Вокруг альбититовых тел имеются прожилки биотита амфибала и талька, проникающие в серпентинит на 1,5–2,0 м. Отдельные прожилки мощностью до 30 см состоят из нескольких зон: центральной с вермикулитом и краевых с амфиболом и тальком. Часть менее мощных прожилков не содержит вермикулита вовсе, а часть – представлена одним тальком. Весьма интересны наблюдения Е.А.Ларсена на месторождении Бринтон. Он описал две жилы альбитита, расположенные в 6 м друг от друга. Серпентинит между этими жилами насыщен прожилками мощностью 15–20 см и состоящими послойно из вермикулита, амфибала, талька и редко полевого шпата.

Подобная картина наблюдается и в других карьерах. Блоки серпентинитов сильно изменены, местами они сохраняются в виде небольших реликтовых участков. Е.А.Ларсен рассматривает эти изменения как более поздние по отношению к серпентинитам (Larsen, 1928).

Месторождение Остраваара (Финляндия). Краткое описание месторождения основано на материалах Е.А.Ларсена (Larsen, 1928). Жилы микроклиновых пегматитов залегают в tremolito-серпентинитовых породах и отделяются от них реакционной трехслойной зоной. Непосредственно к пегматиту прилегает слой биотита содержащий немного турмалина, далее следует слой актинолита, сменяющийся в сторону серпентина хлоритом. Актинолитовый и хлоритовый слои пересечены прожилками и содержат скопления шерла. Маломощные жилы сложены олигоклазом с примесью мусковита, турмалина, хлорита или цоизита. В более молодых жилах центральная часть представлена кварц-микроклиновым пегматитом, а края сложены олигоклазитом.

Месторождение Пикскилл (шт. Нью-Йорк, США) является промышленным и разрабатывается свыше 30 лет. По общей геологической обстановке и характеру минерализации оно очень напоминает изученное нами Сигангойское месторождение. Описание месторождения дается по материалам Дж.Гиллсона, Дж. Кания и Г.М.Фридмана (Gillson, Kania, 1930; Friedman, 1952, 1956).

Месторождение Пикскилл расположено севернее г.Нью-Йорк на берегу р.Гудзон. Корундовые породы залегают в эндо- и экзоконтактовой зоне Кортлендского интрузивного комплекса послеордовикского возраста, прорывающего манхэттенские кристаллические сланцы докембрийского возраста. Кортлендский интрузивный комплекс охватывает разнообразные породы: граниты, сиениты, диориты, габ-

бро, нориты, пироксениты, перидотиты и др. С этим же комплексом связаны жилы аплитов, пегматитов. Промышленные залежи наждака приурочены к восточной "пироксенитовой площади". Породы, контактирующие с рудными жилами, содержат около 15% плагиоклаза, остальное – пироксен. Это так называемые меланориты. Характерной особенностью норитов является развитие крупных пойкилитовых кристаллов бурой роговой обманки, напоминающей базальтическую. В норитах из зоны эндоконтакта, с которыми связаны рудные залежи, пироксены замещены бесцветным амфиболом. Лабрадор в норитах сечется жилками олигоклаза. Манхэттенские кристаллические сланцы в зоне экзоконтакта сильно изменены, метаморфизованы и превращены в кажущиеся сланцеватыми, но плотные агрегаты силлиманита, кианита, андезина, биотита, кордиерита, амфибала. Рудные тела встречаются как в роговиках, так и в изверженных породах. Они сложены темноокрашенными тяжелыми породами, состоящими из корунда, шпинели, магнетита и др. Корунд–шпинель–магнетитовые слои отмечаются в силлиманитовых породах. Авторы отмечают, что в сильно измененных изверженных породах присутствуют мелкие линзы (меньше 3 см) метасоматических (шпинель–корундсодержащих) образований. Дж. Гилсон и Дж. Кания рассматривают месторождение как метасоматическое, образованное автометаморфизующими растворами Кортлендской интрузии.

Корунд–шпинелевые тела в габбровом комплексе Хаддо Хаус, Аберденшир, Шотландия изучены Риддом (Reed, 1931, 1935, 1966), состав и строение рудных тел, а также вмещающих их габброидов и вторичные изменения глиноzemистых минералов аналогичны тем, которые наблюдаются на Сигангайском месторождении и на месторождении Пикскилл.

Массив Хаддо Хаус сложен оливиновыми габбро и норитами, содержит многочисленные включения мелких тел корунд–шпинелевого, шпинель–плагиоклазового, шпинель–магнетит–плагиоклазового состава. Размеры тел невелики – от 3–5 мм до 30 см в длину и до 15 см в ширину. Очень сходные по составу небольшие корундсодержащие тела в диоритах Рейхельштейн в Оденвальде описаны С.Клеммом.

Корундовые месторождения шт. Монтана (США) были изучены С.Е. Клэбо (Clabaugh, 1950, 1952). Этот тип месторождений несколько отличается от вышеописанных: месторождения приурочены к метаморфическим породам. Наиболее детально изучены три месторождения: Бозимэн, Илк–Крик, Бир–Тран. Район изученных месторождений сложен докембрийскими метаморфическими породами: сланцами, гнейсами, кварцитами, мраморами. Метаморфические породы собраны в складки и интрудированы пегматитовыми дайками. Кроме даек пегматита, послойно интрудирующих метаморфические породы, в районе известны дайки андезит–порфира, перидотита.

Среди метаморфических пород наиболее распространены роговообманковые гнейсы, нередко полосчатого сложения. Светлые полосы в гнейсах состоят из микроклина, натрового плагиоклаза и кварца и напоминают гранит.

Корунд-силлиманитовые и тесно ассоциирующие с ними силлиманитовые гнейсы образуют узкую зону в метаморфических породах. Корунд встречается в линзообразных и таблитчатых телах, сложенных полевым шпатом, слюдой и силлиманитом. Мощность линз колеблется от 2–5 до 1,8 см, а в длину они достигают иногда 240 м. Среднее содержание корунда в телах составляет 10%.

Все тела корундсодержащих пород залегают параллельно гнейсогнейсности. Обычно они окружены слоем вермикулитовой породы мощностью 5–15 см. Кристаллы корунда достигают 2,5–10 см в длину. Корунд часто образует скелетообразные выделения. В кристаллах корунда присутствуют включения рутила. Автором описаны очень интересные взаимоотношения корунда и силлиманита, подобные тем, что наблюдаются на Сигангайском месторождении. Скелетообразные кристаллы корунда обычно пересекают и окружают более ранний силлиманит. Силлиманит обычно отсутствует в узкой зоне, непосредственно примыкающей к корунду, так что эти два минерала редко контактируют, хотя часто встречаются вместе. Вероятно, корунд образовался частично за счет силлиманита.

С.Е. Клэбо считает, что корундсодержащие залежи описываемого месторождения образовались в результате регионального метаморфизма осадочных высокоглиноземистых пород.

Корунд-силлиманитовые образования, залегающие в метаморфических толщах, встречаются в Африке, Индии, на о. Шри Ланка.

Из приведенного краткого обзора следует, что в природе существуют различные типы месторождений, в которых корунд ассоциирует с плагиоклазами.

1. Месторождения типа Борзовского на Урале широко распространены в США, Африке. Вмещающими породами являются основные иультраосновные породы. Месторождения этого типа характеризуются наличием метасоматических реакционных окологильных зон, состоящих из биотита, вермикулита, флогопита, хлорита, амфибала, реже энстатита и талька. Мощность зон может превышать мощность самих тел.

2. Месторождения типа Сигангайского известны в США (Пикс-килл), в Шотландии (Хаддо Хаус), ГДР и в других районах. Вмещающими породами таких месторождений являются основные породы. Околоильные зоны вокруг рудных тел характеризуются некоторым своеобразием – значительным развитием зоны плагиоклазита и меньшим развитием хлоритовой и амфиболовой зон.

3. Месторождения корунд-силлиманитовых пород, залегающих в метаморфических толщах (месторождения шт. Монтана, Африки, Индии, Шри Ланка). Большинство исследователей, изучавших эти месторождения, рассматривают их как продукты метаморфизма первично-осадочных пород, однако среди них имеются образования типа корундовых плагиоклазитов. В месторождениях, залегающих в метаморфических породах основного состава, корунд-силлиманитовые породы образуют узкие зоны и небольшие линзовидные тела, очевидно, приуроченные к ослабленным трещиноватым зонам. Последние почти всегда окаймлены биотитовыми гнейсами. Кроме силлиманита и ко-

рунда в них присутствует щелочной плагиоклаз. Кристаллы корунда обычно окружены реакционной каемкой полевого шпата.

Аналогичные изменения наблюдались в рассланцованных гибридных породах зоны экзоконтакта Сигантского месторождения. Плагиоклаз-амфиболовые гибридные породы здесь пронизаны тонкими жилками сиенита, вокруг которых наблюдается интенсивная биотитизация. Биотит замещает амфибол, плагиоклаз альбитизирован. С выделениями биотита иногда ассоциируют сгустковые выделения корунда. Силлиманит также развивается вдоль трещиноватых участков в виде вытянутых узких зон.

Д.С. Коржинский (1941, 1955) относит месторождения корундовых плагиоклазитов к контактовым реакционно-метасоматическим образованиям, возникшим в результате взаимодействия основных и ультраосновных пород с секущими их пегматитами, аplitами, гранитами, диоритами и т.д. в присутствии постмагматических растворов. На контакте подобных неравновесных пород образуется серия реакционных зон. Кроме корундовых плагиоклазов к месторождениям контактового реакционно-метасоматического типа относятся месторождения нефрита, жадеита, асбеста, изумруда, некоторые месторождения талька, вермикулита.

Генезис корундовых плагиоклазитов и других подобных им образований является дискуссионным. Многие зарубежные исследователи (Gordon, 1921) до настоящего времени разделяют точку зрения магматического генезиса корунда в плагиоклазитах, хотя контактно-реакционная природа этих образований была достаточно хорошо обоснована в работах Д.С. Коржинского (1941, 1955), Л.И. Шабынина (1949, 1962) и др.

Наиболее ранние высказывания о генезисе корундовых плагиоклазитов принадлежат И.М. Морозевичу (1897 г.), который предполагал, что корундовые плагиоклазиты образовались в результате кристаллизации особой алюмосиликатной магмы.

Точка зрения о возможности кристаллизации корунда непосредственно из магматического расплава разделялась многими зарубежными исследователями, в частности, для объяснения генезиса расщепленных и гнездовых включений корунда в щелочных сиенитах (Brandt, 1947). Корундовые плагиоклазиты пояса основных пород (штаты Северная Каролина, Джорджия, Массачусетс и др., США), также рассматривались как магматические (Pratt, Lewis, 1905).

Впоследствии теория изверженного происхождения корундовых плагиоклазитов уступила место теории десиликации пегматитового расплава. Впервые эта гипотеза была обоснована Ю.Дю-Тойтом (Du Toit, 1918) на примере изучения месторождений в провинции Наталь (Южная Африка). Здесь жилы корундовых плагиоклазитов, залегающие в серпентинитах, отделены от вмещающих пород серией реакционных зон — зоной коричневой слюды и зоной талька мощностью до 3 м с каждой стороны. В жильных телах корунд ассоциирует с олигоклаз-андезином. А.Дю-Тойт описал характер изменения пегматитовой жилы на контакте с гранулитом и серпентинитом.

По его наблюдениям, пегматитовая жила при переходе из гранулита в серпентинит превращается в корундовый плагиоклазит. Наблюдается уменьшение мощности и появление вокруг нее реакционной оторочки. На основании этих наблюдений А. Дю-Тойт полагал, что корундовые плагиоклазиты образуются в процессе кристаллизации пегматитового расплава, причем происходит уменьшение мощности пегматитовой жилы за счет расходования вещества жилы на образование реакционных оторочек.

Таких взглядов придерживается А. Холл (Hall, 1920), изучивший марундиты Восточного Трансваала, а также С. Гордон (Gordon, 1921), объяснявший происхождение подобных месторождений США.

Корундовые плагиоклазиты Северного и Восточного Трансваала (Hall, 1920; Kupferburger, 1935; Brandt, 1947) представлены жилообразными телами, залегающими в серпентинитах, пироксенитах, реже амфиболитах. Мощность жил 0,5-1,2 м. Вокруг тел корундовых плагиоклазитов развиваются окологильные оторочки из биотита или вермикулита и талька. В описываемом районе отмечаются ассоциации корунда с биотитом, роговой обманкой, дистеном, силлиманитом.

Гипотеза о десиликации пегматитового расплава была горячо поддержанна А.Е. Ферсманом, А.Н. Заварицким, К.Н. Озеровым, В.С. Коптевым-Дворниковым и Е.А. Кузнецовым (1931), Г.А. Соколовым и др. Предполагалось, что реакция шла между гранит-пегматитовым расплавом, который подвергался десиликации, и вмещающим гипербазитом. Замещение последнего происходило под воздействием пневматолитовых растворов, выделявшихся из данного пегматитового расплава. А.Е.Ферсман подробно описал особенности встречной миграции элементов на контакте пегматитов и вмещающих пород (Южный Урал).

Чрезмерное увлечение магматической десиликацией привело к неоправданно широкому использованию ее для объяснения генезиса почти всех типов наждаков и корундов.

Е. Ларсен, основываясь на материалах месторождений плюмазитов и корундовых плагиоклазитов, отверг гипотезу образования этих пород при кристаллизации магматического расплава и его десиликации (Larsen, 1928). По мнению этого автора, корундовые плагиоклазиты образуются гидротермальным путем из высокотемпературных растворов, богатых  $Al_2O_3$ , шелочами  $Na_2O$ , но содержащих небольшое количество  $SiO_2$ . Эту точку зрения поддержали В.Н. Лодочников (1935) и Н.М. Успенский. В основе взглядов В.Н. Лодочникова лежит так называемое правило полярности магматических и постмагматических минералов, которое допускает связь постмагматических растворов кислого состава с ультраосновными интрузиями. Например, известны случаи образования комплекса салических минералов на контакте гипербазитов с более древними кислыми породами, т.е. когда пегматитовая магма отсутствует.

В противоположность этим взглядам с представлениями о десиликации пегматитового расплава с участием летучих компонентов выступил К.А. Власов (1938). Он отмечал следующие особенности, характерные для месторождений типа десилицированных пегмати-

тов: а) все десилицированные пегматиты находятся только в ультраосновных и основных породах; б) десилицированные пегматиты характеризуются наличием значительного количества минерализаторов, в особенности F и B, а также большим содержанием Be, Al, K, Na, Si. Состав и количественные соотношения окислов близки к таковым в гранитных пегматитах; в) реакционные зоны вокруг десилицированных пегматитов можно объяснить только в качестве образований, возникших с участием компонентов вмещающей породы. Значительную роль в реакциях десиликации этот автор отводит минерализаторам F и B, предположительно — катализитическую — кислотам, в особенности HF и HBF<sub>4</sub>.

Еще одно из многих противоречий предложенной гипотезы — неудовлетворительное объяснение факта отсутствия реакционных оторочек вокруг некоторых жил пегматитов, что объясняли, якобы, нединаковой способностью пегматитового расплава к реакциям с вмещающими породами.

В 1937 г. А. Филлипс и Х. Гесс (Phillips, Hess, 1936) предложили гипотезу образования плагиоклазитовых жил и связанных с ними оторочек при реакционном взаимодействии гипербазита с богатой кремнеземом породой в присутствии гидротермального раствора. Такой вывод был получен в результате изучения реакционных оторочек между гипербазитами и боковыми породами осадочного происхождения (филлиты, слюдяные сланцы). Образование этих оторочек они рассматривают как проявление метаморфической дифференциации. По К. Эсколу, в каждой из зон происходит накопление наиболее устойчивого и наименее растворимого в присущих данной зоне химических условиях минерала.

В 1941 г. Д.С. Коржинский опубликовал работу "Контактовые реакционно-метасоматические месторождения". К этому типу месторождений, кроме корундовых плагиоклазов, им отнесены месторождения изумруда, нефрита, жадеита и др. Образование месторождений связано с взаимодействием двух химически неравновесных пород в присутствии поровых постмагматических растворов. Д.С. Коржинский считал, что растворы, вызвавшие контактно-реакционный метасоматоз, могут быть генетически связаны или с магматическими процессами, давшими гипербазиты, или с более молодыми гранитами.

Реакции, протекающие в процессах подобного рода, названы Д.С. Коржинским (1955) биметасоматическими. По мнению этого автора, биметасоматическая гипотеза синтезирует главные положения десиликационной и гидротермальной гипотез. Корундовые и другие плагиоклазиты имеют биметасоматическое происхождение. Реакционные образования в гипербазитах могут залегать в отрыве от контактов в виде метасоматических жил, т.е. представляют в этом случае контактно-инфилтрационные тела. По мнению Д.С. Коржинского, метасоматический процесс образования оторочек в гипербазитах идет в основном, когда инертны глиноzem, кремнезем и магний и вполне подвижны кальций, щелочные металлы.

Взгляды Д.С. Коржинского впоследствии были развиты Л.И. Шабыниным на примере корундовых плагиоклазитов Борзовского месторождения (Шабынин, 1949). Жилы корундовых плагиоклазитов на Борзовском месторождении залегают в оливин-пироксеновых породах и продуктах их метаморфизма, группируясь вдоль контакта ультраосновных пород с гранитами и кристаллическими сланцами. Жилы сложены кыштымитом, плагиоклазитом, марундитом. Кроме основных породообразующих — корунда и плагиоклаза, в жилах присутствуют биотит, хлорит, вермикулит, мусковит, серицит, маргарит, шпинель, дистен и др. Содержание корунда в жилах колеблется от 25–30 до 90%. Залежи плагиоклазитов во многих участках месторождения связаны внутренними переходами с нормальными гранитными пегматитами, аплитами, сиенит-аплитами. В краевых частях жил отмечаются шпинелевые зальбанды. Тела плагиоклазитов сопровождаются симметрично расположеннымми реакционными зонами. Реакционные зоны на Борзовском месторождении расположены в следующей последовательности: вермикулитовая (или хлоритовая) зона (0,1–3 м); актинолитовая зона (0,3–2 м); тальковая зона (0,3–5 м); серпентинизированная порода (30–50 м); оливин-пироксеновая порода.

Л.И. Шабынин рассматривает корундовые плагиоклазиты Борзовского и других подобных месторождений как контактово-метасоматические образования, возникшие в результате десиликации существенно полевошпатовых пород (пегматитов, аплитов и др.) на контакте с породами основного состава при участии постмагматических растворов, возможно, связанных с более молодыми гранитными интрузиями. Кристаллизация корунда происходит в процессе накопления глинозема в телах полевошпатовых пород в результате выноса кремнезема (десиликации).

По подсчетам этого автора, степень десиликации пегматита при замещении его кыштымитом составляет 14%. При десиликации происходит уменьшение первоначального объема породы в 5,5 раза.

Нам представляется, что реакционно-метасоматическая гипотеза образования корундовых плагиоклазитов наиболее обоснована. Однако имеются специфические особенности, закономерные для месторождений, которые трудно объяснить стандартно. Процессы метасоматических замещений на контакте неравновесных пород могут быть весьма разнообразными, не всегда подчинены кажущимся закономерностям и требуют дальнейших исследований.

Сигангойское месторождение относится к контактому реакционно-метасоматическому типу. Корунд-, силиманит-шпинель-магнетитовые породы образовались в результате метасоматического замещения сиенитоподобных пород либо ксенолитов карбонатных пород, а шпинель-плагиоклаз-магнетитовые породы образовались за счет метасоматического замещения габбро.

Рудные тела Сигангойского месторождения имеют сложное строение. Их формирование происходило в течение нескольких стадий минерализации и они отделены от вмещающих пород серией контактово-реакционных зон. Изученная метасоматическая зональность в

общих чертах сходна с зональностью на месторождениях корундовых плагиоклазитов.

В отличие от известных месторождений корундовых плагиоклазитов, для Сигангойского месторождения характерны следующие особенности: а) незначительная мощность окорудных контактово-реакционных зон и смешанный состав зон; б) широкое развитие плагиоклазитовой зоны вокруг рудных тел и соответственно обогащение последних рудными минералами (магнетитом и ильменитом); в) широкое распространение силлиманита, предшествовавшего формированию корунда, и значительное развитие рутила в парагенетической ассоциации с силлиманитом; г) широкое распространение шпинель-плагиоклазовых ассоциаций, сопровождающих корундовые и силлиманитовые породы.

Аналоги Сигангойского месторождения за рубежом – месторождение Пикскилл в шт. Нью-Йорк (США) и корунд-шпинелевые тела в габбровом комплексе Хаддо Хаус, Аберденшир (Шотландия), которые были рассмотрены нами выше.

Изученное Сигангойское месторождение можно рассматривать как месторождение сравнительно бедных корундовых руд со средним содержанием корунда 15–25%. Жилы корундовых пород имеют неоднородное строение, как правило, сложены несколькими минералогическими разновидностями, к которым относятся: корундо-рудные, шпинель-плагиоклаз-рудные, олигоклаз-силлиманитовые, рутил-корундовые и др. Распределение корунда в жилах неравномерное.

Шпинелевые руды месторождения Тигир-Тайджан имеют более низкие абразивные качества. К кондиционным рудам могут быть отнесены руды с содержанием шпинели 30% и выше. На месторождении преобладают породы с содержанием шпинели от 5 до 25–30% (фас-сант-шпинелевые, шпинель-фассаитовые породы).

Несмотря на сравнительно небольшие запасы и невысокое качество руд, изученное Сигангойское месторождение представляет практический интерес. Месторождения корундовых плагиоклазитов Сигангойского типа могут иметь промышленное значение. Так, в США месторождение Пикскилл, весьма сходное с Сигангойским, разрабатывается свыше 30 лет.

Вышеприведенные исследования свидетельствуют о том, что для данного типа месторождений характерны следующие поисковые признаки: а) приуроченность месторождений к габбровому комплексу когтакского типа; б) появление щелочных фаций в эндоконтактовых зонах интрузии; в) наличие зон дробления, которые могли служить путями проникновения гидротермальных растворов.

К косвенным признакам относятся: интенсивные изменения вмещающих пород – зоны калишпатизации, альбитизации, силлиманитизации, замещение габбро меланократовыми породами.

Из-за слабой изученности района можно ожидать обнаружения новых интрузивных комплексов когтакского типа.

Интересные результаты могут быть получены при разведке на глубину Сигангойского месторождения и других проявлений, приуроченных к Когтакскому массиву.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Шпинелевые и корундовые породы месторождений Сигангойское и Тигир-Тайджен образовались в результате проявления метасоматических процессов, связанных с формированием габбровой интрузии.

2. Формирование габбрового массива происходило в условиях магматического замещения доломитовой толщи; при этом происходило образование магнезиальных фаций в эндоконтактовой зоне габбровой интрузии.

3. Глиноzemистые метасоматиты относятся к высокотемпературным образованиям магматической стадии и подразделяются на две группы: шпинель-фассаитовые породы представляют магнезиальные скарны ранней магматической стадии и силиманин, корунд-, шпинель-плагиоклазовые образования связаны с завершающей стадией формирования габбрового комплекса.

4. Корундсодержащие рудные тела формировались в несколько стадий минерализации и отделены от вмещающих габбро серией kontaktово-реакционных зон.

5. Формирование глиноzemистых метасоматитов обеих групп происходило в условиях высокой подвижности глиноэзма и титана.

6. Корундовые породы Сигангойского месторождения в общих чертах сходны с образованием типа корундовых плагиоклазитов; отличительной особенностью этих пород является значительное содержание в рудных телах магнетита, ильменита, шпинели; широкое развитие силиманиита, предшествовавшего формированию корунда и шпинели; появление зоны плагиоклазита в составе kontaktово-реакционных зон вокруг рудных тел.

7. Источником глиноэзма, титана, рудного вещества и др. для формирования рудных тел служили вмещающие когтактские габбройды.

## ОБЪЯСНЕНИЯ ТАБЛИЦ

Таблица I

Структурные разновидности пород магнезиально-скарновой формации

*a* - шпинель-фассаитовый скарн с мелкими выделениями шпинели на стыках зерен фассаита. Увел. 72, без анализатора, шл. Т/57; *b* - шпинель-фассаитовый скарн с узелковидными скоплениями шпинели. Увел. 24, без анализатора, шл. Т/40; *c* - характер распределения тонкодисперсного рудного вещества в шпинели. Увел. 150, без анализатора, шл. 43; *d* - бруцитовый мрамор; видны скоруповато-волокнистые выделения брусита. Увел. 150, с анализатором, шл. 777; *e* - прожилковидные скопления форстерита и шпинели в магнезиальном скарне. Увел. 24, без анализатора, шл. Т/60

Таблица II

Характер замещения шпинель-фассаитовых магнезиальных скарнов известково-скарновыми минералами

*a* - зональный гранат - ксантофиллитовый прожилок в фассаитовом скарне. Увел. 72, без анализатора, шл. Т/14; *b* - лучистые агрегаты ксантофиллита. Увел. 72, без анализатора, шл. Т/36; *c, d* - коррозия и замещение шпинели ксантофиллитом: *c* - увел. 150, без анализатора, шл. Т/63; *d* - увел. 75, без анализатора; *e* - замещение шпинели диаспором; шпинелевые кристаллы замещены нацело с сохранением небольших реликтов в центре и ажурной сетки из рудных минералов. Увел. 72, с анализатором, шл. 104

Таблица III

Структура пород зоны осветленного, хлоритизированного габбро и плагиоклазита

*a* - постепенный переход хлоритизированного габбро в плагиоклазитовую породу. Увел. 24 с анализатором, шл. К-16-4; *b* - двойная келифитовая камка хлорита вокруг измененного зерна оливина. Увел. 150, с анализатором, шл. 571/2; *c* - структура плагиоклазита; видны крупные выделения плагиоклаза среди мелкокристаллической массы. Увел. 72, с анализатором, шл. 54

Таблица IV

Структурные особенности гидридных пород зоны эндоконтакта габбрового массива

*a* - общий вид структуры порfirитоподобной породы. Увел. 24, без анализатора, шл. 2150; *b, c* - развитие крупных порфировых выделений плагиоклаза за счет метасоматического замещения мелкозернистой роговообманково-плагиоклазовой массы. С анализатором, *b, c* - увел. 72; *d* - увел. 150

Таблица V

Разновидности силлиманитовых пород

*a* - рутил-силлиманитовая порода, сложенная таблитчатыми выделениями силлиманита. Увел. 72, с анализатором, шл. 127; *b* - силлиманитовая порода со скоплениями рудных минералов. Увел. 72, без анализатора; *c* - тонкоигольчатый силлиманит в олигоклаз-силлиманитовой породе. Увел. 24, с анализатором, шл. 12/3; *d* - силлиманит-олигоклазовая порода с длиннопризматическими кристаллами силлиманита. Увел. 72, без анализатора, шл. 127

Таблица VI

Форма кристаллов корунда, взаимоотношения корунда и силлиманита в корундовых породах

*a* - скопления шестоватых кристаллов корунда (с унаследованной от силлиманита формой), шл. 74/65; *b* - призматические кристаллы корунда, шл. 73; *c* - реликты "тающего" тонкоигольчатого силлиманита в корундплагиоклазовой массе, шл. 575/7; *d* - разъединение тонкоигольчатого силлиманита реакционной каемкой плагиоклаза вокруг новообразований корунда, шл. 74; *e* - корунд-силлиманитовая порода; видна реакционная каемка плагиоклаза вокруг новообразований корунда, шл. 575/3; *f* - две генерации корунда; шестоватые кристаллы в верхней части снимка - первая генерация, призматические кристаллы в темной рудной массе в нижней части снимка - вторая генерация, шл. 47, без анализатора; *a, b, c, e* - увел. 72; *d* - увел. 90; *f* - увел. 150

Таблица VII

Структурные особенности корундово-рудных пород

*a* - характер замещения рудными минералами шпинель-плагиоклазовой породы; обр. 98; натур. вел.; *b* - таблитчатые реликты силлиманита и замещающие их кристаллы корунда погружены в шпинель-рудную массу. Увел. 72, с анализатором, шл. 43; *c* - порфиробластовые выделения корунда, увел. 48, с анализатором, шл. 15; *d* - темные "ядра" в кристаллах корунда - включения тонкоигольчатого рутила. Увел. 72, с анализатором, шл. 38; *e* - сидеронитовая структура. Увел. 43, с анализатором

Таблица VIII

Шпинель-плагиоклаз-рудные породы

*a* - виден постепенный переход от шпинель-плагиоклазовой породы в краевой части рудной жилья к плагиоклазитовой. Увел. 45, с анализатором, шл. 54; *b* - структура распада ильменита (белые полосы) в магнетите, полиров.шлиф; *c* - структура распада рудных минералов в шпинели; шпинелевая порода из краевой зоны рудного тела, шл. 55; *d* - деталь структуры шпинель-рудной породы; *e* - полосчатое распределение рудных минералов в шпинель-плагиоклазовой породе без анализатора, шл. 82; *b, c, d* - увел. 72; *d* - увел. 150

Таблица 1

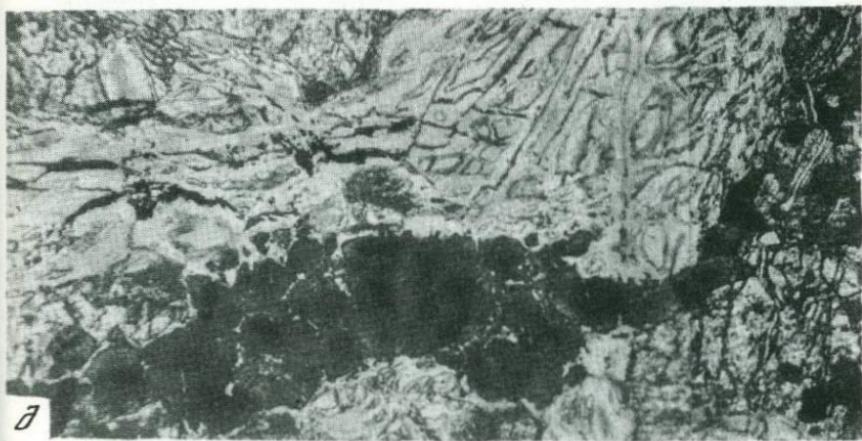
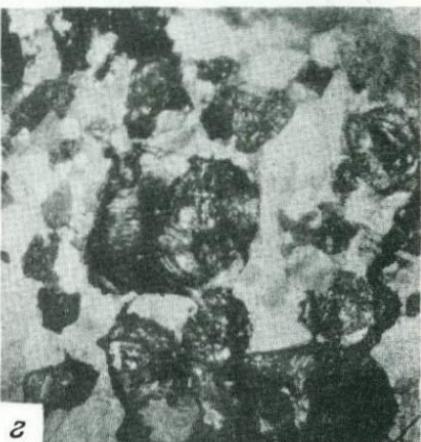
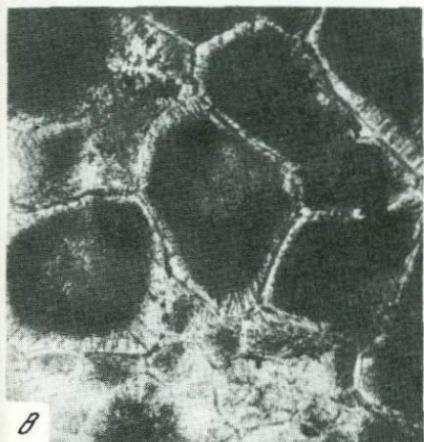
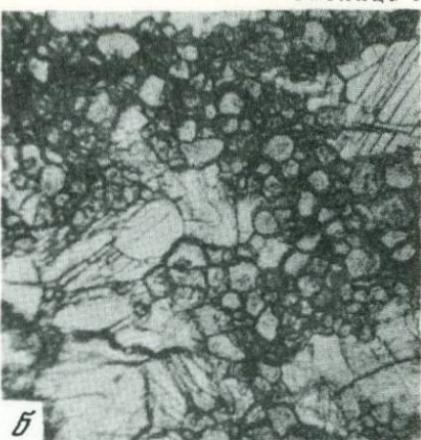
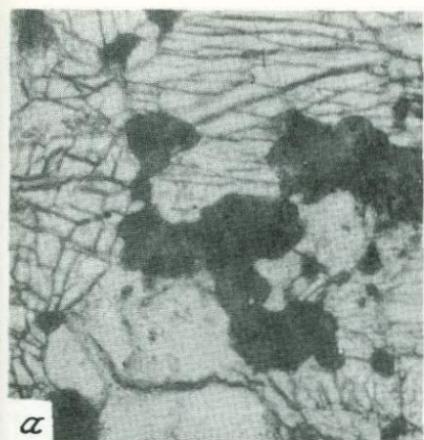
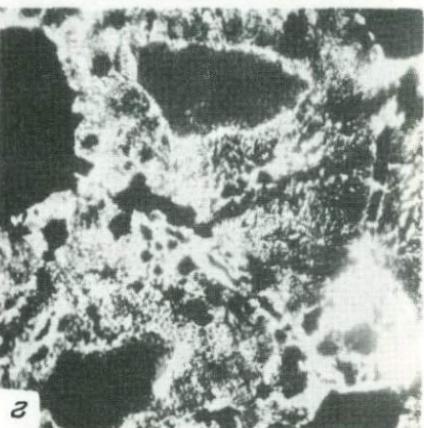
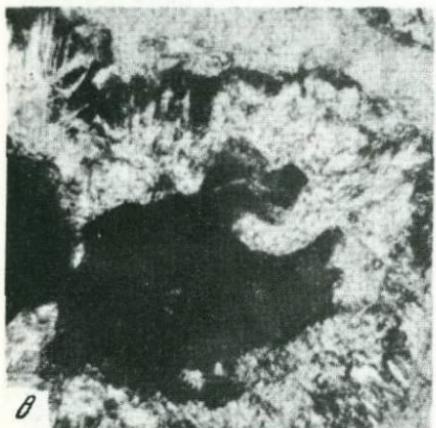
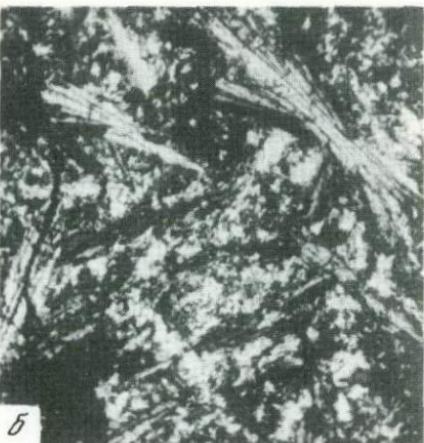
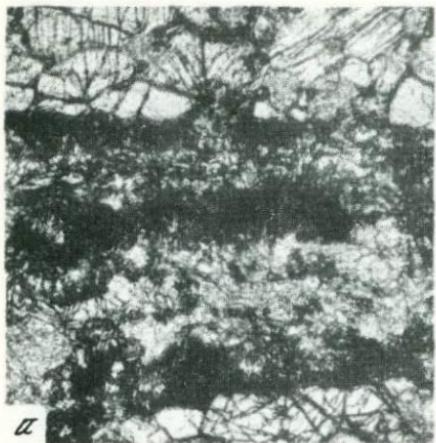
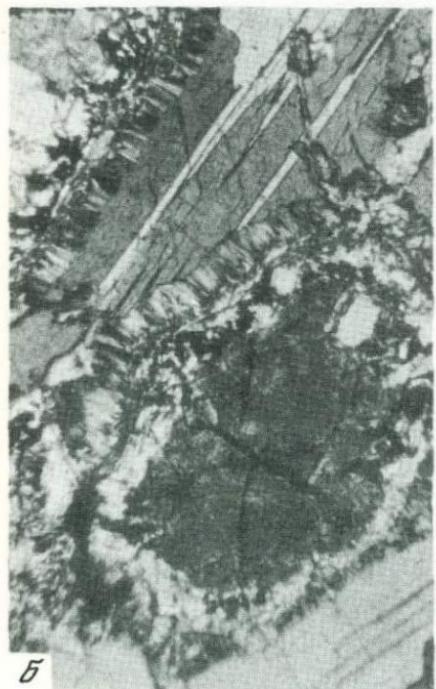


Таблица II

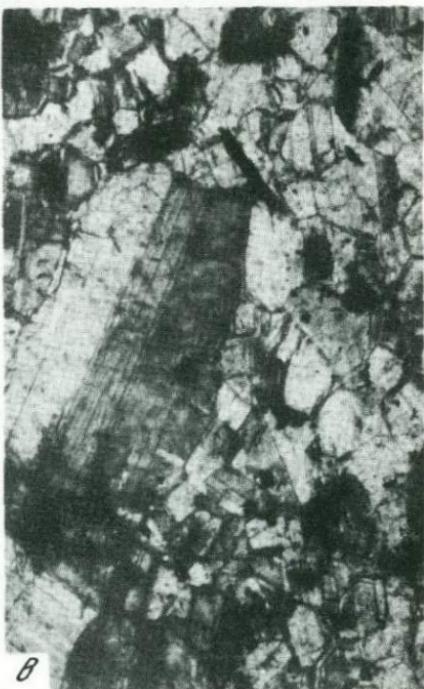




α



β



γ

Таблица IV



α



β



γ

Таблица V



α



β



γ



δ

Таблица VI

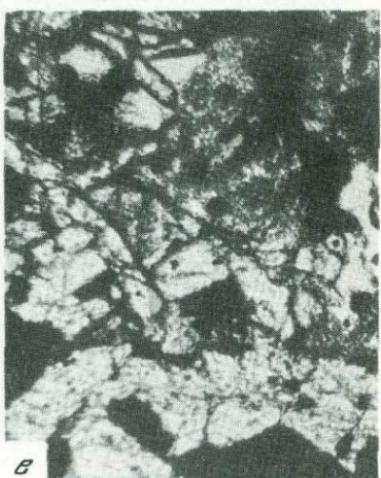
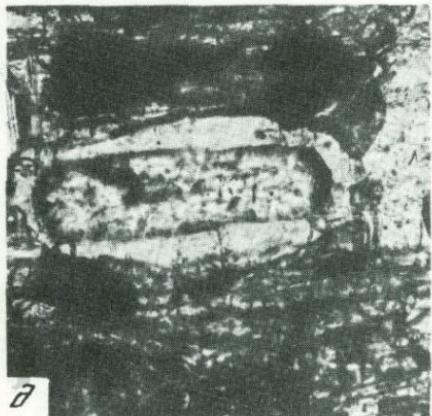
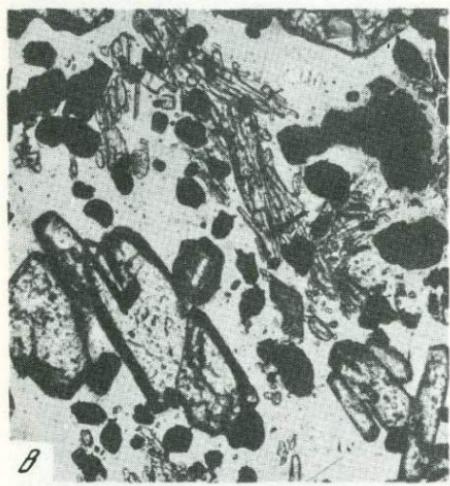
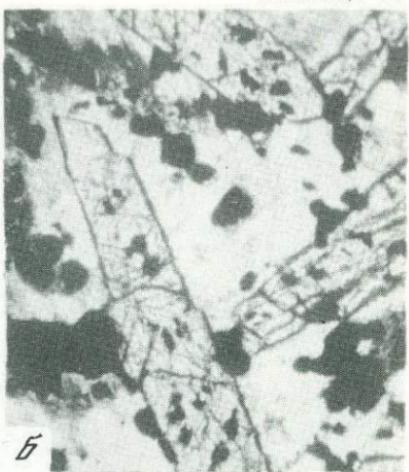
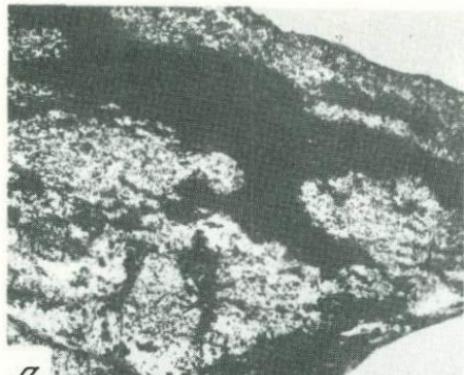


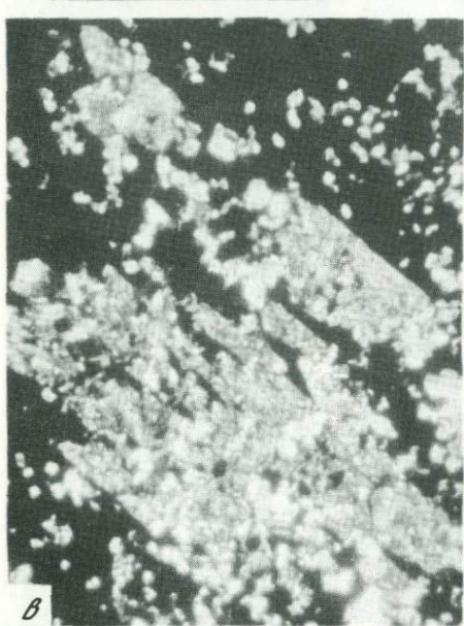
Таблица VII



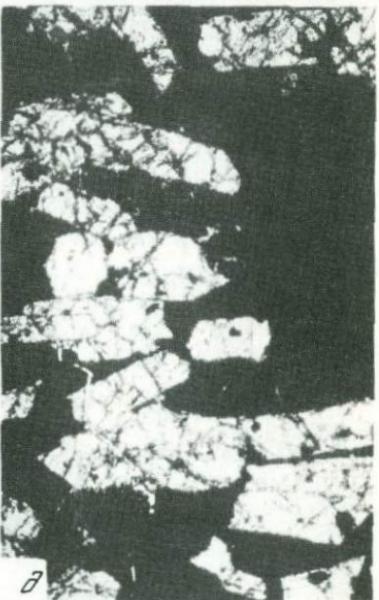
α



β



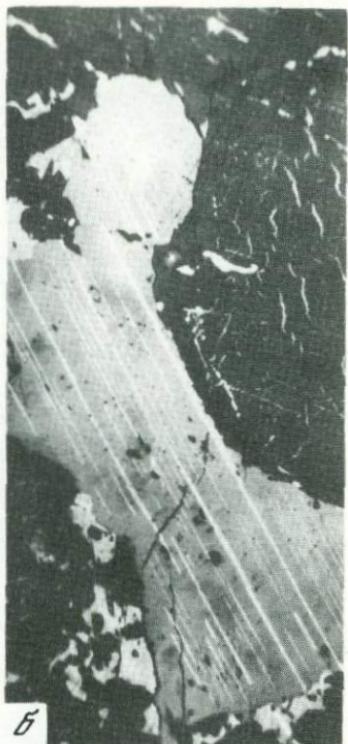
γ



δ



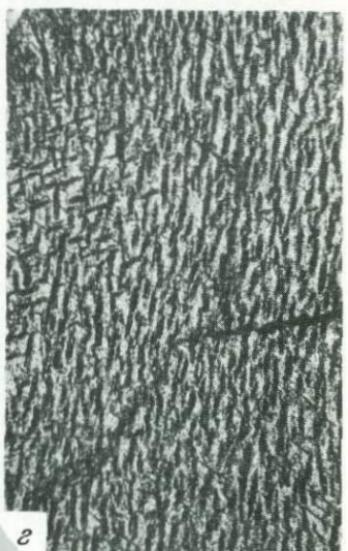
α



β



δ



ε

## ЛИТЕРАТУРА

- Винчелл А.Г. Оптическая минералогия. М., ИЛ, 1953.
- Власов К.А. О теории десиликации гранитных пегматитов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1938, № 2.
- Власов К.А., Кутукова Е.М. Изумрудные копи. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Горошников Б.И., Шрубович Ф.В. О новой находке корунда на Украине. — Зап. ВМС, 1963, ч. 92, вып. 3.
- Горошников Б.И., Байраков В.В., Бочков А.А. О новом типе корундовой минерализации в докембрии Украины. — Докл. АН СССР, 1965, т. 163, № 2.
- Гурулев С.А. Геология и условия формирования Йоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. М., "Наука", 1965.
- Гурулев С.А., Гурулева Н.Н., Трунева М.Ф. Магнезиальные скарны в Йоко-Довыренском габбро-перидотитовом массиве. — Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 3.
- Жариков В.А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Колесник Ю.Н., Гулецкая Э.С. Парагенетические типы корундов. — Геол. и геофиз., 1968, № 2.
- Койфман М.И. Требования промышленности к качеству минерального сырья. Корунд и наждак. М., Госгеолиздат, 1947, вып. 37.
- Коптев-Дворников В.С., Кузнецова Е.А. Борзовское месторождение корунда. — Труды Ин-та приклад. минер., 1931, вып. 47.
- Коренбаум С.А. Минеральные парагенезисы тальковых месторождений. М., "Наука", 1967.
- Коржинский Д.С. Контактовые реакционно-метасоматические месторождения. — Докл. АН СССР, 1941, т. 33, № 2.
- Коржинский Д.С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. — Труды Ин-та геол. наук. Сер. петр. прогр., 1947, вып. 29.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М., "Наука", 1965.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., "Наука", 1964.
- Курбатов С.И., Соловьевикова Л.Л. Месторождения корунда, шинели и титаномагнетита в Хакасской автономной области Сибирского края. — Труды Ломоносовского ин-та, 1936, вып. 5.
- Левченко С.В. Геологическое обоснование металлогенеза доплатформенных этапов развития Кузнецко-Минусинского рудного района. Автореф. дис. на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. М., 1970.

- Лодочников В.И. О так называемой десиликационной гипотезе. - Пробл. сов. геол., 1935, т. 5, № 1.
- Мусин Р.А. Генетические типы месторождений корундовых руд как разновидности глиноzemистых формаций. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Наседкина В.Х. Особенности состава и происхождение высокоглиноzemистых пород северо-восточной части Алтая-Саянской складчатой области. Автореф. дис. на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. М., 1973 (Моск. геолог.-развед. ин-т).
- Наседкина В.Х., Ипатов М.М. Глиноzemистые образования Батеневского кряжа и западного склона Восточного Саяна. - В кн.: Метаморфология осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., "Наука", 1970.
- Озеров К.Н. О зависимости формы кристаллов корунда от химического состава среды. - Докл. АН СССР, 1945, т. 47, № 1.
- Онтоев Д.О. Описание магнетитовых руд Кустанайской области. - В кн.: Магнетитовые руды Кустанайской области. Изд-во АН СССР, 1958.
- Павлов Д.И. Анзасское магнетитовое месторождение и участие хлора в его формировании. М., "Наука", 1964.
- Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты. М., "Наука", 1966.
- Пятницкий П.Д. Изумруды, их местонахождение и происхождение. - Труды Украинск. геол. гидрофиз. треста, 1934.
- Руднева А.В. Генезис Сигангойского месторождения наждака в Хакасии. - Зап. Всесоюз. минер. об-ва 1956, вып. 4.
- Романович И.Ф. Зональность тальковых месторождений Урала и Сибири. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VI. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Романович И.Ф. О генезисе метасоматических зон тальковых месторождений типа горы Листяной на Южном Урале. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1960, т. XXXV, вып. 2.
- Соколов Г.А., Павлов Д.И. К геохимии титана в метасоматическом процессе. - Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 2.
- Тимофеевский Б.А. Верхне-Сигангойское месторождение наждака в Хакасии. - Вест. Зап.-Сиб. геол. треста, 1937, № 1.
- Татаринов П.Л. Лабинское месторождение хризотил-асбеста на Северном Кавказе. - Материалы центр. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та. Полезн. ископ., сб. 2. М., 1935.
- Трегер В.Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., ИЛ, 1958.
- Халфин С.Л. Петрология Когтакского габбро-монцонит-сиенитового комплекса. Новосибирск, "Наука", 1965.
- Шабынин Л.И. Верхне-Сигангойское месторождение наждака. - Вест. Зап.-Сиб. геол. упр., 1940, № 3, 4.
- Шабынин Л.И. Генезис корундовых плагиоклазитов. Автореф. дис. на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук, 1949. (Моск. геол.-развед. ин-т).
- Шабынин Л.И. О некоторых особенностях образования рудоносных скарнов в доломитовых контактах. - Геол. рудн. местор., 1961, № 1.
- Шабынин Л.И. О некоторых kontaktово-реакционных образованиях в гипербазитах. - Труды 1-го Уральск. петрограф. совещ. Свердловск, 1962.
- Шабынин Л.И. О фассаитовом характере клинопироксена магнезиальных скарнов. - Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 6.
- Шабынин Л.И. Формация магнезиальных скарнов. М., "Наука", 1973.
- Шабынин Л.И. О границах термина "фассаит" и некоторых различиях пироксеновых пород формации магнезиальных скарнов. - В кн.: Метасоматиты и оруденение. М., "Наука", 1975.

- Ярошевич В.М. О структурно-фацальных зонах кембрия восточного склона Кузнецкого Алатау. — Докл. АН СССР, 1958, т. 121, № 2.
- Ярошевич В.М. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений Батеневского кряжа, хр. Аэры-Тал и бассейна р. Белый Июс. — Труды Ин-та геологии СО АН СССР, 1962, вып. 17.
- Brandt J.W. Corundum indicators basic rocks and associated pegmatites in the northern Transvaal. — Transaction a. Proc. of the Geol. Soc. of Africa, 1947, vol. 49.
- Clabaugh S.E. Corundum deposits of Gallatin a. Madison counties Montana. — Geol. Survey Bull., 1950, N 969.
- Clabaugh S.E. Corundum deposits of Montana. — Geol. Survey Bull., 1952, N 983.
- Coorlay P.G., Kumarapeli P.S. Corundum in biotit-sillimanit gneise from near Polganawella. Ceylon. — Geol. mag., 1960, vol. 37, N 6.
- Du Toit A. Plumasite (corundum aplite) and titaniferous Magnetite Rocks from Natal. — Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1918, N 2.
- Du Toit A. The origin of corundum aplite. — Economic Geol., 1928, vol. 33, N 7.
- Friedman G.M. Sapphirine occurrence of Cortland. N.I. — Amer. Miner., 1952, vol. 37.
- Friedman G.M. The origin of spinel-emery deposits with particular reference to those of the Cortland complex. — New York museum. Bull., 1956, N 351.
- Gillson J.F., Kania J.E.A. Genesis of the Emery Deposits near Peekskill. — Econ. Geol., 1930, vol. 25, N 5.
- Gordon S. Desilicated Granitic Pegmatites. — Proceed. Academ. Nat. Sci., Philadelphia, 1921.
- Hall A.L. Corundum in the Northeren and Eastern Transvaal. Union of S. Af. — Geol. Survey Mem., 1920, vol. 15.
- Hall A.L., Nel L.T. On an occurrence of corundum-sillimanite rock in the norite of the Bushveldt Igneous Complex west of Lidenberg. — Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1926, vol. 29.
- Larsen E. A Hydrothermal origin of corundum and albite Bodies. — Econ. Geol., 1928, vol. 22, N 4.
- Kupferburger W. Corundum in the Union of Af. — Geol. ser. Bull., 1935, N 6.
- Phillips A., Hess H. Metamorphic differentiation of contacts between serpentinite a. siliceous country rocks. — Amer. Miner., 1936, vol. 21, N 6.
- Pratt I.H. The occurrence a. distribution of corundum in the United States. — Bull. of Un. St. Geol. Survey, 1901, N 180.
- Pratt, Lewis. Corundum and peridotites of western North Carolina. — Geol. Survey, 1905, vol. 1.
- Reed H. On corundum-spinel xenoliths in the gabbro of Haddo House, Aberdeenshire. — Geol. mag., 1931, vol. 68, N 608.
- Reed H. The Gabbros and associated xenolithic complexes of the Haddo House district, Aberdeenshire. — Quart. Journ. geol. Sos. London, 1935, vol. 91, N 364.
- Reed H. On ortonite containing spinel xenoliths with Late Diaspore at Mill of Boddom. Insch. Aberdeenshire. — Pros. Geol. Assoc., 1966, vol. 77.
- Tilley E. Aluminous pyroxenes in metamorphosed limestones. — Geol. Mag., 1938., vol. 75.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

<u>Предисловие</u>	3
<b>Глава I</b>	
<u>Общие сведения</u>	5
Краткие сведения об изученности месторождения корундовых и шпинелевых пород	-
Особенности геологического строения района	6
<b>Глава II</b>	
<u>Характеристика месторождений глиноzemистых пород</u>	12
Сигаигойское месторождение	-
Месторождение Тигир-Тайджан	27
Метасоматическая зональность	30
<b>Глава III</b>	
<u>Петрографический очерк метасоматических образований</u>	35
Образования магнезиально-скарновой формации	-
Метасоматически измененные породы зоны эндо- и экзоконтакта габбрового массива	42
Силиманин-, корунд-, шпинельсодержащие высокоглиноzemистые образования	55
<b>Глава IV</b>	
<u>Основные черты генезиса корундовых и шпинелевых пород</u>	72
<b>Глава V</b>	
<u>Генетические типы месторождений корунда</u>	78
<u>Заключение</u>	94
<u>Объяснения таблиц</u>	95
<u>Литература</u>	105

---

Венера Хайрушевна Н а с е д к и н а

## МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОРУНДОВЫХ И ШПИНЕЛЕВЫХ ПОРОД ЮГО-ЗАПАДНОГО СКЛОНА БАТЕНЕВСКОГО КРЯЖА

Утверждено к печати Лабораторией осадочных полезных ископаемых

Редактор В.В. Наседкин. Редактор издательства Т.Б. Гришина

Художественный редактор И.К. Каправова. Технический редактор Н.М. Бурова

Подписано к печати 2/XI - 77 г. Т - 18621. Усл. печ. л. 6,8. Уч.-изд. л. 7,3

Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсет. № 1. Тираж 600 экз. Тип. зак. 688. Цена 75 коп.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94<sup>а</sup>

1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

75 коп.

