

В. Г. ФОМИНЫХ,
Ю. П. КРАЕВА,
Н. В. ЛАРИНА

ПЕТРОЛОГИЯ
И РУДОГЕНЕЗИС
КАЧКАНАРСКОГО
МАССИВА

СВЕРДЛОВСК

АКАДЕМИЯ НАУК СССР · УРАЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

В. Г. ФОМИНЫХ,
Ю. П. КРАЕВА,
Н. В. ЛАРИНА

ПЕТРОЛОГИЯ
И РУДОГЕНЕЗИС
КАЧКАНАРСКОГО
МАССИВА

СВЕРДЛОВСК
1987

УДК 552+553.311(470.52)

Фоминых В. Г., Краева Ю. П., Ларина Н. В. **Петрология и рудогенезис Качканарского массива**. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 184 с.

Описано геологоструктурное положение Качканарского массива и особенности размещения в нем титаномагнетитовых руд. Детально охарактеризован вещественный состав руд и вмещающих пород. Показаны основные закономерности распределения рудообразующих элементов (железа, титана и ванадия) в рудном поле в связи с комплексным использованием титаномагнетитов. Рассмотрены балансы распределения отдельных элементов. Установлена и описана зональность массива и оруденения.

Приводятся геолого-минералогические, петрохимические и геохимические признаки, характеризующие малотитанистый (качканарский) тип титаномагнетитового оруденения. На основе данных термобарометрии рудных и силикатных парагенезисов существующих минералов и распределения алюминия в клинопироксенах и амфиболах рассмотрены вопросы РТ-условий формирования пироксенитов и титаномагнетитовых руд качканарского типа.

Книга будет интересна геологам и геохимикам, изучающим геологию и формирование месторождений железа и титана.

Табл. 32. Ил. 144. Библиогр. 156 назв.

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР А. М. Дымкин

Рецензенты
доктор геолого-минералогических наук И. А. Малахов,
кандидат геолого-минералогических наук Л. Д. Булыкин

ВВЕДЕНИЕ

Урал — крупнейшая в мире провинция титаномагнетитовых месторождений, различающихся геологической позицией, составом руд, вмещающих пород и условиями формирования [76]. В связи с возрастающей потребностью в сырье для черной металлургии Урала, которая уже не может быть обеспечена только за счет богатых железорудных контактово-метасоматических месторождений, остро встает вопрос о более широком использовании титаномагнетитовых руд, являющихся ценным природно-легированным сырьем.

Качканарское рудное поле — универсальный природный объект, которому нет равных в мире по масштабам развития титаномагнетитового оруднения. Его месторождения являются характерными представителями малотитанистого ванадийсодержащего типа вкрапленных титаномагнетитовых руд, располагающихся в основном в пироксенитах и продуктах их изменения (горнблендитах, амфиболизированных и фельдшпатизированных пироксенитах). Оруднение локализуется обособленными участками, границы которых выделяются по бортовому содержанию общего железа (свыше 14 %). При содержании железа ниже 14 % магнетитовые пироксениты считаются некондиционными. Рудные залежи часто постепенно переходят в слабооруденелые и безрудные породы.

Пироксениты качканарского типа — широко распространенные породы Платиноносного пояса Урала. Они входят в состав дунит-пироксенитовых комплексов, где слагают краевые части дунитовых массивов на контакте с габброндами. Обычно рудные пироксениты располагаются в удалении от контакта; сама же контактная зона сложена сидеронитовыми дунитами или дунитами повышенной железистости, далее оливинитами, верлитами и оливиновыми пироксенитами. Магнетитовые пироксениты, обычно безоливиновые, слагают последнюю зону в этом зональном комплексе.

Оруднение качканарского типа известно в дунит-пироксенитовых комплексах не только Урала, но и в других регионах: Алтае-Саянской складчатой области, на Кольском полуострове, Алданском щите — Кондерский и Индглинский массивы и др.

Как один из важнейших генетических типов железорудных месторождений качканарский тип является сложным, и до последнего времени вопросы происхождения пород и руд его однозначно не решены. Значительное число исследователей рассматривали титаномагнетиты как образования магматогенные и относили их к разряду продуктов гравитационной и кристаллизационной дифференциации базальтовых магм или обособления рудного расплава в силикатном в результате процессов ликвации [8—13, 59, 63—67, 38, 101]. Однако еще А. Н. Заварицкий [38], рассматривая пироксениты Платиноносного пояса как кайму, возникшую на контакте дунитов и габброидов под воздействием

габброидных расплавов на твердые дуниты, высказал мнение о метасоматической природе титаномагнетитового оруденения. Эти идеи впоследствии развивали Д. С. Штейнберг, В. Г. Фоминых, А. А. Ефимов, Л. П. Ефимова [140, 143, 144, 147, 117, 120, 122, 126, 134, 30—36] и др. Д. С. Штейнбергом [140] и Н. М. Успенским [114] доказана метасоматическая природа титаномагнетитовых руд, а А. А. Ивановым, И. К. Латышем [46] — пневматолитовая. А. Н. Заварицкий [37, 39, 40] предложил выделить среди магматогенных, рудных месторождений, образовавшихся путем кристаллизационной дифференциации, два типа месторождений — аккумулятивный и фузивный. Наиболее типичным представителем последнего А. Н. Заварицкий [39] называл Качканарское месторождение. Единственным доказательством метасоматоза он считал наличие в новообразующейся породе или руде несмешанных обломков боковых пород, чего на Качканаре, по его данным, нет. Предлагая понятие фузивного типа месторождений, А. Н. Заварицкий [39] пишет, что оно введено им, чтобы «избегая по возможности гипотез о способе обособления рудного вещества, отметить чрезвычайно характерную черту такого рода месторождений, заключающуюся в том, что рудное вещество в них было в подвижном, вероятно, жидком или подобном ему состоянии, в то время когда силикатная часть породы, заключающая в себе это рудное вещество, была в состоянии кристаллическом...» (с. 766).

Качканарский габбро-пироксенитовый массив и его титаномагнетитовые руды издавна привлекали внимание исследователей. Впервые железные руды горы Качканар описаны в 1770 г. академиком П. Палласом в работе «Путешествие по разным местам Российского государства», где отмечается большое количество руд, сконцентрированных в одном месте, и указывается, что эти руды местному населению — vogulам — известны давно [77].

В последующие годы упоминания о Качканарском месторождении встречаются в работах различных авторов, посетивших район месторождения или занимавшихся коллекционированием пород и руд [2, 3, 27, 42, 56]. Эти работы касались в основном региональных вопросов геологического строения Урала. Наиболее полное описание Качканарского месторождения дано Р. И. Мурчисоном и др. [70].

Первой специальной работой, посвященной изучению пород Качканара с применением микроскопических исследований, явилась работа А. П. Карпинского «Авгитовые породы деревни Мулдааково и г. Качканар» [51], в которой приводится детальное петрографическое описание пироксенитов и других пород Качканарского массива. В последующие годы к пироксенитам Качканарского массива привлекается значительное внимание исследователей с целью промышленного использования руд месторождения. В 1875 г. на южном склоне горы Качканар впервые пройдена разведочная штольня, затем разведочные работы на богатые магнетитовые руды проводили ряд горных инженеров на водоразделе между реками Выей и Большой Гусевой. В 1882 г. впервые по данным этих работ С. Ф. Глинкой опубликовано описание геологического строения Качканарского массива, а руды месторождения охарактеризованы А. А. Краснопольским [56].

Позднее, в 1895—1896 гг., на месторождении Гусевых гор проводились небольшие разведочные работы, которые, как и предшествующие исследования, не выявили ожидаемых залежей сплошных руд. В 1898 г. впервые был разбурен один из участков месторождения в районе

«Магнитной Ямы» и установлено, что магнитный железняк залегает в виде мощных, но невыдержаных по простиранию жил восточного и северо-восточного простирания, быстро выклинивающихся на глубину.

В 1899—1900 гг. залежь богатых руд была разбурена Е. Н. Барбот-де-Марни [3] в районе штолни Ободовского. Было подтверждено наличие среди пироксенитов небольших, но богатых по содержанию железа шлиров и жил магнетитовых оливинитов. Одновременно с бурением Е. Н. Барбот-де-Марни впервые в России провел магнитную съемку с целью выявления участков с высоким содержанием магнетита. Выявленные участки были разбурены, и обнаружены пироксениты с густой вкрапленностью магнетита. Работы этого периода касались только участков рудных пироксенитов массива.

В связи с резко возросшей потребностью в платине с начала XX столетия дунит-пироксенитовая формация Урала (Платиноносный пояс) подвергается систематическому изучению. Качканарский массив в 1902—1906 гг. изучал Н. К. Высоцкий, который впервые составил детальную геологическую карту масштаба 1 : 42000 качканарского интрузивного комплекса с непревзойденными по детальности описаниями горных пород и руд района [25, 26]. Им впервые выделены на карте и описаны амфиболиты и другие метаморфические сланцы района, показано, что зерна самородной платины находятся в срастании с зернами оливина, пироксена и магнетита. Отдельные типы пород массива описаны Л. Дюпарком [29], выделившим характерные для массива жильные пироксениты — гусевиты.

Интерес к магнетитовым рудам Качканарского массива возрос в 30-х годах, после магнитных съемок, выявивших две крупные аномалии — Качканарскую и Гусевогорскую. В 1931—1932 гг. проводится обследование титаномагнетитовых месторождений Урала, в частности Качканарского, Уральским отделением Института прикладной минералогии под руководством И. И. Малышева, П. Г. Пантелеева и А. В. Пэка [63, 78]. Ими впервые в истории изучения Качканарского месторождения дана положительная оценка перспективности руд месторождения. Позднее И. И. Малышев [66, 67] выделил качканарские руды как один из главных магматических типов титаномагнетитовых руд. В 1946—1953 гг. Качканарский массив закартирован В. А. Решитко в масштабе 1 : 50000 и 1 : 100000. Результаты этих исследований были опубликованы [92—98]. Одновременно со съемочными работами проведена детальная разведка Гусевогорского и Собственно-Качканарского месторождения [1, 102, 107, 108].

В 1956 г. институтами Уралгипроруда, Уралмеханобр и другими было запроектировано строительство Качканарского ГОКа, а в 1957 г. началось его строительство. В связи с этим активизировались работы по всестороннему изучению Качканарского месторождения, проведено изучение обогатимости различных типов руд, разработана и освоена технология обогащения, окискования и окомкования железованадиевых концентратов, а также ряд тематических работ по изучению вещественного состава руд в связи с их комплексным использованием [4, 5, 8—15, 17—21, 44, 45, 52, 88, 89, 99, 119—131, 133, 135—137, 142—148, 151, 152]. П. И. Самойловым и другими разработана текстурная и технологическая классификация типов руд [71, 72, 103, 104, 110, 122] с использованием данных по криворожским рудам [81, 82].

Некоторые вопросы рудогенеза, петрология, минералогии и геохимии отдельных элементов с привлечением материалов по Качканарскому

массиву и его рудам рассмотрены в работах А. Н. Заварицкого [37, 39, 40], О. А. Воробьевой и др. [23, 24], А. А. Ефимова [36], С. А. Кашина и др. [54], Л. Ф. Борисенко [9, 10, 13], Л. В. Разина [87, 90], Н. М. Успенского [114], Д. С. Штейнберга [140], Д. С. Штейнберга, В. Г. Фоминых [142—144, 147, 148], И. К. Латыша [57, 58], Р. Г. Иблаимова [43], А. Ф. Захарова и др. [41].

В основу данной монографии положены результаты исследований, проведенных в 1962—1982 гг. В. Г. Фоминых с сотрудниками при выполнении тематических работ по комплексному использованию титаномагнетитовых руд Качканара. В различное время в этих исследованиях принимали участие Э. В. Нестеренко, Ю. А. Волченко, Ю. П. Краева, Н. В. Ларина. Работы проводили в тесном содружестве с геологами Качканарского ГОКа (П. И. Самойлова, А. Д. Кононова) и объединения «Уралруд» (А. Ф. Фадеичева). Химико-аналитические работы выполнены в основном в Полевской химической лаборатории ПГО «Уралгеология». Изучение физических свойств пород и магнетитов месторождения проведено И. И. Глухих, В. Е. Капланом, А. В. Чернышевой.

Всем товарищам, принявшим участие в работе и оказавшим содействие в ее выполнении, авторы выражают глубокую признательность. Авторы благодарят члена-корреспондента АН СССР А. М. Дымкина, взявшего на себя труд научного редактора этой книги.

Качканарский массив — один из крупнейших массивов Платиноносного пояса Урала. В состав его входят три обособленных тела гипербазитов и габброидов, разделенных метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами: два тела дунит-пироксенитового состава — Светлый Бор и Вересовый Бор — и пироксенит-габбровое тело — Качканарское. В свою очередь Качканарское тело сложено двумя окружеными габброидами широксенитовыми телами — Собственно-Качканарским и Гусевогорским, к которым приурочены титаномагнетитовые месторождения малотитацитовых ванадийсодержащих вкрапленных руд Первуральско-Качканарского типа [63].

Структурно-тектоническое положение Качканарского массива аналогично другим массивам Платиноносного пояса Урала. Массив располагается на стыке двух крупных структурно-фаунистических зон. С запада к нему примыкают метаморфические сланцы Центрально-Уральского поднятия, относимые по возрасту к ордовику; с востока — эфузивы (различные порфиры основного состава) Тагильского зеленокаменного синклиниория сибирского возраста.

Массив окружен полосой амфиболитов, которые, по-видимому, являются продуктами регионального метаморфизма как вмещающих вулканогенно-осадочных пород зеленокаменного синклиниория, так и габброидов и широксенитов массива.

П. К. Высоцкий [25] и А. Н. Заварицкий [38] считали амфиболиты продуктом динамометаморфизма габброидов. Непосредственно на контакте ультрабазитов и вмещающих пород наблюдаются маломощные оторочки роговиков, которые А. А. Ефимов [32] считает продуктами kontaktово-термального метаморфизма, а по нашему мнению, они могут образоваться и в результате интенсивных тектонических воздействий с разогревом пород. По-видимому, и амфиболиты могут возникать таким же путем, тем более что все контакты ультрабазитов с амфиболитами тектонические и часто залечены процессами амфиболизации, кытлымитизации или заполнены плагиоклазовыми жилами и кытлымитами.

В. А. Решитко [96] считал Качканарский массив тектоническим блоком, окруженным продуктами динамометаморфизма гипербазитов и габброидов. Часто на первичные контакты накладывался поздний более низкотемпературный метаморфизм, и в частности, кытлымитообразование. Кытлымиты — своеобразные тонконолосчные мелкозернистые породы с реликтовой гранобластовой структурой, состоящие обычно из зеленой роговой обманки и соссюрита по плагиоклазу. Н. М. Успенский [113], впервые описавший их, рассматривал кытлымиты как продукт промежуточной стадии метасоматического процесса превращения зеленых сланцев в габбро. Детальное изучение обнаженных кытлымитовых зон Кытлымского массива позволило А. А. Ефимову [31, 34] прий-

ти к выводу, что кытлымиты можно считать результатом дифференциации пироксен- и амфибол-плагиоклазовых роговиков. В кытлымитах наблюдаются реликтовые тела роговиков и остатки роговниковых парагенезисов.

Кытлымиты распространены главным образом в западной части Качканарского массива. Они окаймляют с востока дунит-пироксенитовые тела Светлого и Вересового Бора и слагают промежуток между ними. В зоне восточного контакта у пос. Валершапонского ширина зоны роговиков и кытлымитов невелика — несколько десятков метров.

Таким образом, Качканарский массив — это группа резко очерченных в плане тел гипербазитового и габбро-гипербазитового состава, окруженных ореолом контактово-метаморфизованных и регионально-метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород. Собственно-Качканарское тело имеет изометрические, округлые очертания, тела Светлого и Вересового Бора вытянуты в меридиональном направлении. В них развиты преимущественно дуниты, в меньшей степени — пироксениты; Собственно-Качканарское тело сложено пироксенитами и габбро. Такова разница в составе отдельных тел, и в то же время несомненные признаки генетического единства всех гипербазитов и габброндов Платиноносного пояса. В. А. Решитко [96], производивший детальную геологическую съемку Качканарского массива, объяснял это различием в уровнях эрозионного среза отдельных тел, представляющих, по его мнению, «брахисинклинали», возникшие при гравитационной дифференциации габбровой магмы. В пространстве «брахисинклинали» должны, как считает В. А. Решитко, иметь мульдообразное строение, на современном эрозионном уровне — концентрическое.

Действительно, как показало детальное картирование полосчатых текстур в гипербазитах и габброндах, Собственно-Качканарское тело имеет концентрический план внутреннего строения. Полосатые текстуры в известной мере повторяют внешние очертания массива. В Собственно-Качканарском теле, если экстраполировать падение полосчатости на глубину, можно предположить, что оно имеет форму асимметричной мульды с пологим (25 — 30°) западным крылом и крутым (70 — 90°) восточным.

Характерная особенность строения массивов Платиноносного пояса, в том числе и Качканарского массива, — концентрически-зоональное строение: дунитовые тела занимают центральное положение и окаймляются полосой клинопироксенитов, которые А. Н. Заварицкий [38] рассматривал как продукт метасоматических преобразований твердых дунитов под воздействием габбровой магмы. Точка зрения, высказанная А. Н. Заварицким, нашла подтверждение в работах А. А. Ефимова, Л. П. Ефимовой [33, 35], Д. С. Штейнберга, В. Г. Фоминых [147], В. Г. Фоминых и других [122, 124, 126] и др.

Собственно-Качканарское и Гусеногорское тела пироксенитов — результат более значительной и глубокой переработки дунитов без сохранения первичных оливиновых пород. Они являются как бы крайними членами этого метасоматического ряда, возникшего на магматической стадии, и сложены в основном оливиновыми пироксенитами с участками рудных (титаномагнетитовых) пироксенитов. Особенность наглядно это наблюдается на Гусеногорском массиве, в составе которого преобладают оливиновые пироксениты. Отмечая строго концентрически-зоональное строение дунитовых массивов Платиноносного пояса, выражющееся в общей схеме дунит — оливинит — верлит — оливино-

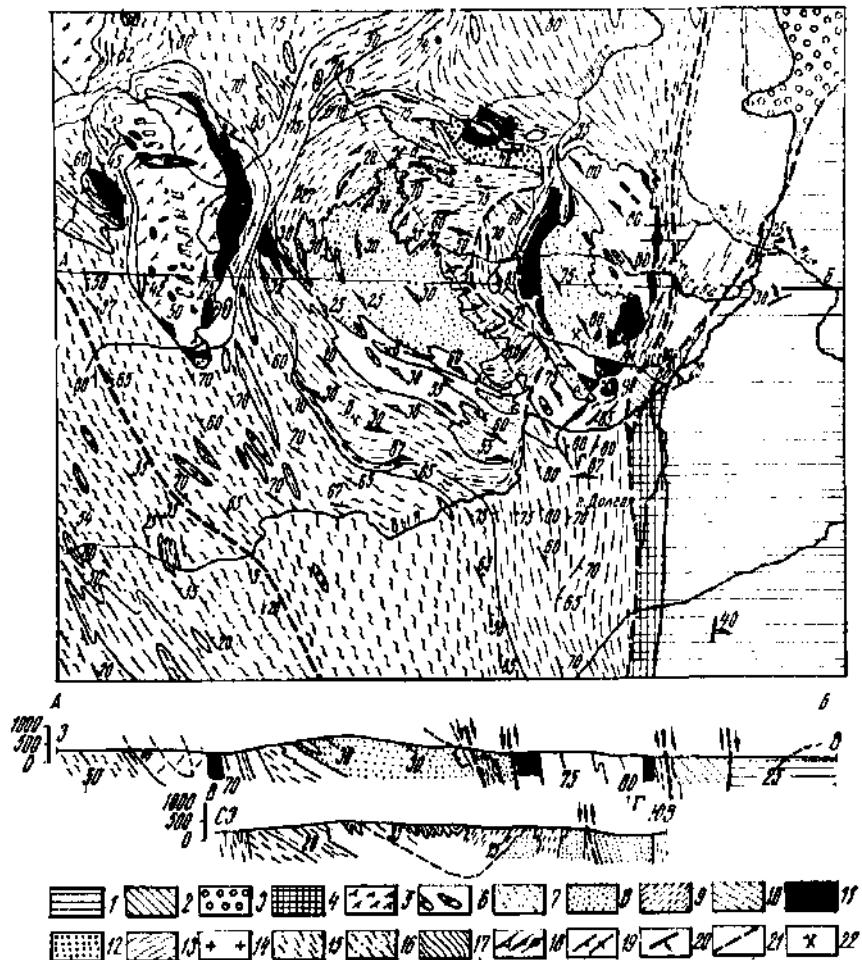


Рис. 1. Структурно-геологическая карта района Качканарского массива [93].
 1 — порфиры пироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые андезито-базальтового состава, лавобрекчи и туфы порfirитов; 2 — амфиболизированные диабазы с зонами расщленцевания; 3 — амфиболизированные диабазовые порfirиты и лавобрекчи диабазовых порfirитов; 4 — амфиболизированные порfirиты, лавобрекчи и туфы; 5 — дуниты; 6 — штоковые тела магнетитовых оливинитов и дунитов; 7 — пироксениты; 8 — рудные пироксениты; 9 — габбро нормальные, частично оливиновые и форслешитовые; 10 — габбро биотитовые (частично оливинодержащие) и габбро-нориты в значительной части уралитизированные и блотитизированные; 11 — пироксениты уралитизированные и биотитизированные, пироксен-роговообманковые, роговообманковые и эпидот-роговообманковые породы; 12 — габбро уралитизированные и блотитизированные; 13 — амфиболиты плагиоклазовые и эпидотовые; 14 — ортотибиес; 15 — хлорит-активилитовые сланцы; 16 — хлоритовые сланцы; 17 — сланцы слюдисто-кварцевые и частично кварциты; 18 — полосчатости с углами падения до 45, 45-90° и отвесная; 19 — сланцеватость (гнейсоподобности) с углами наклона до 90° и отвесная; 20 — слоистость; 21 — линии тектонических нарушений; 22 — старинные выработки; а — Магнитная яма, б — штолня Ободовского, в — россыпи валунчатых руд, г — Железный рудник, д — Влаский рудник.

вый пироксенит — магнетитовый пироксенит [136, 153], и рассматривая Гусевогорское тело как верхний участок, можно предположить, что на глубине оливиновые пироксениты постепенно, с учетом смены зональности, перейдут в дуниты, на что, кстати, указывает ряд геохимических данных (падение содержаний железа, титана, ванадия, кальция и алюминия с глубиной и возрастание содержаний хрома и магния).

Качканарская группа месторождений титаномагнетитовых руд приурочена к Качканарскому габбро-пироксенитовому интрузивному массиву (рис. 1). Массив занимает площадь около 111 км², в плане имеет овальную форму, несколько удлиненную в широтном направлении. В составе его различают пироксенитовые массивы: Собственно-Качканарский, слагающий западную несколько изогнутую горную гряду с вершинами Северный и Южный Качканар, и Гусевогорский, расположенный в предгорьях Качканара (горы Большая и Малая Гусева). С пироксенитовыми массивами связана локализация промышленного титаномагнетитового оруденения Качканарского рудного поля.

Среди пород, слагающих Качканарский интрузивный массив, около 50 % площади приходится на пироксениты, 35 % составляет габбро и 15 % — все остальные типы пород: перидотиты, оливиниты, гориблендиты и др.

Собственно-Качканарское месторождение титаномагнетитовых руд приурочено к Собственно-Качканарскому пироксенитовому массиву, который целиком падает (30—35°) на восток-северо-восток и удлинен в северо-западном направлении (рис. 2). Размеры массива по простиранию 5,5 км, средняя ширина 3,2 км. Массив в преобладающей своей части сложен пироксенитами (60—70 % площади). Подчиненное распространение имеют оливиновые пироксениты и оливиниты. Наиболее оруденелыми являются оливиниты. Среднее по интенсивности оруденение фиксируется в пироксенитах и резко понижение (до полного отсутствия) — в оливиновых пироксенитах. Рудные минералы (титаномагнетит и ильменит) размещены в виде вкраплений, реже образуют пилированные скопления, что определяет преимущественное распространение вкрапленного типа.

По минерально-химическому составу руды Собственно-Качканарского месторождения аналогичны рудам Гусевогорского. Содержание железа в них 16,64 %.

Гусевогорское месторождение меридионально вытянуто по простиранию на 8,5 км при средней ширине 2,5 км. Оно сложено преимущественно пироксенитами, подчиненную роль играют габбро, оливиниты, верлиты, гориблендиты и жильные породы (рис. 3): плагиоклазиты, мелкозернистые пироксениты (гусевиты) и габбро-пегматиты. Породы довольно разнообразны по структуре, как правило, пересеченные (от мелко- до крупно- и гигантозернистых).

Оруденение представлено в основном вкрапленностью титаномагнетита и ильменита в амфиболизированных пироксенитах, верлитах и реже в оливиновых пироксенитах. Широкий диапазон колебаний размеров рудных зерен и агрегатов обусловил неоднородность месторождения по структурно-текстурным особенностям. Руды относятся к малотитанистым, ванадийсодержащим с низким содержанием серы и фосфора. Среднее содержание Fe 16,7 %. Условной границей рудных залежей служит изолиния общего содержания железа 14 %. Вмещающие породы представлены в основном оливиновыми пироксенитами, содержащими 7—10 % железа, чаще всего с хорошо выраженным снижением содерж-

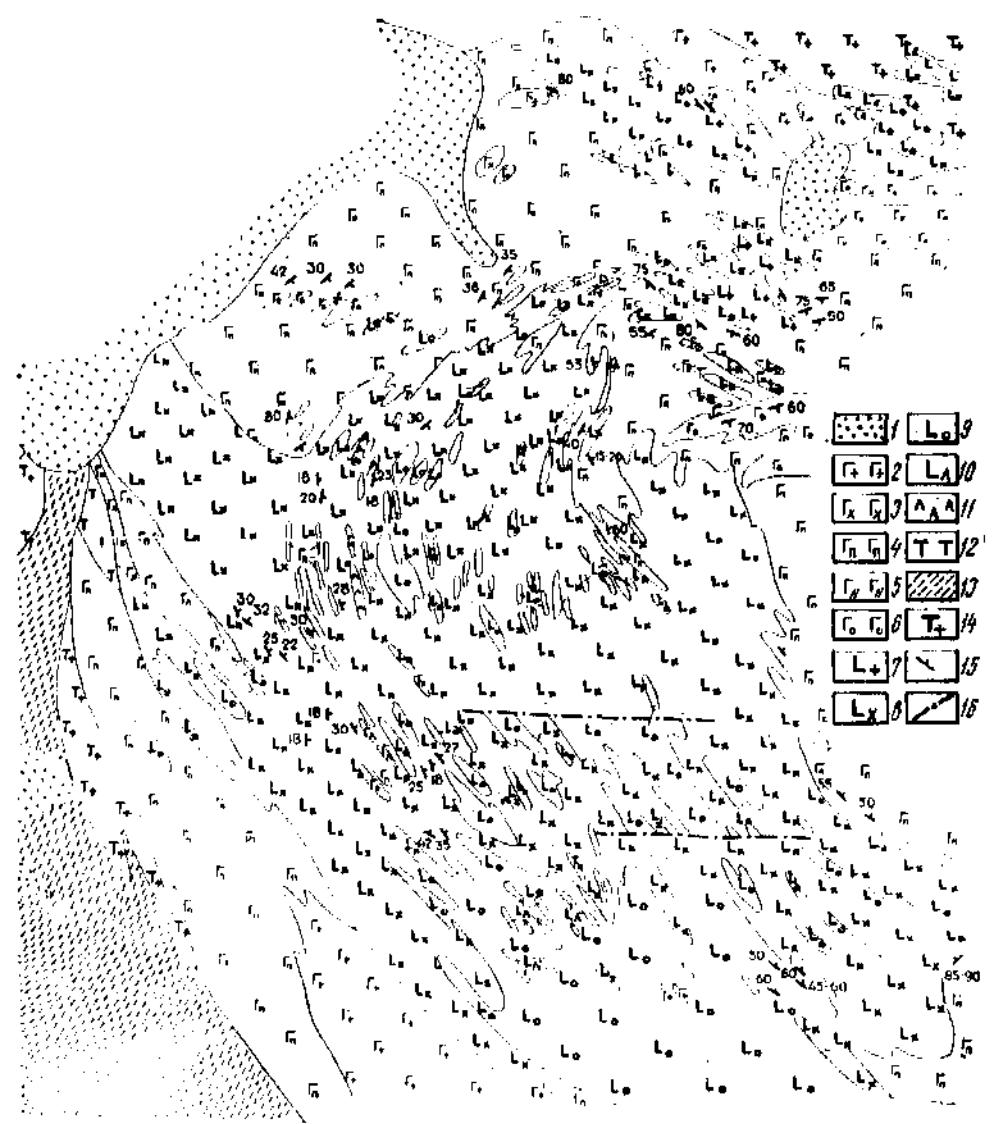


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Собствено-Качканарского месторождения.
 1 — четвертичные отложения; 2 — габбро биотитовое; 3 — габбро амфиболовое; 4 — габбро дирексионное; 5 — габбро уралитизированное; 6 — габбро оливиновое; 7 — широкосинт. плагиоклавазовый; 8 — проекция диагностический; 9 — проекция эпидотиновый; 10 — берлит; 11 — оливинит; 12 — горнобеллит; 13 — сланец слюдисто-хлорит амфиболовых; 14 — амфиболит плагиоклавазовый; 15 — элементы залегания полосчатости; 16 — линии тектонических нарушений.

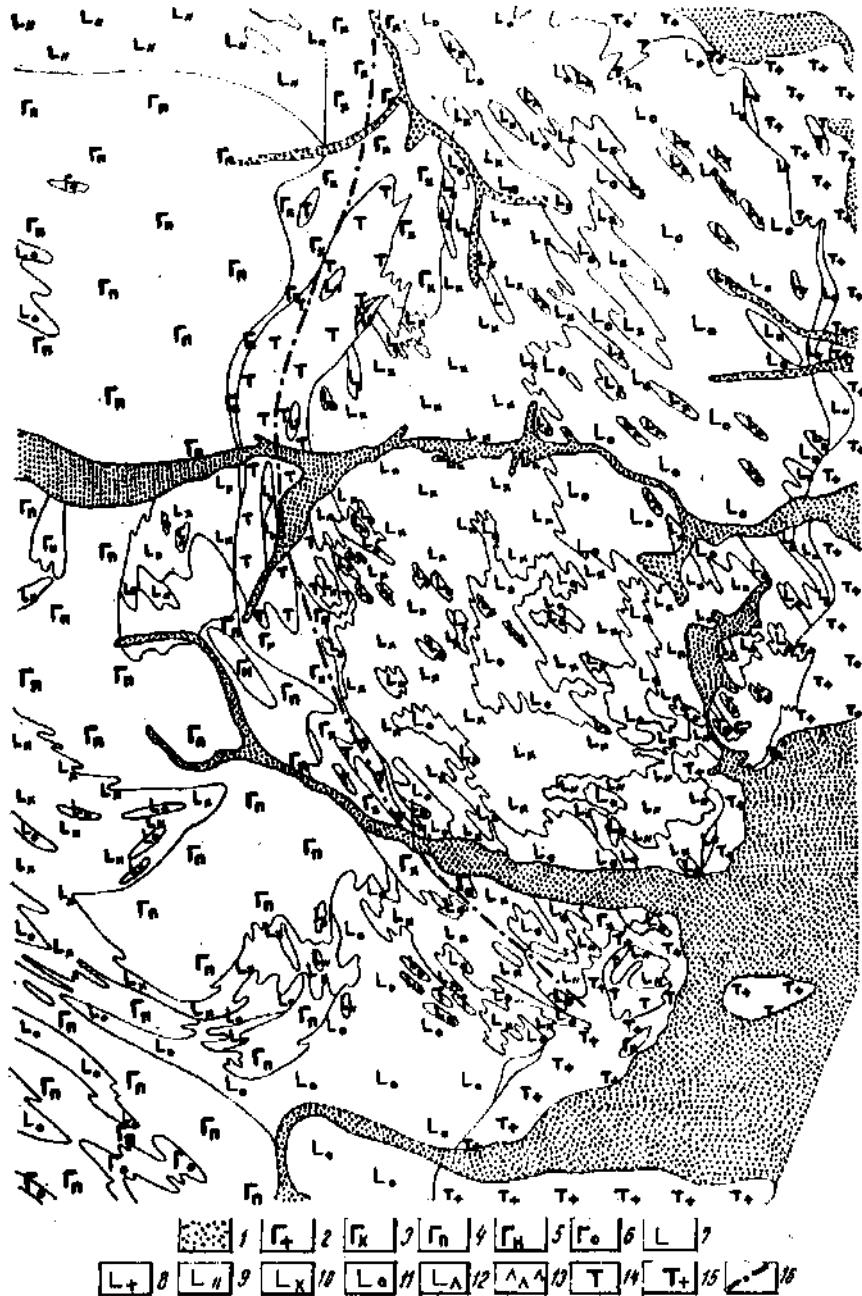


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Гусевогорского месторождения
(по данным Качканарской ГРН).

1 — четвертичные отложения; 2 — габбро биотитовое; 3 — габбро амфиболовое; 4 — габбро пироксеновое; 5 — габбро коркты; 6 — габбро оливиновое; 7 — вебстерит; 8 — пироксенит пльгвоклазиновый; 9 — пироксенит амфиболовый; 10 — пироксенит дикаллаговский; 11 — пироксенит оливиновый; 12 — вебстерит; 13 — оливинит; 14 — горнбледит; 15 — амфиболит; 16 — линия тектонических нарушений.

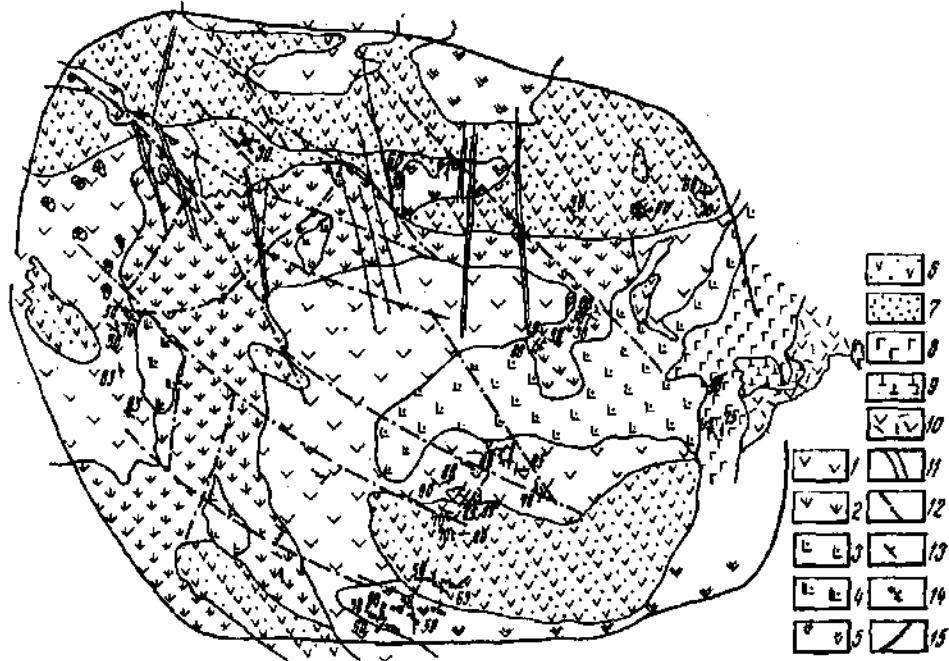


Рис. 4. Геологическая карта Главной залежи Гусевогорского месторождения.

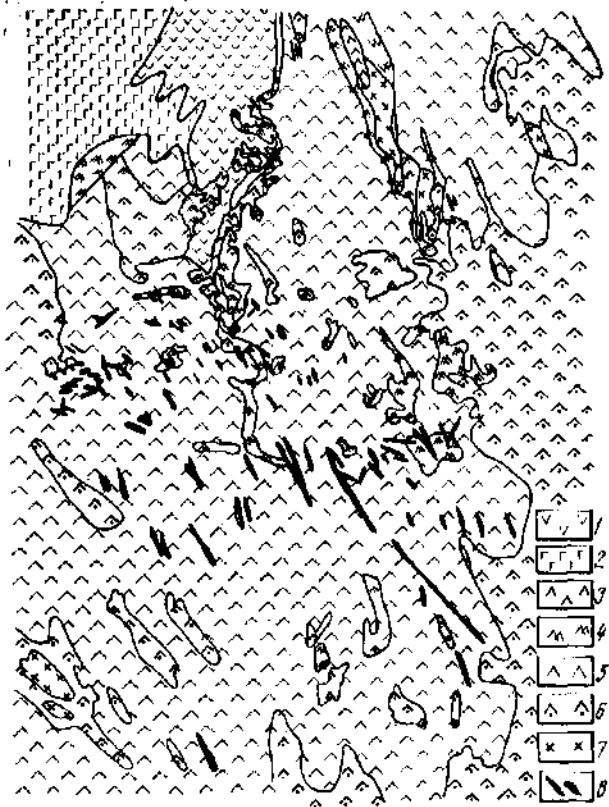
1 — пироксениты рудные безрудивовые; 2 — пироксениты рудные оливинсодержащие; 3 — пироксениты рудные имфиболитизированные и фельдшпатизированные; 4 — пироксениты рудные амфиболитизированные; 5 — рудные верлиты; 6 — пироксениты безрудные оливиновые; 7 — верлиты безрудные; 8 — габбро роговообмазковое; 9 — имфиболиты плагиоклазовые тонкополосчатые; 10 — ляроксениты безрудные имфиболитизированные и фельдшпатизированные; 11 — жильные серии пластинокластитов; 12 — тектонические нарушения; 13 — элементы залегания трещин отдельности; 14 — элементы залегания полосчатости в пироксенитах; 15 — контур карьера.

жания его по мере удаления от рудного контура. На месторождении насчитывается девять рудных залежей.

На геологических картах (рис. 4—6) отчетливо виден сложный контакт вмещающих оливиновых пироксенитов с рудными, с ясно выраженной тенденцией вторжения рудных пироксенитов в оливиновые, что обусловливает изрезанные, неровные очертания границ этих пород. Наибольшая изрезанность контактов присуща северо-западному и юго-восточному флангам залежи. Оливиновые безрудные пироксениты частично заключены в массиве рудных пироксенитов в форме мелких тел, удлиненных в северо-западном направлении и образующих разорванные цепочки, вытянутые таким же образом.

Основными породами, слагающими Гусевогорское пироксенитовое тело, являются оливиновые и оливинсодержащие пироксениты, в которых часто встречаются остатки верлитов и оливинитов. Обычно эти породы содержат незначительную вкрапленность титаномагнетита и являются безрудными. В виде отдельных участков среди оливиновых пироксенитов отмечаются тела (участки) рудных пироксенитов. Часто они постепенно переходят в оливиновые пироксениты. Вкрапленность титаномагнетита также постепенно затухает в оливиновых пироксенитах, что хорошо фиксируется на планах распределения железа, титана и ванадия. В то же время на контакте рудных и оливиновых пироксе-

Рис. 5. Схематическая геологическая карта Северной залежи Гусевогорского месторождения.
 1 — габбро роговообмакковое; 2 — горнбландит; 3 — пироксенит плагиоклазовый; 4 — пироксенит амфиболитизированный; 5 — пироксенит дигаббландит; 6 — пироксенит оливиновый; 7 — верлит; 8 — плагиоклазовые жилы.



гаются участки оливиновых безрудных пироксенитов и участки равных концентраций элементов (железа, титана, ванадия) на картах их распределения в рудных пироксенитовых залежах, а также крупные тектонические нарушения [122]. В этой связи интересен тот факт, что в том же направлении в западной части Западной залежи титаномагнетитовая вкрапленность и прожилки сплошного титаномагнетита отмечаются во вмещающих пироксенитовом теле габброидах. Своебразие особенностей распределения железа в рудных залежах массива Гусевогорского месторождения хорошо фиксируется сложной зональностью этих залежей, возникающей в результате гетерогенности процессов формирования месторождения.

Положение титаномагнетитовых руд малотитанистого (качканарского) типа в дунит-пироксенитовых комплексах Урала вполне определено. Оруденение в виде участков (залежей) располагается в некотором удалении от дунитов среди пироксенитов, верлитов и оливинитов [136]. Рудные залежи неоднородны по распределению основных полезных компонентов (железа, титана, ванадия), концентрирующихся в магнетите [122].

Исследования, проведенные на Гусевогорском месторождении, позволили нам выделить три типа зональности, возникающих в различных условиях и обусловленных различными причинами.

Первый тип зональности связан с образованием самих залежей при общем формировании метасоматической зональности дунит-пироксенит-

штов выделяется зона оруденелых пироксенитов с характерным для нее промежуточным распределением железа, а в призольбандовой зоне безоливиновых рудных пироксенитов отмечается повышенное содержание вкрапленности титаномагнетита.

Рудные залежи, за исключением северной части Северной залежи, тяготеют к южному окончанию Гусевогорского пироксенитового тела и вытянуты в западно-северо-западном направлении под углом 290—300°. В этом же направлении распола-



Рис. 6. Схематическая геологическая карта Западной залежи Гусевогорского месторождения.

1 — габбро роговообмазковое; 2 — габбро пироксенитовое; 3 — горнбледит; 4 — пироксенит плагиоклазовый; 5 — пироксенит амфиболизированный; 6 — пироксенит дикальтовый; 7 — пироксенит оливиновый; 8 — верлит.

товых комплексов [35, 122, 136, 139]. В этом случае в зоне контакта рудных пироксенитов с вмещающими их оливиновыми лироксенитами в призальбандовой части происходит некоторое увеличение количества титаномагнетита, и содержание валового железа возрастает до 20–24 % по сравнению со средним (основным) содержанием железа (16,4 %). Зона обогащения титаномагнетитом симметрична по отношению к фронту поступления рудоотлагающих флюидов, и ее мощность колеблется от 5 до 20 м.

Второй тип зональности связан с процессами амфиболизации и фельдшпатизация (габбронизацией) пироксенитов и обусловлен более поздними процессами становления серий плагиоклазитовых жил и частично габбронитов, вмещающих пироксениты. Процессы габбронизаций, накладываясь на первичную зональность, нарушили баланс распределения

ления железа, титана и ванадия и вызывали перераспределение этих элементов. Количество вкрапленных руд уменьшается; появляются прожилковые руды.

Третий тип зональности определяется тектоническими нарушениями и связанным с ними бластезом, что обусловлено различным отношением вмещающих оливиновых рудных пироксенитов к динамическим нагрузкам. При динамических нагрузках в контактных зонах различных по физическим свойствам пород (оливиновых и рудных пироксенитах) происходит интенсивная бластомилонитизация, и крупно-среднезернистые пироксениты, слагающие залежи в краевых частях, рекристаллизуются и переходят в порфировидные, мелко- и тонкозернистые пироксениты с образованием соответствующих типов руд [122]. При пластических деформациях образуются полосчатые, плойчатые и прожилковые руды, направление которых согласно контактам с вмещающими оливиновыми пироксенитами.

В результате наложения габбронизации и бластомилонитизации в рудных залежах Гусевогорского месторождения создается сложная общая зональность. Центральная часть залежей сложена средне-крупнозернистыми рудными пироксенитами, которые постепенно к kontaktам с оливиновыми переходят в мелкозернистые и порфировидные, с полосчатыми и прожилковыми рудами, участками амфиболизированными в контактных зонах с габброидами и плагиоклазитами. Гориблениты и амфиболизированные пироксениты также частично рекристаллизуются.

Усложнение геологического строения залежей и распределения полезных компонентов заключается и в том, что все виды зональности проявляются по отношению к останцам оливиновых пироксенитов или оливинитов, которые встречаются среди рудных пироксенитов во всех залежах Гусевогорского месторождения. Данные определений температур формирования этих парагенезисов, полученные по магнетит-ильменитовому геотермометру, показали, что силошные, прожилковые и вкрапленные титаномагнетитовые руды формируются при 700—750°C, а амфиболизированные и фельдшпатизированные пироксениты и гориблениты — при более низких температурах, 625—650° [77, 130], что соответствует температуре формирования пород в амфиболитовую фацию метаморфизма.

Рудное тело Гусевогорского месторождения густо рассечено жильными породами, среди которых наиболее распространены мономинеральные плагиоклазиты, менее — кварцевые и роговообманковые. В отдельных участках карьера хорошо прослеживаются возрастные взаимоотношения указанных типов жильных пород. Как правило, роговообманковые плагиоклазиты секутся жилами мономинеральных, которые в свою очередь пересекаются кварцевыми. Следовательно, наиболее ранними являются роговообманковые, затем мономинеральные плагиоклазиты; наиболее молодые из всех плагиоклазитовых жил — кварцево-плагиоклазовые.

Мономинеральные плагиоклазиты имеют различную мощность. Сравнительно крупные жилы (от 0,5 до 5 м) имеют северо-западное простирание (300—320°) с падением на северо-восток и юго-запад под углом 70—85°. Основная масса жил того же состава характеризуется малой мощностью (до 0,30 м), имеет северо-западное простирание 330—340° и падение 65—80° (реже 45—60°) на северо-восток и юго-запад (рис. 7). Роговообманковые плагиоклазиты образуют маломощные пологопадающие жилы (до 0,2 м) с северо-северо-западным простиранием.

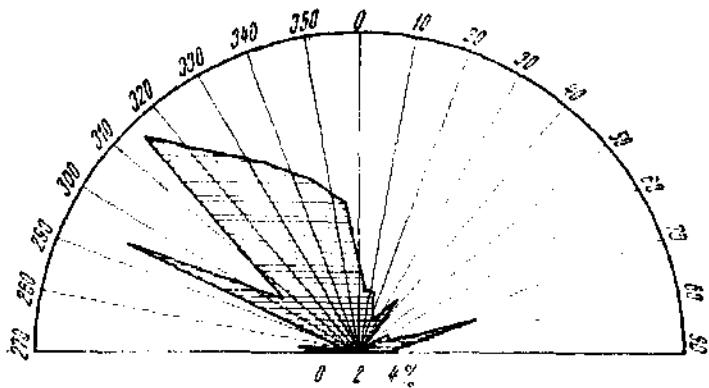


Рис. 7. Роза-диаграмма распределения азимутов простираний плагиоклазитовых жил. Карьер Главной залежи Гусевогорского месторождения (63 замера).

илем 330—350° и падением 10—30° на северо-восток и юго-запад. К другим жильным образованиям, имеющим более ограниченное распространение, следует отнести небольшие по мощности жилы пироксенитов (гусевитов).

В пространственном положении жильных пород проявляется преимущественная приуроченность жил к kontaktам рудных пироксенитов с оливиновыми. Наибольшим количеством жил и максимальной мощностью их отличается северо-восточная половина Главной залежи (рис. 8). Здесь на общем фоне с содержанием жильных пород менее 3% часто встречаются чередующиеся участки, в которых количество жил составляет 3—18 % объема породы. Эти участки располагаются в зонах kontaktов рудных пироксенитов с оливиновыми безрудными и рудными пироксенитами и габбро. В юго-западной части залежи жильные породы встречаются реже и занимают не более 3 % объема пород.

Концентрически-зональное строение Качканарского массива и брахисинклинальная форма его подчеркиваются полосчатостью интрузивных пород с падением ее к срединной части массива. Юго-восточная часть северо-восточного крыла брахисинклинали, где залегает Гусевогорское месторождение, разбита тектоническими нарушениями, приподнята и имеет нарушенное почти отвесное залегание, поэтому для него, в отличие от остальной, ненарушенной части Качканарского массива, характерно крутое северо-восточное падение полосчатости при северо-западном простирании.



Рис. 8. Распределение плотностей плагиоклазитовых жил по Главной залежи Гусевогорского месторождения.

Плотность, %: 1 — 0—3; 2 — 3—5; 3 — 5—8; 4 — 8—10; 5 — 10—13; 6 — 13—15; 7 — более 15; 8 — контур запасов балансовых желенных руд; 9 — горизонты Главного Карьера.

По В. А. Решитько [92], Гусевогорское месторождение разбито крупными тектоническими нарушениями на три блока: западный, восточный и южный. К восточному блоку приурочены почти все рудные залежи месторождения за исключением Западной и южного участка Южной, которые залегают соответственно на площади западного и южного тектонических блоков. Тектоническое нарушение, отделяющее восточный блок от западного, фиксируется зоной метаморфизованных пород, вытянутой с юга на север, с дугообразным изгибом, обращенным выпуклой стороной к западу. Эта зона сложена уралитизированными, частично катаклизированными пироксенитами и габбро, роговообманковыми и эпидот-роговообманковыми породами и плагиоклазовыми амфиболитами. Надение этого тектонического нарушения и приуроченной к нему зоны метаморфизованных пород восточное и характеризуется крутыми углами (до 80°).

Гусевогорское месторождение с востока ограничено крупным тектоническим нарушением меридионального направления с почти отвесным падением. Оно также фиксируется узкой полосой метаморфизованных пироксенитов и габбро, к востоку от которой залегает узкая зона плагиоклазовых амфиболитов, срезающая пироксениты и габбро месторождения.

Западный и южный тектонические блоки месторождения с западной стороны ограничены также крупным тектоническим нарушением, вдоль которого прослеживаются менее мощные зоны метаморфизованных пород. По мнению В. А. Решитько, западный и южный блоки меньше подняты, чем восточный, по отношению к остальной части Качканарского интрузивного массива. Наряду с указанными тремя крупными тектоническими нарушениями на месторождении широко проявились мелкие тектонические подвижки. Они обнаруживаются в форме небольших зон дробления и брекчирования, смещений жил плагиоклазитов по трещинам, а также в виде трещин со следами скольжения и зон интенсивной трещиноватости.

Рудное поле Главной залежи разбито системой многочисленных трещин северо-западного простирания, образующих совместно с сопряженными с ними более мелкими трещинами довольно сложную блоковую структуру. По этим многочисленным трещинам почти повсеместно фиксируются подвижки с амплитудой от нескольких сантиметров до 3–5 м, редко до 10 м.

Выделяются крутопадающие трещины с простиранием 300° и падением от 70 до 90° в обе стороны, а также трещины с простиранием 330 – 340° и падением в обе стороны 70 – 80 , 45 – 50 , 20 – 30° . Трещины первой группы наиболее хорошо развиты. В отдельных местах вблизи контактов пироксенитов с оливиновыми пироксенитами они выполнены сравнительно мощными жилами плагиоклазита (от 1 до 5 м). К трещинам второй группы с падением 70 – 80° приурочены маломощные жилы плагиоклазитов (не более 30 см); с трещинами же с падением 20 – 30° связано образование пологонадающих жил роговообманкового плагиоклазита. Второстепенное значение имеют трещины северо-восточного направления (простирание 50 – 60° СВ и падение СЗ и ЮВ под углом 70 – 90°), а также широтного простирания (260 – 280°) с падением на север и юг (50 – 60 и 70 – 80°).

В отдельных участках трещины образуют зоны интенсивной нарушенности. В контурах Главной залежи намечается шесть таких зон северо-западного простирания с общим падением 75 – 60° на северо-восток,

которые наряду с интенсивной трещиноватостью характеризуются повышенной насыщенностью плагиоклазитовыми жилами. Как и в зоне ранее рассмотренных крупных тектонических нарушений, разделяющих Гусевогорское месторождение на три тектонических блока, к ним приурочены участки интенсивной уралитизации и серпентинизации пироксенитов. Кроме того, они отчетливо фиксируются зонами повышенного содержания железа, ванадия и титана в рудах.

Пространственная согласованность тектонических зон Главной залежи с основными структурными элементами (полосчатость и характер залегания различных пород) в совокупности с пространственной связью их с распределением рудных компонентов позволяет считать их по времени заложения более ранними из всех крупных тектонических нарушений. Эти разломы и развивавшиеся вдоль них тектонические зоны служили путями проникновения метаморфизующих растворов и небольших порций магматических масс.

Пироксениты месторождения представлены двумя основными типами: рудными пироксенитами (диаллагитами) и оливиновыми пироксенитами, геологическое положение которых и распространение в структуре комплекса неодинаково.

Диаллагиты занимают значительную часть месторождения и являются основными рудовмещающими породами. Они слагают центральные части рудных залежей, по мере приближения к периферии которых при бластомилонитизации образуются мелко-тонкозернистые и порфировидные разности пироксенитов. Наряду с рекристаллизацией крупнозернистых разностей клинопироксенитов при бластезе наблюдается перекристаллизация пироксенитов, происходит увеличение размеров зерен клинопироксена и рудных минералов с образованием жилообразных тел мощностью от сантиметра до нескольких метров и длиной по простиранию от метра до нескольких десятков метров.

Оливиновые пироксениты располагаются в периферических частях залежей в виде прерывистых полос или неправильных участков с постепенными и четкими контактами. Как правило, оливиновые пироксениты безрудные, часто они отмечаются среди рудных безоливиновых пироксенитов в рудных залежах. Оливиновые пироксениты характеризуются неодинаковым содержанием оливина, зерна которого ксеноморфны по отношению к пироксену. Среди них в нескольких местах на Главной залежи Гусевогорского месторождения были отмечены останцы верлитов и оливинитов размером 15–20 см в поперечнике (рис. 9), которые по петрографическому и петрохимическому составу отвечают верлитам и оливинитам крупных тел Качканарского массива, располагающихся согласно полосчатости пород [91].

В пироксенитах наблюдается вторичная оливинизация [58, 97, 122]. Вторичный оливин развивается в виде полос или цепочечных агрегатов по трещинам отдельности в пироксенитах, часто пересекающихся. Оливин в виде крупных зерен или зернистых агрегатов выполняет промежутки между зернами пироксена, замещая его и образуя оливинизированные пироксениты.

Минеральный состав пироксенитов Гусевогорского месторождения однообразен. Основными и главными породообразующими минералами являются моноклинный пироксен, оливин, амфибол, титаномагнетит и ильменит.

Оруденение представлено вкрапленными титаномагнетитовыми ванадийсодержащими рудами малотитанистого типа, за исключением ред-



Рис. 9. Останец верлитов (1) в крупнозернистом оливиновом безрудном пироксените (2). Гусевогорское месторождение, Главный карьер.

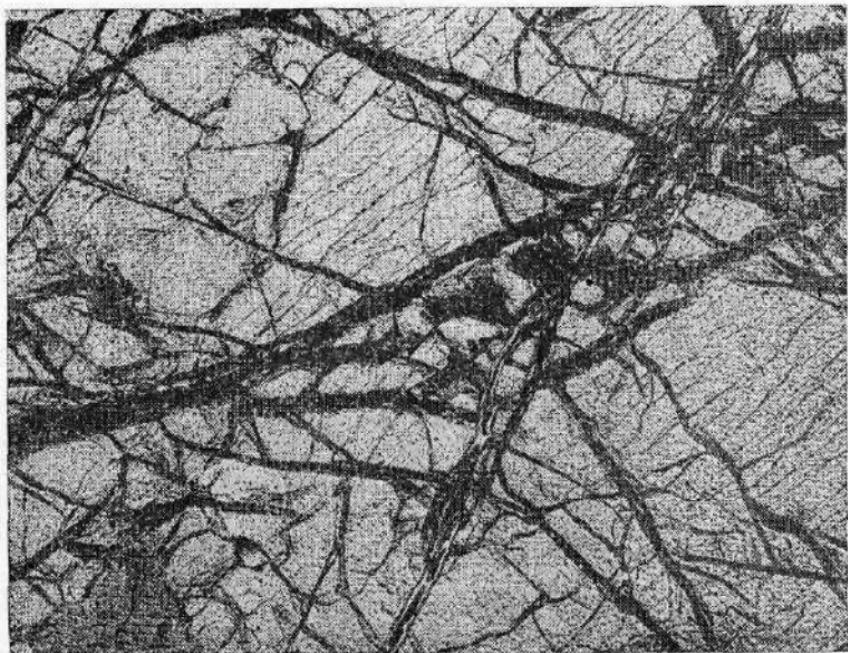


Рис. 10. Оливинит слабосерпентинизированный со шнурами серпентина (светлое), содержащими магнетит (черное). $\times 70$. Ник. 1. Главный карьер, южная стена.

ко встречающихся сплошных руд в рудных безоливиновых пироксенитах или в зонах контакта оливиновых и магнетитовых пироксенитов.

Мелкие тела оливиновых пироксенитов среди оруденелых пространственно образуют разрозненные цепочки, ориентированные в северо-западном направлении, согласно с клиновидными ответвлениями крайней части рудного массива.

Для пород массива и особенно для Гусевогорского месторождения характерно полосчато-зональное строение и северо-западное простирание разловидностей пород с крутым восточным падением под углом 75°. Аналогичная зональность, ориентированная в северо-западном направлении, наблюдается в распространении различных текстурных типов руд, в распределении железа, ванадия и титана, в пространственной локализации ильменитовой вкрапленности, а также в характере залегания руд с различными технологическими показателями обогащения. Эта особенность геологического строения хорошо согласуется с пространственным положением тектонических зон.

Гусевогорский пироксенитовый массив в отличие от Собственно-Качканарского характеризуется значительным развитием и разнообразием жильных пород; это позволило В. А. Решитко [95] считать, что размещение их в пределах интрузивного комплекса контролируется трещинной тектоникой и не может служить критерием уровня эрозионного среза. Жильные породы в массиве распределены неравномерно, преобладающее количество их тяготеет к восточной части пироксенитового тела, а также к отдельным участкам в его центральной и западной частях.

Среди жильных пород выделяются следующие основные типы: гусевиты, габбро-пегматиты, микрогаббро, плагиоклазиты, а также рудные аортозиты. Количественно резко преобладают плагиоклазиты. В каждом отмеченном типе выделяется несколько различных по составу и возрасту разновидностей.

Наиболее ранними жильными породами являются рудные аортозиты. Эти породы, по-видимому, генетически связаны с процессом формирования пироксенитового тела.

Рудовмещающими породами Гусевогорского месторождения являются пироксениты, верлиты и оливиниты. Поскольку последние встречаются редко, основными породами, в которых локализуется титаномагнетитовое оруденение, считаются безоливиновые пироксениты. Во всех случаях вкрапленность титаномагнетита располагается в промежутках между зернами силикатных минералов и образует сидеронитовую структуру. Количество рудной вкрапленности сильно колеблется: от единичных зерен до густовкрапленных руд с содержанием титаномагнетита 40—70 %. Аналогичная рудная вкрапленность устанавливается для верлитов и оливинитов различной степени серпентинизации. Эти породы располагаются в рудных пироксенитах в виде вытянутых тел разной мощности согласно простиранию полосчатости пород и контактов, иногда в виде участков неправильной формы. Рудные пироксениты часто секут верлиты и оливиниты. Контакты этих пород извилистые, но резкие. Эти взаимоотношения можно наблюдать в карьере Главной залежи.

Качканарский интрузивный массив включает следующие основные породы, петрографическое описание которых приведено от ультраосновных к более кислым в порядке падения основности: оливиниты, серпентиниты, верлиты, оливиновые пироксениты, оливиносодержащие пироксениты, амфиболизированные и фельдшпатизированные пироксе-

Таблица I

Средний химический состав и коэффициенты вариации основных разностей горных пород Каражанарского массива

N _{n.}	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	Cr ₂ O ₃	N ₂	C ₂	V ₂ O ₃	P	S	П.п.п.
1 (16)*	32,27 0,19	0,63 0,98	2,19 0,81	13,46 0,57	14,49 0,39	0,31 0,61	30,51 0,23	2,65 1,36	0,04 0,85	0,14 0,55	0,07 0,80	0,02 0,30	0,01 0,13	0,05 0,94	0,01 1,50	0,05 1,60	2,39 0,93
2 (5)	35,57 0,03	0,10 0,0	0,86 0,31	4,23 0,52	4,72 0,38	0,26 0,75	45,39 0,03	0,57 0,27	0,02 0,0	0,10 0,0	0,41 1,19	0,13 0,70	0,01 0,12	0,01 0,0	0,01 0,0	0,06 1,02	4,56 0,83
3 (5)	31,93 0,27	0,74 0,50	2,21 0,31	20,73 0,39	9,44 0,24	0,21 0,39	24,69 0,32	4,99 1,57	0,03 0,40	0,20 1,10	0,13 0,68	0,04 0,47	0,02 0,36	0,04 1,34	0,01 0,0	0,09 1,15	4,73 0,85
4 (18)	33,54 0,13	1,16 0,51	3,41 0,46	15,58 0,39	11,91 0,31	0,20 0,31	21,89 0,34	9,0 2,19	0,08 0,78	0,13 1,92	0,15 1,92	0,04 1,00	0,01 0,27	0,08 1,00	0,02 0,67	0,03 1,09	
5 (29)	41,25 0,22	0,88 0,73	4,25 0,47	10,92 0,81	8,74 0,52	0,14 0,54	15,31 0,22	17,13 0,26	0,04 0,0	0,21 0,68	0,12 1,58	0,02 0,50	0,01 0,0	0,09 1,0	0,01 1,0	0,02 1,5	1,25 1,17
6 (79)	38,03 0,12	1,23 0,38	4,85 0,36	14,48 0,34	10,09 0,26	0,13 0,33	13,49 0,25	16,34 0,16	0,04 0,0	0,16 0,85	0,05 1,20	0,01 1,20	0,01 0,0	0,13 0,62	0,01 1,00	0,02 0,62	1,04 0,70
7 (12)	37,99 0,09	1,50 0,22	6,77 0,27	15,30 0,21	9,68 0,23	0,16 0,58	11,49 0,11	16,56 0,08	0,06 0,71	0,25 0,69	0,03 0,33	0,02 0,55	0,01 0,0	0,17 0,24	0,01 0,0	0,05 0,24	0,94 0,39
8 (11)	39,21 0,10	1,39 0,40	11,10 0,37	8,83 0,44	8,51 0,17	0,16 0,42	13,60 0,22	13,03 0,21	0,71 0,18	0,84 0,91	0,04 1,54	0,02 0,50	0,01 0,0	0,13 0,58	0,04 1,0	0,08 1,15	1,76 0,39
9 (12)	41,53 0,10	0,82 0,57	15,16 0,29	7,16 0,41	8,26 0,30	0,14 0,53	14,15 0,26	8,39 0,19	0,45 0,40	1,11 0,62	0,02 0,21	0,02 0,59	0,01 0,81	0,08 0,78	0,02 1,0	1,27 0,92	
10 (6)	48,07 0,10	0,43 0,19	19,19 0,11	3,94 0,11	6,48 0,11	0,12 0,29	5,59 0,31	10,10 0,39	0,84 0,29	2,79 0,47	0,02 0,0	0,01 0,0	0,03 0,0	0,02 0,53	0,02 1,0	1,0 0,84	

* В скобках — количество проб в выборке; в числителе — среднеграффективное содержание, мас.%; в знаменателе — коэффициент вариации. 1 — сланцы; 2 — дуниты; 3 — серпентиниты; 4 — зерниты; 5 — пироксениты и спессартиты; 6 — горючесланцы; 7 — проксенины амфиболовые и фельдшпатогипситовые; 8 — горнобаланиты; 9 — габбро; 10 — энфибозиты. Химические анализы выполнены в химической лаборатории ПГО «Уралгипогеология» Института геологии и geoхимии УНЦ АН СССР и в Полигонской химической лаборатории ПГО «Уралгипогеология».

ниты, гориблендиты, магнетитовые пироксениты и габбро. Химический состав их приведен в табл. 1.

Оливиниты распространены в массиве незначительно. Они образуют, как правило, небольшие тела мощностью от 1 до 5 м, вытянутые до 10—100 м, или отдельные, округлые тела; располагаются обычно либо в верлитах, либо в оливиновых пироксенитах. Состав породы на 70 % и более зернами серпентинизированного оливина. До 10 % обычен клинопироксен. Из вторичных минералов встречаются серпентин, роговая обманка, хлорит и пылевидный магнетит, зерна которого в виде тонкощечечных агрегатов наблюдаются в шнурах серпентина. Рудный минерал представлен титаномагнетитом, количество которого колеблется от 5 (безрудные оливиниты) до 25—70 % (магнетитовые оливиниты).

Порода мелкозернистая, темно-зеленого, почти черного цвета, обычно однородная. Под микроскопом имеет напидноморфнозернистую структуру, массивную текстуру.

Оливин состава 10—24 % фаялита образует изометрические зерна окружной и неправильной формы, бесцветен, склонность несовершенная. Зерна оливина обычно разбиты сетью трещин, по которым впоследствии при вторичных изменениях развивается серпентин и боуллингит. Вторичные процессы развиты в различной степени (рис. 10).

Клинопироксен (диопсид-геденбергитового состава) образует ширококристаллические зерна с совершенной спайностью, бесцветен. При вторичных процессах замещается бледноокрашенной роговой обманкой, которая может замещаться бесцветным хлоритом.

Магнетит в количестве 10—15 % присутствует в виде ксеноморфных выделений между зернами оливина, выделяется по трещинам при серпентинизации. В виде вростков в магнетите присутствует шинель, зерна которой имеют неправильную, угловатую форму; окрашена шинель в густо-зеленый изумрудный цвет, в скрещенных николях изотропна.

Серпентиниты образуются по оливинитам, реже верлитам и оливиновым пироксенитам. Представлены рудной и безрудной разновидностью. В безрудных серпентинитах рудный минерал — магнетит — присутствует в количестве десятых долей процентов (до 3 %) в виде пылевидной вкрапленности, выделившейся при серпентинизации.

В рудных серпентинитах количество рудного минерала может быть до 30 %; рудный минерал представлен титаномагнетитом в виде ксеноморфных выделений и магнетитом пылевидной вкрапленности.

Основной породообразующий минерал — серпентин, развивающийся как вторичный минерал за счет оливина. Количество серпентина колеблется от 60—70 в рудных пироксенитах до 90 % — в безрудных. Так как основная масса представлена серпентином, то порода имеет решетчатую или петельчатую микроструктуру, текстура массивная. Петельчатая структура появляется за счет пересекающихся «шнурков» серпентина. «Шнурки» образованы полокристальной разностью серпентина — лизардитом. Изометрические участки «петли», образующиеся при пересечении прожилков серпентина, имеют овальную или полигональную форму, чаще всего выполнены секториальным серпентином (лизардитом более поздней генерации).

В серпентините в небольших количествах встречаются реликты зерен пироксена и оливина, прожилки пироксенита (рис. 11, 12). Оливин в реликтах наблюдается в виде мелких изолированных изометрич-

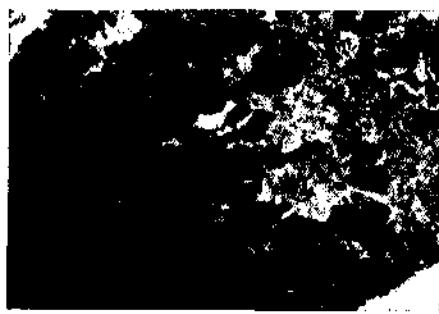


Рис. 11. Неправильной формы выделения зерен пироксена в серпентините. Штуф, нат. вел. Скв. 408, глуб. 110—113 м.

Рис. 12. Прожилок пироксена в серпентините. Вкрапленность титаномагнетита развивается равномерно по всей поверхности образца, включая как серпентинит, так и пироксенитовый прожилок. Штуф, нат. вел. Скв. 408, глуб. 107 м.

ных зерен, бесцветен, выделяется высоким рельефом и высоким двупреломлением (высокая интерференционная окраска II и III порядка). Реликты пироксена также бесцветны, с совершенной спайностью и высокой интерференционной окраской. Присутствует бесцветный хлорит в виде спонговидных и волокнистых агрегатов. Химический состав серпентинитов представлен в табл. 1.

К верлитам относятся оливиновые породы с содержанием оливина от 30 до 70 %, клинопироксена от 20 до 60 %, а также титаномагнетита, содержание которого может колебаться от 1—2 до 25 %. По содержанию его мы различаем рудные и безрудные верлиты. В текстурном отношении верлиты делятся так же, как и пироксениты, на мелко-, средне- и крупнозернистые, в зависимости от размера зерен пироксена (рис. 13). Чаще всего это мелко- и тонкозернистые породы, микроскопически темно-зеленые, почти черные, часто с белой корочкой выветривания на поверхности образцов.

Верлиты образуют в интрузии обычно вытянутые тела мощностью до 30—50 м и длиной по простирации до 200—250 м, а также небольшие тела неправильной формы с извилистыми контактами смещающими их оливиновыми пироксенитами или рудными пироксенитами (рис. 14, 15). Редко наблюдаются мелкие останцы верлитов неправильной, округлой, иногда угловатой формы как в оливиновых безрудных, так и в рудных пироксенитах. Вокруг таких ксенолитов отлагаются мелкие прожилки сплошного титаномагнетита.

Обычно крупные прожилки сплошного титаномагнетита секут тела верлитов (рис. 16). Тела верлитов рассекаются прожилками пироксена. Под микроскопом эти породы обнаруживают паницоморфно-зернистую структуру, редко — сидеронитовую (при содержании титаномагнетита); текстура, как правило, массивная.

Оlivин — главный пордообразующий минерал. Зерна его изометричны или имеют неправильную форму, бесцветны, спайность несовершенная. Как правило, сильно серпентинизирован. Из вторичных минералов по трещинкам в оливине развивается тонковолокнистый серпентин

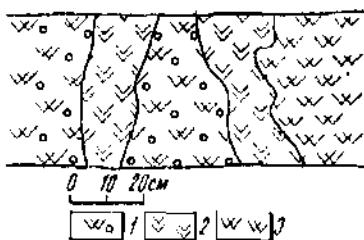
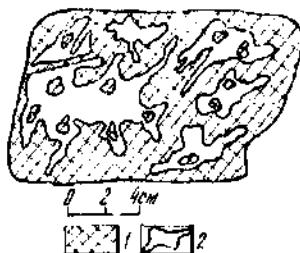


Рис. 13. Крупнозернистый верлит. Характер взаимоотношения агрегатов моноклинного пироксена (1) и оливина (2). Зарисовка забоя. Главный карьер, северо-восточная стена.

Рис. 14. Кешиолиты безрудных верлитов (2) в крупнозернистых оливиновых пироксенитах (1) и на контакте с мелкозернистыми пироксенитами (3). Зарисовка забоя. Главный карьер.

(лизардит), а также буроватый агрегат тонкочешуйчатого боулингита (рис. 17).

Клинопироксен является важным породообразующим минералом и присутствует в значительном количестве (до 50 % объема породы). Образует широкопризматические и изометричные зерна, бесцветен или окрашен в бледно-зеленый цвет; спайность совершенная; угол угла колеблется от 40 до 45°; $+2V = 56-60^\circ$, $n_g = 1,700-1,717$; $\text{пр} = 1,670-1,692$; $n_g - \text{пр} = 0,022-0,026$. Клинопироксен, как и в пироксенитах, замещается вторичной роговой обманкой. Роговая обманка может частично или полностью замещаться хлоритом, который чаще всего образует тонкочешуйчатые агрегаты. Интенсивная хлоритизация наблюдается на контакте рудных зерен с пироксеном. При просмотре анилифов в верлитах отмечаются единичные мелкие зерна хромшильда, корродированные титаномагнетитом, определенного нами как хромпикотит ($a = 8,28 \text{ \AA}$) [122]. Химический состав верлитов представлен в табл. 1.

Пироксениты оливиновые и оливинсодержащие — широко распространенные в массиве породы, располагаются обычно в периферических частях массива, оконтуривают рудные залежи или встречаются в виде участков в рудных пироксенитах. Обычно породы крупнозернистые (рис. 18), реже мелкосреднезернистые. Часто наблюдаются тонкие чередования оливиновых пироксенитов с верлитами (рис. 19). В контакте с рудными пироксенитами оливиновые пироксениты, как правило, содержат вкраепленность титаномагнетита. В контактах обычно располагаются жилы плагиоклазитов или сплошные руды (рис. 20, 21). В группу оливинсодержащих пироксенитов входят пироксениты с содержанием оливина от 3 до 10 %, а оливиновые содержат от 10 до 30 % оливина.

Так как эти группы различаются лишь содержанием оливина, мы рассматриваем их вместе, имея в виду лишь разницу в содержании оливина. Оливиновые и оливинсодержащие пироксениты различаются по зернистости и так же, как и описанные ранее породы, делятся на мелко-, средне-, крупно- и неравномернозернистые. Пироксениты данной группы могут быть рудными и безрудными, количество рудного минерала колеблется от 0 до 50 %. Обычно рудные оливиновые пироксениты располагаются на контакте безрудных оливиновых и магнетитовых пироксенитов. Основным породообразующим минералом является моно-

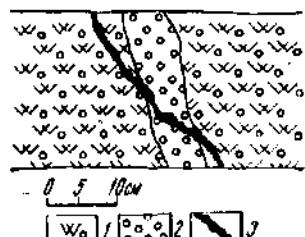
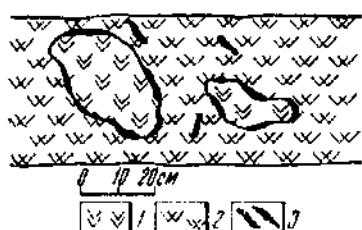


Рис. 15. Ксенолиты верлитов (1) в крупнозернистых рудных пироксенитах (2) с выделениями сплошного титаномагнетита (3). Зарисовка забоя. Главный карьер.

Рис. 16. Полосы серпентинизированного мелкозернистого перлита (2) среди оливиновых пироксенитов (1). Породы секутся прожилком сплошного титаномагнетита (3). Зарисовка забоя. Главный карьер.

клинильный пироксен (диопсид-геденбергитового ряда), образующий изометричные, короткопризматические зерна, бесцветный, с совершенной спайностью. Моноклинильный пироксен в той или иной степени замещается бледноокрашенной роговой обманкой, которая частично или полностью замещает зерна пироксена.

Оlivин образует изометричные зерна округлой и неправильной формы, бесцветен, спайность несовершенная. Оптические константы колеблются в этой группе пород по Ng от 1,694 до 1,710; по Nr — от 1,661 до 1,678; $2V = 90^\circ$. Количество оливина в этих породах не зависит от наличия и количества титаномагнетитовой вкрапленности.

Оливин, как правило, разбит сетью трещин различных направлений, которые дробят зерна оливина на полигональные участки (рис. 22). По трещинам развивается серпентин с выделением вылеватого магнетита, образующего цепочки, прерывистые в тонких прожилках серпентина и сплошные — в более мощных. Мощность прожилков от сотых долей до 1—2 мм. Серпентин в прожилках образует поперечно- или продольно-волокнистые агрегаты, представлены хризотилом и лизардитом, бесцветен или имеет бледно-желтоизвестковую окраску. Серпентинизация, по-видимому, развивается в несколько этапов. Глубокая серпентинизация захватывает полигональные участки оливина, которые в виде реликтов наблюдаются между прожилками серпентина. При максимальной степени серпентинизации оливин полностью замещен серпентином, и о первичной оливиновой породе свидетельствуют лишь редкие единичные реликты оливина или реликтовая структура. Внутренняя часть ячеек замещается серпентином, представленным серпофитом, лизардитом, реже антигоритом.

Характерным вторичным минералом для качканарских пород является также боулингит, образующий по оливину тонко- и крупноцепочечные агрегаты бурого цвета различной интенсивности; развивается по трещинам и частично или полностью захватывает зерна оливина.

Рудный минерал — титаномагнетит, присутствующий в различных количествах; как правило, образует ксеноморфные выделения в промежутках между зернами оливина и клинопироксена (рис. 23). Титаномагнетит содержит вростки зерен циннели неправильной угловатой формы, размером 0,2—0,6 мм.

Пироксениты безрудные безоливиновые выделены условно, так как отличаются от типичных рудных пироксенитов Гусевогорского массива



Рис. 17. Верлит, Клинопироксен (вверху), частично амфиболизированный, контактирует с оливином, рассеченным системой сирицитовыми прожилков с магнетитом. $\times 40$. Ник. I. Главный карьер.

только меньшим количеством вкрапленного титаномагнетита. Породы имеют, как правило, темно-зеленый цвет и встречаются в месторождении обычно, как и рудные пироксениты, но тяготеют к красивым частям рудных залежей.

Безрудные безоливиновые пироксениты состоят в основном из моноклинного пироксена (85–95 %), рудного минерала от 0 до 10 % и небольшого количества (единицы процентов) вторичных и второстепенных минералов: роговой обманки, хлорита, шпинели, эпидота. Безрудные пироксениты также делятся по крупности зерна (как и рудные) на крупно-, средне-, мелко и неравномернозернистые (рис. 24). Структура паппиономорфозернистая.

Основной пордообразующий минерал — моноклинный пироксен — относится к ряду диопсид-геденбергита; бесцветный или окрашенный в бледно-зеленый цвет. Форма зерен коротконизматическая или изометрическая. Моноклинный пироксен подвергается амфибилизации и хлоритизации (рис. 25). Рудный минерал развивается в

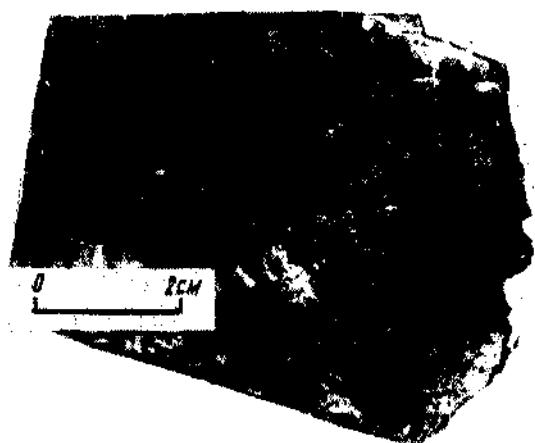


Рис. 18. Оливиновый пироксенит крупнозернистый оруденелый. Гусевогорское месторождение, скв. 707, глуб. 28 м.

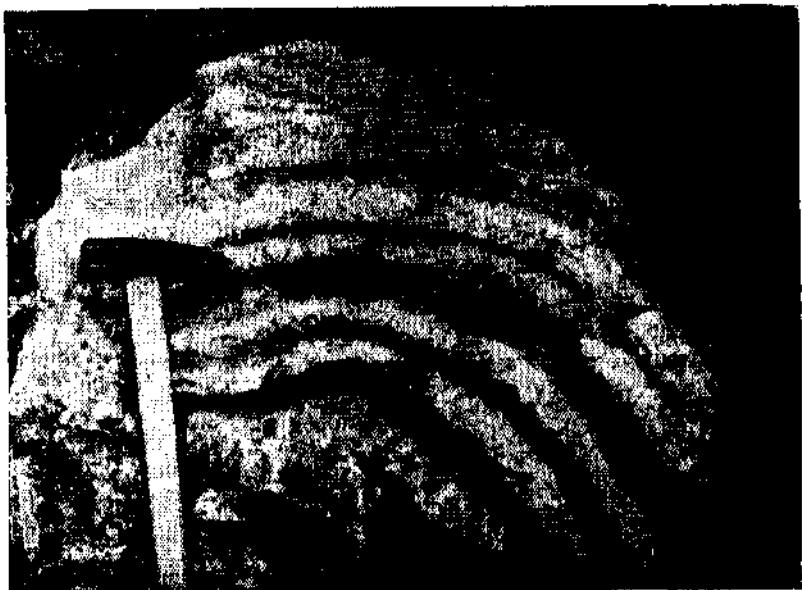


Рис. 19. Тонколосчное чередование оливиновых пироксенитов (серое) с серпентинизированными верлитами (белое). Главный карьер.

виде ксеноморфных выделений между зернами пироксена или тонкой редкой вкрапленности, содержит вrostки мелких зерен шинели размером 0,1–0,5 мм, неправильной или угловатой формы, часто трещиноватых; по трещинкам развивается тонкоагрегативный хорит и эпидот.

Пироксениты рудные безоливиновые, наряду с оливиновыми пироксенитами, наиболее распространены в Качканарском массиве. Они слагают рудные залежи и распределются в массиве неравномерно. По крупности зерна среди рудных пироксенитов выделяют группы: крупнозернистые (3,0–5,0 мм и более), среднезернистые (2,0–3,0 мм), мелкозернистые (0,5–2,0 мм), неравномернозернистые и порфировидные.

Наиболее ранними пироксенитами являются, по-видимому, крупно- и среднезернистые, по которым образуются в результате бластеза более мелкозернистые и порфировидные разности; мелко- и среднезернистые пироксениты чередуются, что подчеркивается полосчатым распределением титаномагнетита (рис. 26). В зонах перекристаллизации по мелкозернистым разностям пироксенитов в виде жилообразных тел развивается гигантозернистый пироксенит. Часто по рудным пироксенитам развиваются в виде отдельных вытянутых участков агрегаты сосюорита

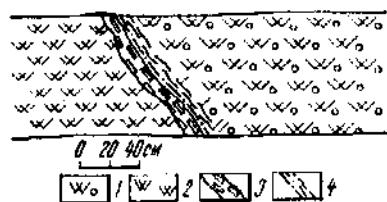


Рис. 20. Характер контакта крупнозернистых оливиновых пироксенитов (1) с рудными среднекрупнозернистыми пироксенитами (2). Контакт обдавлен и породы серпентинизированы (4). В зоне контакта — плагиоклазитовая жила со следами течения (3). Зарисовка забоя. Главный карьер.

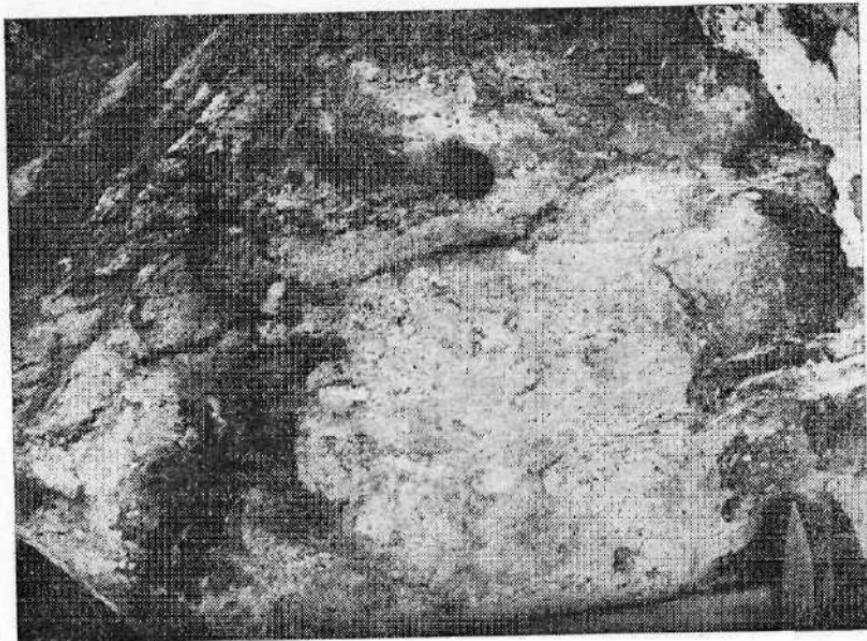


Рис. 21. Жилка сплошного титаномагнетита, секущая полосчатый оливиновый безрудный пироксенит под углом 25—30°. Главный карьер.



Рис. 22. Пироксенит оливиновый. Зерно оливина (в центре) сечется сетью прожилков серпентина с магнетитом. Слева и справа — зерна пироксена и роговой обманки. $\times 40$. Ник. +. Главный карьер.



Рис. 23. Пироксенит оливиновый амфиболизированный. На контакте зерна роговой обманки (*серое*) с оливином (*белое*) выделяются ксеноморфные зерна титаномагнетита. $\times 40$. Ник. I. Главный карьер, южная стенка.



Рис. 24. Пироксенит крупнозернистый безрудный, безоливиновый, слабо амфиболизированный. В зерне пироксена — мелкие ксеноморфные выделения роговой обманки. $\times 70$. Ник. I. Главный карьер, южная стенка.

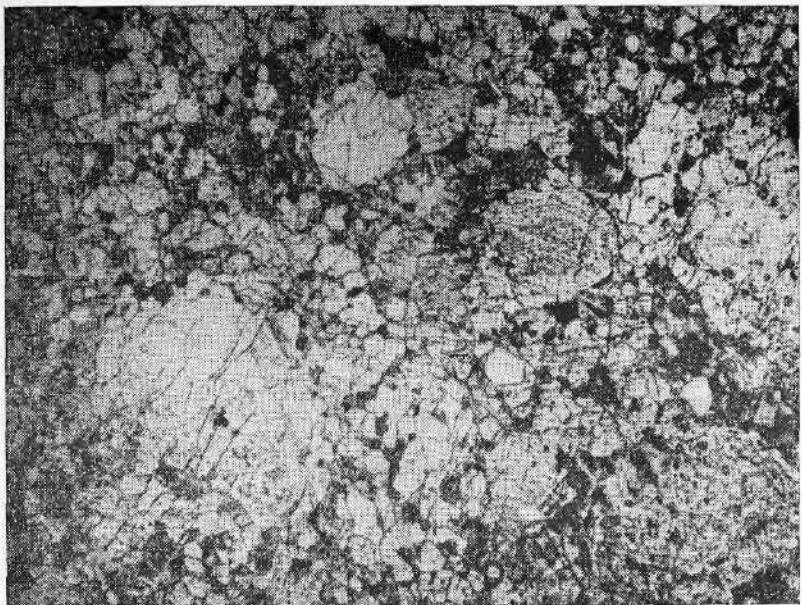


Рис. 25. Пироксенит безрудный, безоливиновый, слабо амфиболизированный, порфировидный. $\times 20$. Ник. I. Главный карьер, северная стенка.

(рис. 27) и зерен обыкновенной роговой обманки (рис. 28) с образованием амфиболизированных и фельдшпатизированных пироксенитов.

Рудного минерала в пироксенитах этой группы 15 % и более, но среднее и часто встречающееся количество — 20—25 % титаномагнетита, который образует типичные сидеронитовые структуры (рис. 29). Основным пордообразующим минералом служит моноклинный пироксен, относящийся к группе диопсид-теденбергита. Пироксен бесцветен или имеет очень слабый зеленый оттенок. Формы выделения его — широкопризматические с совершенной спайностью или изометрические зерна, причем, как правило, чем крупнее зерно, тем чаще оно имеет призматический облик; более мелкие зерна имеют изометрическую форму, реже округлую, полигональную или неправильную.

Оптические константы клинопироксенов:

	ng	np	2V	cng	
Мелкозернистый	1,712	1,688	58	44	(среднее по 4 замерам)
Среднезернистый	1,710	1,687	59	43	(среднее по 3 замерам)
Крупнозернистый	1,711	1,687	60	43	(среднее по 3 замерам)
Неравномернозернистый (порфировидный)	1,711	1,688	60	42	(среднее по 2 замерам)

Амфиболизация очень часто сопровождается хлоритизацией, последняя обычно проявляется в развитии мелко- и крипточешуйчатого агрегата, бесцветного или слабо окрашенного в зеленый цвет хлорита. Агрегаты имеют вид пятен неправильной формы с извилистыми очер-

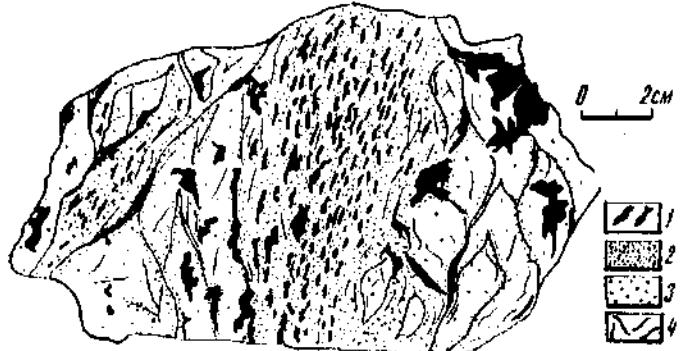


Рис. 26. Образование полосчатых (плойчатых) и прожилковых титаномагнетитовых руд (1) в пироксенит-милоните. Рекристаллизация крупнозернистого пироксенита (2) с образованием мелкозернистого и порфироидного (3). Полосчатость (4) подчеркивается направленностью бластомилонитизации. Зарисовка штуфа. Карьер Главной залежи Гусевогорского месторождения.

таниями; в хлорите часто выделяется сфеен в виде мелких землистых комочеков. Хлоритизация также постоянно сопровождает контакт рудных зерен с пироксеном, причем первой каймой вокруг рудного минерала развивается тонкочешуйчатый хлорит (как правило, бесцветный), а затем идет бледноокрашенная вторичная роговая обманка. Показатели преломления хлорита: $n_m = n_p = 1,607$.

Оливин в этой группе — второстепенный минерал, количество его составляет 1—3 % вместе с вторичными продуктами изменения.

Рудный минерал, представленный титаномагнетитом, образует, как правило, ксеноморфные зерна, развивается в промежутках между зернами пироксена, вторичной роговой обманки и при достаточно высоком проценте его содержания в породе образует участки сидеронитовой структуры, т. е. служит цементом для нерудных минералов. Рудный минерал иногда образует тонкую вкрапленность (часто при замещении пироксена роговой обманкой). Титаномагнетит в качканарских пироксенитах почти повсеместно содержит шинель в виде вростков и отдельных обособленных зерен. Зерна шинели имеют неправильную и угловатую форму, размеры их обычно 0,1—0,5 мм; шинель часто разбита трещинами, по которым развиваются, замещая ее, тонкоагрегативный хлорит и эпидот. Шинель окрашена в густо-зеленый цвет; в скрещенных николях изотропна. Содержание шинели колеблется от единичных зерен до 10 %, что связано с крупными рудными выделениями или с выделением сплошной титаномагнетитовой руды. Показатель преломления шинели 1,788. По оптическим и рентгеноструктурным данным, шинель относится к плеонасту с 20 % герцинитовой составляющей. Химический состав пород представлен в табл. 1.

Горнблендиты отмечаются в краевых частях пироксенитовых тел и тяготеют к зонам контакта габбро с пироксенитами. Это мономинеральные породы. По мере удаления от контактов с габбро горнблендиты постепенно переходят в амфиболизированные пироксениты, в зонах же контактов они содержат соссюритовый тонкозернистый агрегат розового, иногда зеленовато-голубого цвета (рис. 30), что обусловлено, как показали микроскопические исследования, наличием в составе соссюрита Mn-клиноцизита (тулита).

Макроскопически это зернистые породы (от мелко- среднезернистых до гигантозернистых разностей) зеленовато-черного цвета. Микроскопически горнблендиты характеризуются бластовой структурой; текстура породы массивная и параллельно ориентированная.

По минеральному составу горнблендиты на 70—90 % состоят из

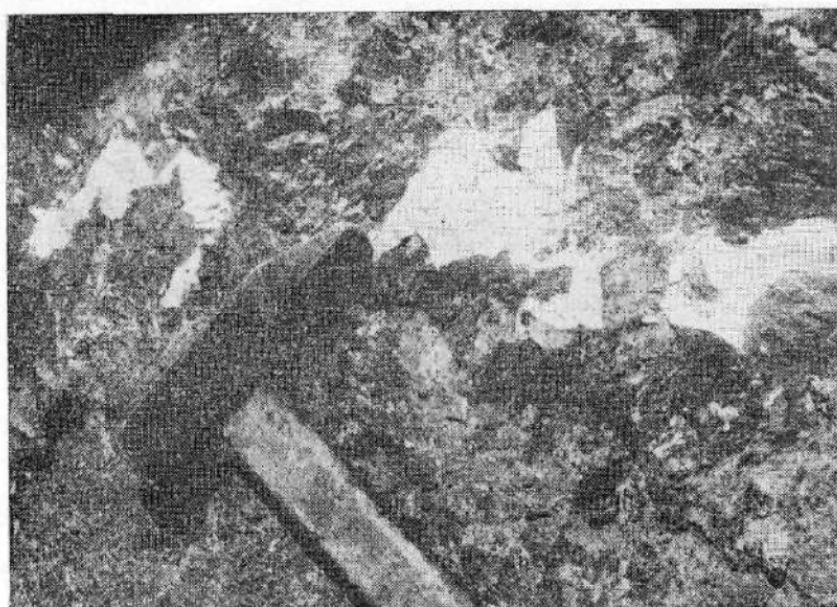


Рис. 27. Выделение соссюрита и роговой обманки в пироксените. Главный карьер, северная стенка.

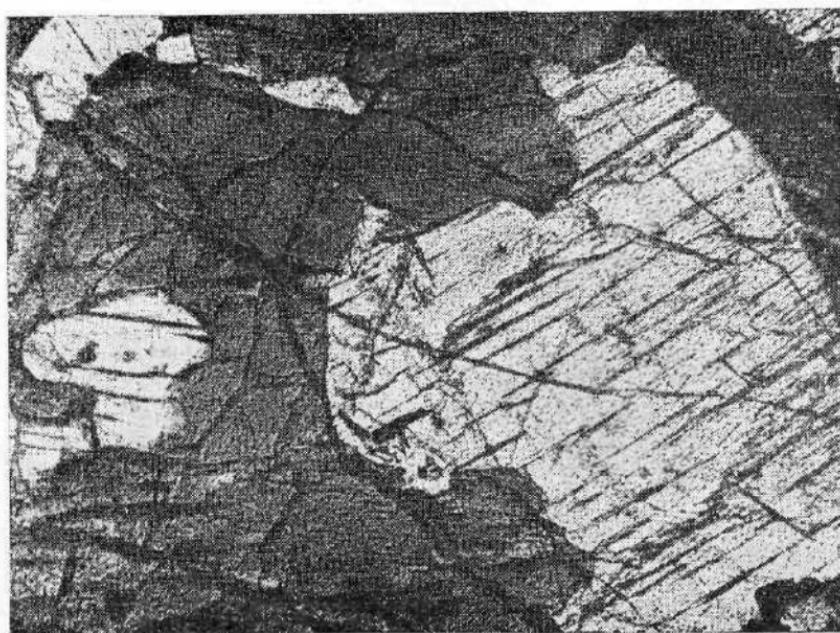


Рис. 28. Пироксенит амфиболизированный крупнозернистый. Роговая обманка (темно-серое) замещает пироксен (светло-серое) с периферии зерен, ксеноморфна по отношению к пироксену. $\times 20$. Ник. I, Главный карьер, южная стенка.

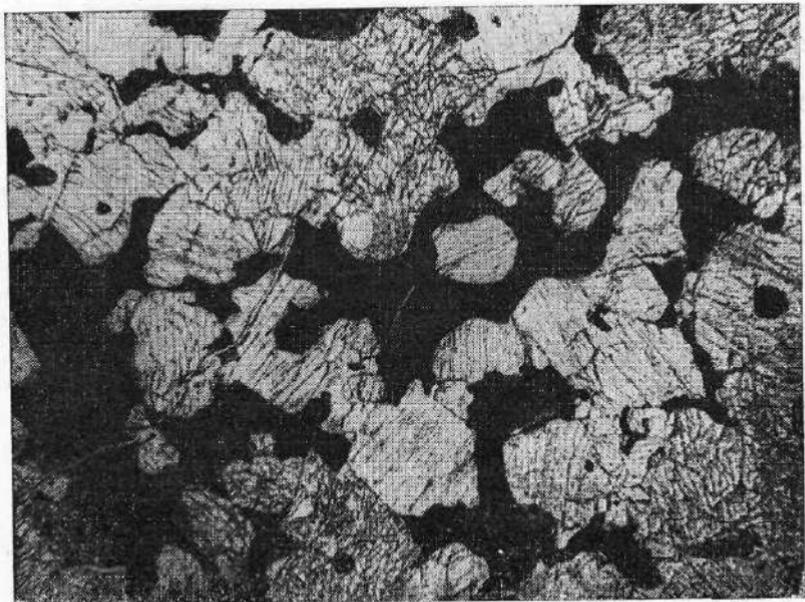


Рис. 29. Пироксенит рудный полевошпатовый мелкозернистый. Титаномагнетит образует сидеритовую структуру. $\times 40$. Ник. I. Главный карьер, южная стенка.

вторичной роговой обманки, имеющей призматическую форму, совершенную спайность, максимальный угол с Ng до 28° , плеохроируют в зеленых тонах: по Ng и Nm — бледно-зеленая окраска, по Nr — почти бесцветные, иногда имеют желтоватый оттенок, $n_g = 1,672$; $n_r = 1,655$. В горнблендитах в небольшом количестве встречаются реликты бесцветного клинопироксена (рис. 31). По роговой обманке развиваются тонкочешуйчатый хлорит и мелкозернистые агрегаты эпидота.

Рудный минерал ксеноморфен, образует редкие мелкие выделения и представлен титаномагнетитом и зернами сульфидов (пирита и халькопирита).

Из акцессорных минералов в горнблендитах отмечаются единичные зерна циркона и апатита. Количество последнего обычно возрастает с увеличением титаномагнетитовой вкрапленности. Среди зерен или агрегатов зерен титаномагнетита постоянно встречаются зерна изумрудно-зеленої шпинели ($n = 1,753$). Химический состав горнблендитов представлен в табл. 1.

Габбро являются вмещающими пироксениты породами. Отмечаются в периферической части Гусевогорского и Собственно-Качканарского пироксенитовых тел. Контакты габбро с пироксенитами обычно слож-

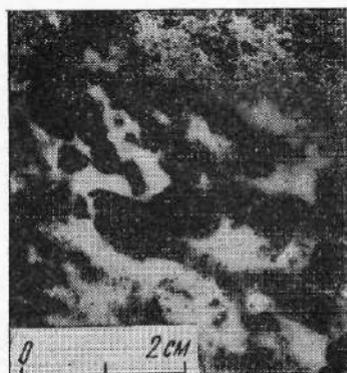


Рис. 30. Крупнозернистый рудный полевошпатовый горнблендит из зоны контакта габбро с пироксенитами. Гусевогорское месторождение, Западная заley, скв. 560, глуб. 195 м.



Рис. 31. Среднезернистый рудный горнблендит. В зерне роговой обманки — реликты зерен пироксена (светлое). $\times 40$. Ник. I. Главный карьер, северная стенка.

ные. Так, в зоне восточного контакта Главной залежи Гусевогорского тела крупный ксенолит рудных амфиболизированных пироксенитов мощностью до 70 м располагается в габбро и амфиболитах. Обычно зоны контакта сильно смяты и в них встречаются плагиоклазовые жилы (рис. 32, 33). Часто в габбро отмечаются участки или зоны перекристаллизации. Наблюдаются обнажения, в которых однозначно устанавливается более позднее образование габбро, так как часто в габбро отмечаются ксенолиты мелкозернистого амфиболизированного рудного пироксенита (рис. 34). Среди габбро наблюдаются секущие жилья гусевитов и плагиоклазитов (рис. 35), встречаются крупные жилообразные участки габбро-пегматитов.

Породы габбровой группы подразделяются на оливиновые разности (троктолиты), габбро-нориты, роговообманково-слюдистые и биотитовые. По структуре среди габброидов можно выделить такситовые и атакитовые, средне- и мелкозернистые разновидности.

Клинопироксен частично или полностью амфиболизирован. Амфиболизация клинопироксена неравномерна: некоторые зерна полностью замещены роговой обманкой, другие — частично (рис. 36); реже встречаются зерна клинопироксена совершенно свежие. Часто амфиболизация происходит с перекристаллизацией, т. е. с образованием участков блестящей структуры. На месте клинопироксена образуются участки с нематобластовой структурой вторичной роговой обманки. Роговая обманка бледно окрашена, плеохроирует от бледно-зеленой окраски по Ng до почти бесцветной по Nr. Здесь же встречаются скопления мелкочешуйчатого бледно-зеленого и бесцветного хлорита. Иногда роговая обманка образует псевдоморфозы по клинопироксenu с размером зерен до 10 мм и более.



Рис. 32. Контакт пироксенитов с роговообманковым габбро и амфиболитами.

1 — роговообманковое габбро; 2 — пироксениты; 3 — плагиоклазовые жилы; 4 — амфиболит. Зарисовка забоя. Главный карьер, северная стена.

Рис. 33. Контакт роговообманкового габбро с фельдшпатизированными пироксенитами.

1 — фельдшпатизированные пироксениты; 2 — мелкозернистые порфириты (?); 3 — роговообманковое габбро; 4 — плагиоклазитовая жила. Главный карьер, северная стена.

Плагиоклаз полностью соссюритизирован. Он располагается в промежутках между зернами роговой обманки и реликтами клинопироксена, иногда замещает роговую обманку или образует внутри нее скопления неправильной формы; очень редко можно заметить реликтовые призматические очертания плагиоклаза (рис. 37). Соссюрит образует крупночешуйчатый агрегат буровато-серого цвета, полупрозрачный. Иногда среди соссюрита встречаются скопления тонкочешуйчатого агрегата хлорита или землистые скопления эпидота, единичные мелкие выделения вторичного прозрачного альбита неправильной формы. В некоторых зернах вместо соссюрита наблюдаются образования цоизита в виде радиально-лучистых агрегатов. Биотит в габброидах образует мелкие пластинчатые агрегаты темно-коричневого цвета, плеохроирующие в бурых тонах. Обычно с периферии зерен по биотиту развивается хлорит.

Рудный минерал, представленный титаномагнетитом, образует выделения неправильной формы, часто на контакте с рудными зернами развивается хлорит, образующий кайму вокруг рудных зерен или радиально-лучистые агрегаты. Из акцессорных минералов встречен сфинкс.

Амфиболиты слагают все обрамление массива, и их контакт с пироксенитами или габбро всегда тектонический. Развиваются, по-видимому, как по вмещающим вулканитам, так и по габбро, и представляют собой мелко-среднезернистые амфибол-плагиоклазовые породы с нематобластовой структурой.

Жильные породы массива — рудные апортозиты, микрогаббро, порфировидные, мелкозернистые габбро, габбро-пегматиты, гусевиты, инейты и большая группа плагиоклазитов в основном кислого состава, разнообразных по составу и времени формирования. Среди последних выделяются андезиниты (амфиболсодержащие и мономинеральные), олигоклазиты (амфиболсодержащие и мономинеральные), плагиоаплиты, плагиопегматиты, кварц-плагиоклазовые и кварцевые жилы.

Рудные апортозиты. В западной части Гусевогорского тела в Главном карьере среди мелкозернистых рудных пироксенитов были установлены две необычные по составу для Качканарского массива кулисообразные жилы рудных плагиоклазитов — рудных апортозитов переменной мощности от 5—10 до 30 см и от 1—2 до 5 м длиной по простиранию (рис. 38, 39). Простижение жил северо-западное 320—340°, падение северо-восточное 70—80°. Эти апортозитовые жилы рассекаются жилами более молодых плагиоклазитов, которые широко распространены среди пород Гусевогорского месторождения.

Внутреннее строение жил сложное, что обусловлено неравномерным

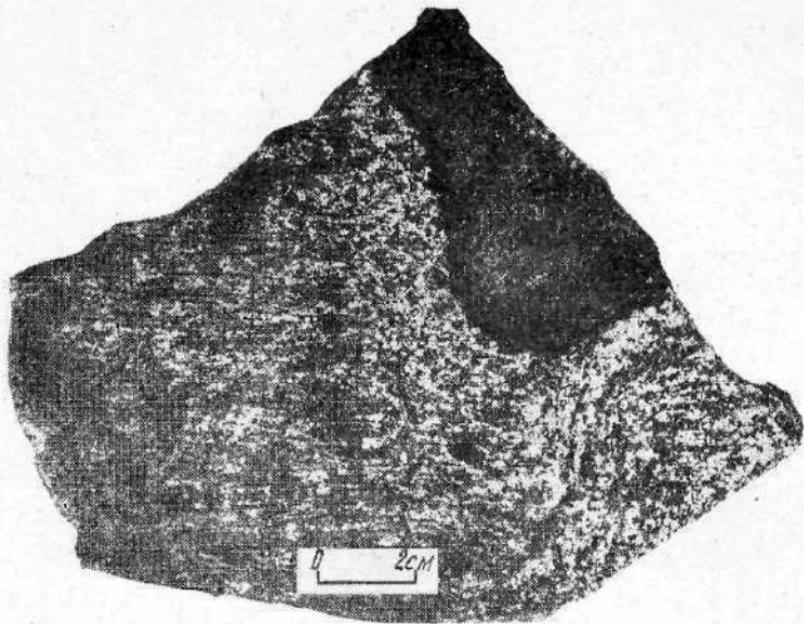


Рис. 34. Ксенолит мелкозернистого амфиболизированного пироксенита в полосчатом мелкозернистом роговообманково-слюдистом габбро. Видна полосчатость в габбро, облекающая ксенолит. Западная залежь.

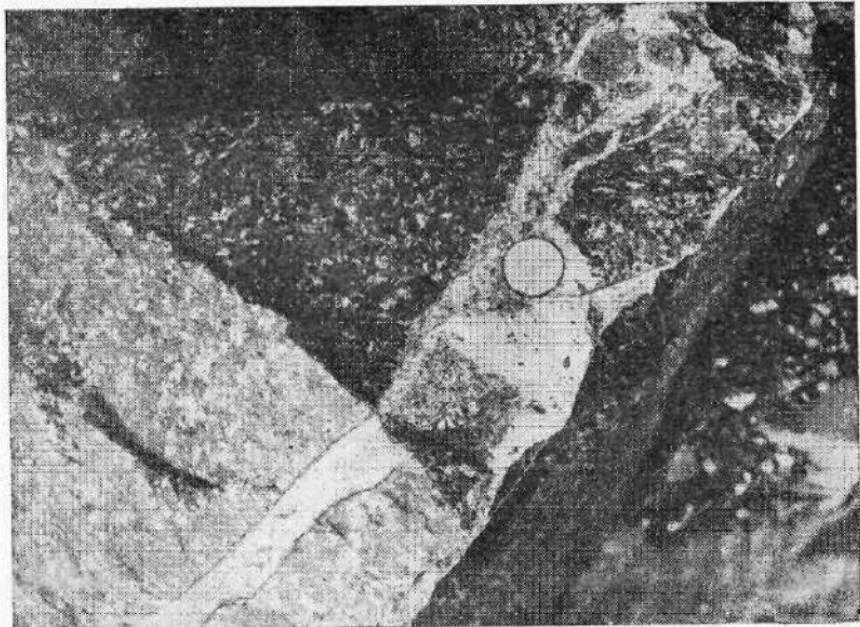


Рис. 35. Плагиоклазитовая жила с ксенолитами габбро в порфировидном габбро. Главный карьер, южный забой.

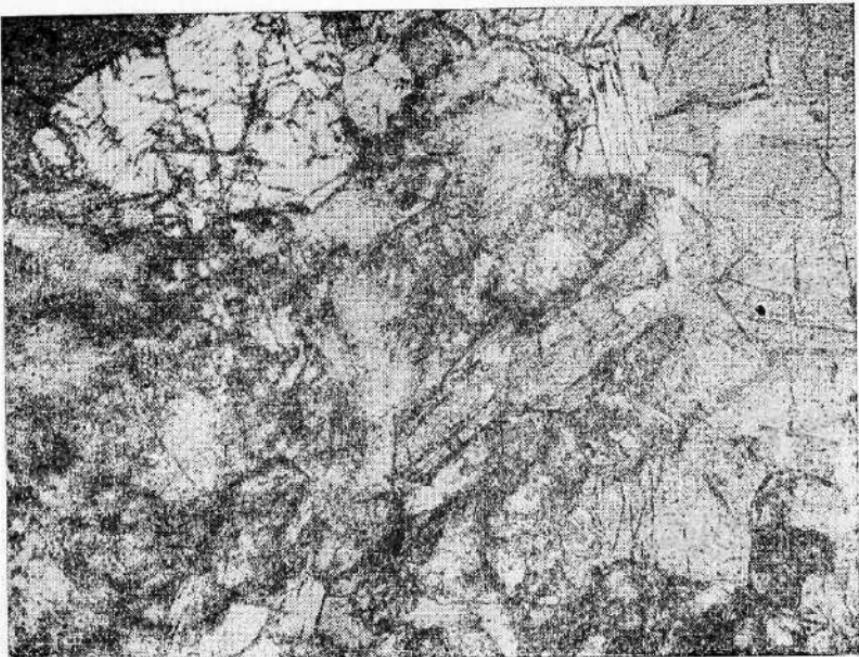


Рис. 36. Роговообманковое габбро. Слева в зерне роговой обманки (*серое*) — реликты пироксена (*белое*). В центре — соссюрит-хлоритовый агрегат чешуйчатого строения. $\times 70$. Ник. I. Главный карьер, южный забой.

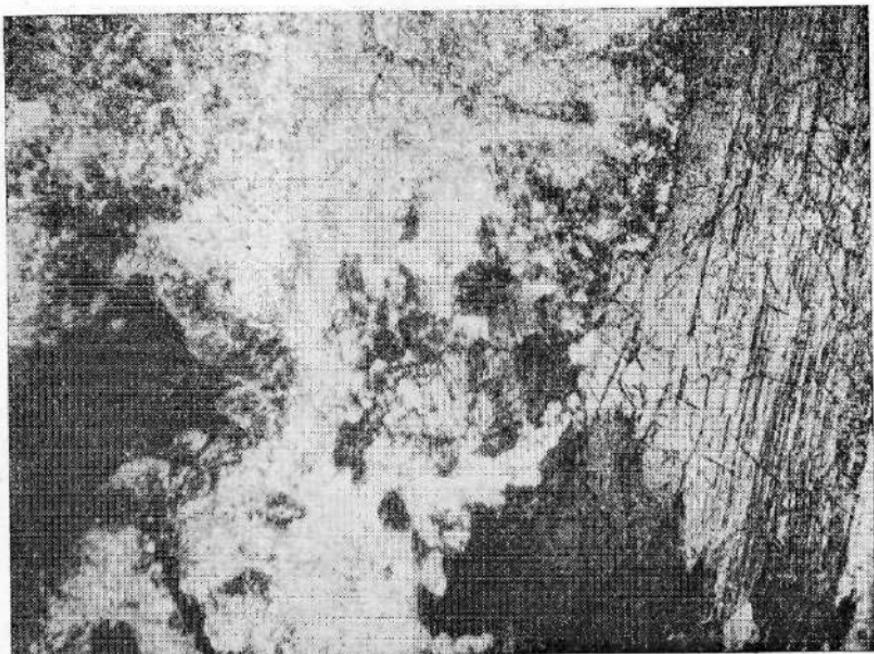
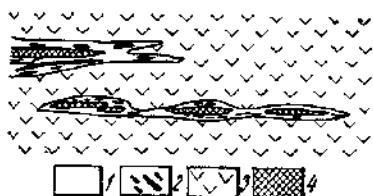


Рис. 37. Габбро амфиболизированное соссюритизированное. Выделение рудного минерала (*слева*) в соссюрит-хлоритовом агрегате. $\times 20$. Ник. +. Главный карьер, южный забой.

Рис. 38. Кулисообразные жилы рудных аортозитов с реликтовыми блоками рудных пироксенитов. 1 — соссюритизированный плагиоклаз; 2 — выделения титаномагнетита; 3 — мелкозернистый рудный пироксенит; 4 — ксенолиты вмещающих мелкозернистых рудных пироксенитов в рудных аортозитах. Главная залежь, западный забой.



распределением титаномагнетита и полевого шпата. Отдельные участки жил сложены соссюритизированным плагиоклазом, другие — агрегатом титаномагнетита и темноцветных минералов. Взаимные переходы этих участков постепенные через вкрапленные титаномагнетитовые руды (рис. 40) и резкие при появлении вкрапленно-прожилковых и прожилковых руд (рис. 41). Наряду с этим в жилах рудных аортозитов часто встречаются ксенолиты вмещающих мелкозернистых рудных пироксенитов неправильной угловатой формы (см. рис. 40), краевые части которых амфиболизируются.

Аортозиты имеют мелко- среднезернистую структуру и такситовую текстуру, которая обусловлена неравномерным распределением вкрапленно-прожилковых и прожилковых титаномагнетитовых руд и темноцветных минералов. Окраска породы неоднородна — от бледно-зеленоватой в участках, сложенных существенно соссюритизированным плагиоклазом, до черной — в участках с большим количеством рудных минералов и темноцветных силикатов.

Аортозитовые жилы, как показали микроскопические исследования, сложены агрегатом соссюритизированного плагиоклаза, представленного изометрическими, часто округлыми, таблитчатыми и полигональными зернами. Размер зерен колеблется от 0,05 до 2—10 мм. Часто отмечается порфировидная структура, когда среди однозернистой массы соссюритизированного плагиоклаза наблюдаются крупные (до 10 мм) зерна. Продукты замещения плагиоклаза — криптозернистый агрегат серицита, цоизита, альбита, эпиндита.

Химический анализ показал, что состав соссюрита рудных аортозитов аналогичен составу соссюритов других пород месторождения, близок к таковому пород других массивов [117] и отвечает аортиту.

Из других силикатных минералов в породе отмечается пироксен в виде единичных мелких (до 0,05 мм) изометрических, таблитчатых, иногда округлых зерен. По оптическим свойствам пироксен относится к ряду диопсид — геденбергит

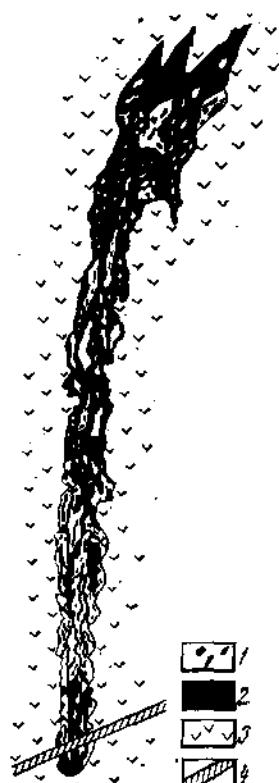


Рис. 39. Рудная аортозитовая жила в мелкозернистых рудных пироксенитах. Главная залежь, западный забой. 1 — соссюритизированный плагиоклаз с вкрапленным и прожилково-вкрапленным оруденением; 2 — амфибол-пироксан-титаномагнетитовый агрегат; 3 — рудные мелкозернистые пироксениты; 4 — плагиоклазитовая жила.



Рис. 40. Характер выделения титаномагнетита (3) в соссюритизированном пластиоклазе (1). В жиле аортозита — ксенолит пироксенита (2). Деталь зарисовки участка рудного аортозита. Главная залежь, западный забой.

($ng' = 1,707$; $pr' = 1,685$). Зерна пироксена замещаются бледноокрашенной в зеленоватый цвет роговой обманкой, которая иногда образует крупные зерна до 1 см по удлинению. Роговая обманка обыкновенная: $ng' = 1,669$; $pr' = 1,655$. Иногда в отдельных шлифах отмечаются участки, сложенные крилточешуйчатым агрегатом хлорита, который развивается, по-видимому, по темноцветным минералам.

Участки между зернами соссюритизированного пластиоклаза выполнены агрегатом зерен титаномагнетита, ильменита и шпинели с образованием спиронитовой структуры; аналогичной структуре рудных пироксенитов. Размер зерен рудных минералов колеблется от 0,01 до 0,5—1 мм. Зерна имеют неправильную форму, количество их колеблется от единичных до 40—60 % в участках вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд.

Титаномагнетит аортозитов по составу и структуре аналогичен титаномагнетитам рудных пироксенитов [116] и содержит 3,97 % двуокиси титана, тогда как в титаномагнетитах других полевошпатовых пород (фельдшпатизированные пироксениты и горнблендиты, соссюритовое габбро и др.) содержание титана значительно ниже.



Рис. 41. Прожилковая титаномагнетитовая руда (черное) в аортозите. Главная залежь, западный забой.



Рис. 42. Зерна роговой обманки (*серое*) широкотаблитчатой формы. Темное — сассюрит. $\times 40$. Ник. I. Главный карьер, южный забой.

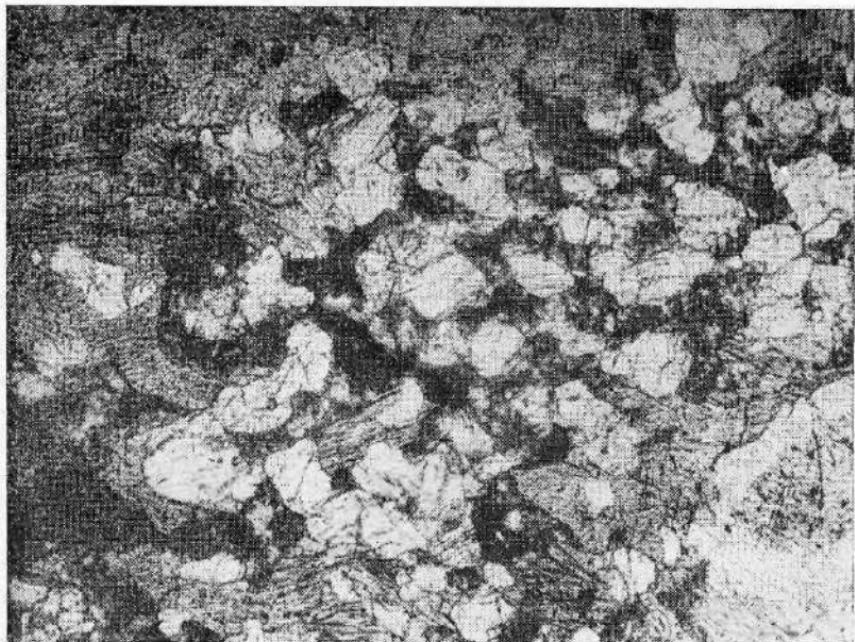


Рис. 43. Габбро мелкозернистое амфиболизированное. Пироксен (*светло-серое*) идиоморфен по отношению к роговой обманке (*серое*) и сассюрит-хлоритовому агрегату (*темно-серое*). $\times 40$. Ник. I. Главный карьер, южный забой.

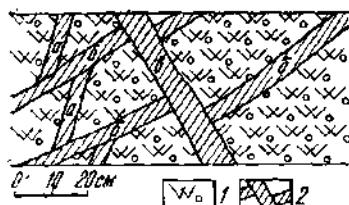


Рис. 44. Жилы гусевита (2) трех возрастных типов (а—в) в рудных оливиновых пироксенитах (1). Главный карьер, северный забой.

Ильменит образует более мелкие зерна и отмечается реже, составляя около 10 % всей рудной массы. Вторичных изменений рудных минералов не отмечено.

Рудные выделения сопровождаются мелкими зернами шпинели изумрудно-зеленого цвета. Шпинель часто замещается тонкозернистым агрегатом эпидота.

Наложение прожилковых титаномагнетитовых руд на аортозиты говорит о том, что формирование аортозитовых тел происходило в дорудный этап и процесс рудоотложения накладывался на сформированные породы, тогда как в фельдшпатизированных пироксенитах развитие плагиоклаза было послерудным.

Формирование рудных аортозитов Гусевогорского месторождения во времени может параллелизоваться с образованием рудных пироксенитов, и рудные аортозиты, возможно, являются продуктом метаморфической дифференциации пироксенитов.

Габбро-пегматит отмечается в виде крупных жил в восточной части Главного карьера Гусевогорского месторождения. Мощность жил 1—5 м, длина по простиранию 15—40 м. Жилы габбро-пегматита отмечаются как в амфиболизированных и фельдшпатизированных пироксенитах, так и в полосчатых габбро восточной зоны массива. Порода крупно-гигантозернистая, массивная, иногда имеет такситовое сложение, темно-зеленого цвета. Полевошпатовая часть представлена соссюритом розового цвета. Структура породы гранобластовая.

Порода сложена на 50—60 % крупными зернами или агрегатами зерен обыкновенной роговой обманки (рис. 42) и соссюритизированным основным плагиоклазом. Соссюрит — агрегат марганецодержащего клиноцизита, который придает породе розовый цвет различных оттенков, эпидота и хлорита. Из акцессорных минералов в породе установлены сфен, апатит, сульфиды (пирит и халькопирит) и зерна титаномагнетита.

Микрогаббро в отличие от габбро-пегматитов встречается чаще. Особенно часто жилы микрогаббро наблюдаются в восточной части Гусевогорского массива. Они имеют переменную мощность от 1 до 30 см и длину по простиранию от 1 до 15 м. Наблюдались нами в крупнозернистых габбро и габбро-пегматитах, секущих полосчатость габбро, вмещающих пироксениты Гусевогорского массива, а также секущих все виды пироксенитов. Среди равномернозернистых микрогаббро встреча-



Рис. 45. Два возрастных типа жил гусевита (3) в рудных мелкозернистых пироксенитах (2) с участком перекристаллизации (1). Главный карьер.

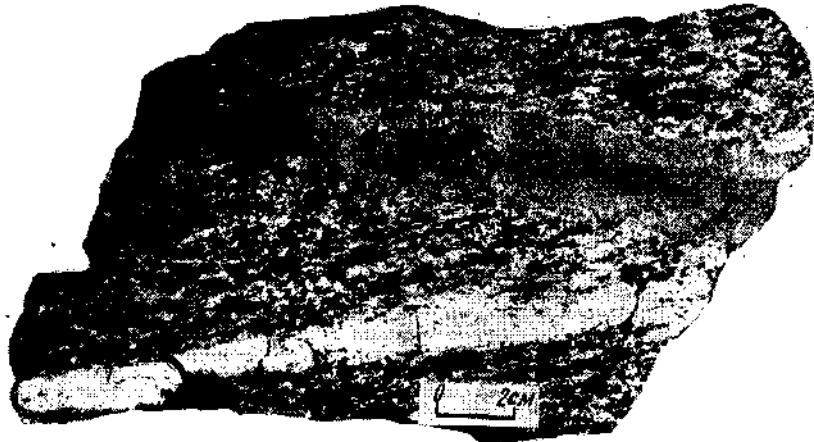


Рис. 46. Жилы гусевита и плагиоклазита, секущие полосчатое роговообманково-состоритовое габбро. Западная залежь Гусевогорского месторождения.

ются порфировидные разности. Порода сложена на 50 % зернами темно-цветных минералов. Роговая обманка замещает пироксен, и в некоторых зернах роговой обманки постоянно наблюдаются реликты зерен пироксена (рис. 43).

Плагиоклаз обычно соссюритизирован. Среди акцессорных минералов отмечаются титаномагнетит и тонкие игольчатые зерна апатита. Порфировидные вкрапленники в микрогаббро представлены полностью соссюритизированными зернами плагиоклаза.

Гусевит (микропироксенит) — одна из довольно распространенных жильных пород Гусевогорского массива. Основная масса гусевитов тяготеет к восточной и центральной части массива (восточная часть Главной залежи и южный склон горы Большая Гусева). Это мелкозернистые темно-зеленые, почти черные породы. Выделяется три основных возрастных типа гусевитов, сужа по взаимным пересечениям жил (рис. 44). По-видимому, ранние гусевиты затронуты процессами перекристаллизации (рис. 45). Жилы гусевитов часто рассекают полосчатость габбро (рис. 46) и в то же время пересекаются жилами плагиоклазитов (рис. 47). Мощность жил гусевитов колеблется от 1 до 10—15 см, длина по простиранию от 1 до 15—20 м. Контакты с породами у жил гусевитов резкие, без зон закалки. Под микроскопом гусевиты — тонкозернистые породы с размером зерен 0,01—0,1 мм, сложенные на 70—80 % бесцветными или бледно-зелеными зернами клинопироксена ряда диопсид — геденбергит с выделениями зерен титаномагнетита (рис. 48). В некоторых шлифах в гусевитах наблюдаются серпентинизированные зерна оливина. Химический состав жильных микропироксенитов (гусевитов) соответствует химическому составу рудных пироксенитов Гусевогорского массива.

При документации Главного карьера Гусевогорского месторождения встречено несколько жил исита — породы, сложенной роговой обманкой. Встречены две параллельные жилки исита мощностью 1—3 см в мелкозернистых рудных пироксенитах на горизонте 250 м (рис. 49). Зерна роговой обманки имеют длиннопризматический облик (размер до 0,5 см) и вытянуты вдоль контакта жилы с вмещающим пироксени-

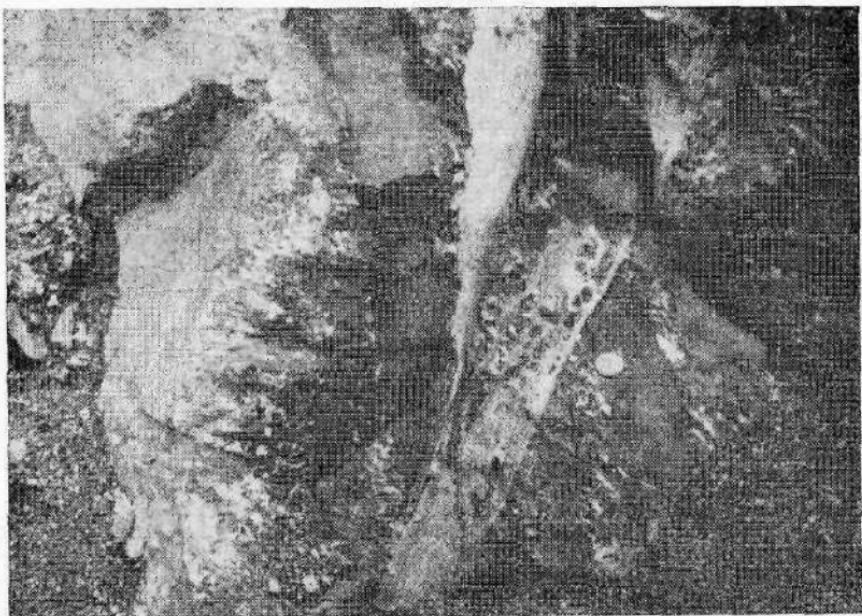


Рис. 47. Жилка плагиоклазита с габбро, секущая жилку гусевита в роговообманковом габбро. Главный карьер, северный забой.

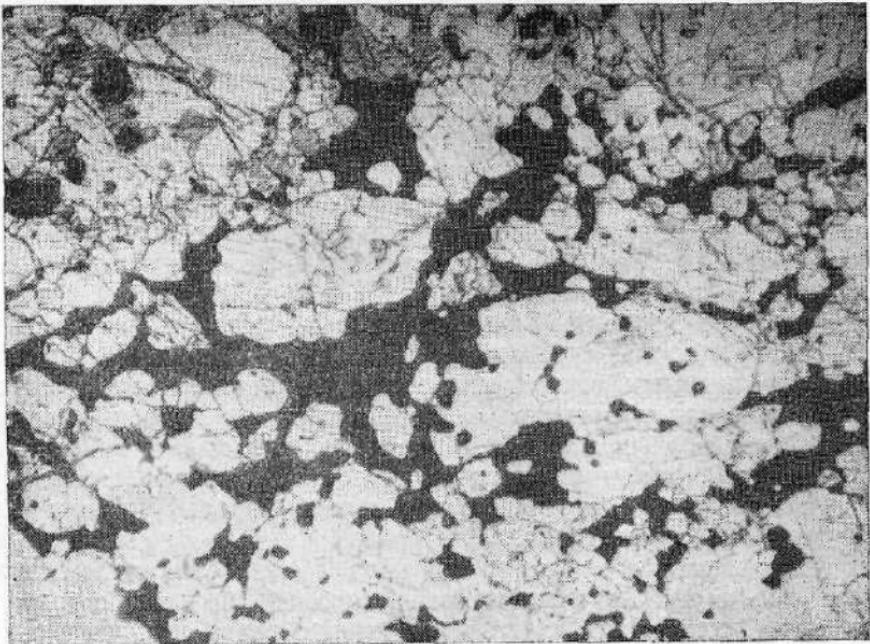
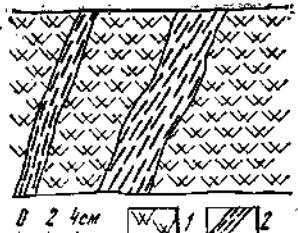


Рис. 48. Гусевит слабо амфиболизированный. Титаномагнетит образует сидеронитовую структуру. $\times 20$. Ник. I. Главный карьер, северный забой.

Рис. 49. Характер выделения жил роговообманкового состава (2) в мелкозернистых рудных пироксенитах (1). Зерна роговой обманки имеют длиннопризматический облик и вытянуты параллельно контакту с пироксенами. Главный карьер, северный забой.



том. Контакт резкий, без видимых изменений и зон закалки. В другом случае отмечены две параллельные жилы исита, пересеченные более поздней жилой (рис. 50). Породы черного цвета, массивной текстуры. Структура панидиоморфнозернистая; порода сложена зернами обыкновенной роговой обманки.

Плагиоклазиты. Одна из основных особенностей геологического строения Гусевогорского пироксенитового массива — широкое развитие жильных пород существенно плагиоклазового состава, называемых различными авторами еще с начала столетия «плагиоклазитами». Описание таких образований встречается во многих работах по различным массивам Платиноносного пояса [25, 26, 23, 93, 116, 122]. Плагиоклазиты распределются в массиве крайне неравномерно, причем они сконцентрированы в основном в восточной и центральной частях Гусевогорского массива, где фиксируют мощную зону интенсивной трещиноватости пород, протягивающуюся с северо-запада на юго-восток. Вне этой зоны отмечаются лишь единичные жилы плагиоклазитов, фиксирующие мелкие оперяющие зонки дробления.

На основании детальных картировочных работ по карьеру Главной залежи установлено, что плагиоклазитовые жилы являются самыми поздними образованиями (рис. 51) и выполняют системы разноориентированных пересекающихся трещин, среди которых преобладают две: а) система трещин северо-западного и субмеридионального простирания — 315—355° с крутым падением на юго-запад, запад и северо-восток-восток под углом 70—90°; б) система трещин северо-западного и субширотного простирания — 290—300° с пологими и крутыми падениями на северо-восток под углом 30—70°.

К первой системе трещин приурочено абсолютное большинство мелких, средних и крупных жил мощностью 10—100 см; единичные жилы имеют мощность 2—4 м; ко второй — апофизы этих жил и даек в виде многочисленных мелких жил и прожилков мощностью от 0,5 до 3—10 см, в единичных случаях до 20 см.

Степень тектонической переработки пород внутри зоны неодинакова, наряду с интенсивно раздробленными участками встречаются отдельные участки — блоки пород, не подвергшиеся дроблению, что определило неоднородность в насыщенности зоны жильными образованиями. В целом степень насыщенности зоны жильными плагиоклазитами уменьшается с востока на запад. Наибольшее количество плагиоклазитовых жил отмечено в Северной залежи, значительно меньше — в Главной, а в Западной залежи встречаются лишь единичные жилы.

Детальное изучение плагиоклазитов Гусевогорского массива позволило выделить в их составе ряд разновидностей, которые в зависимости от состава и времени формирования объединяются в три группы в порядке их возрастной последовательности: андезиты, олигоклазиты, плагиоаплиты и плагиопегматиты [124].

Эти различные группы пород занимают определенное положение в

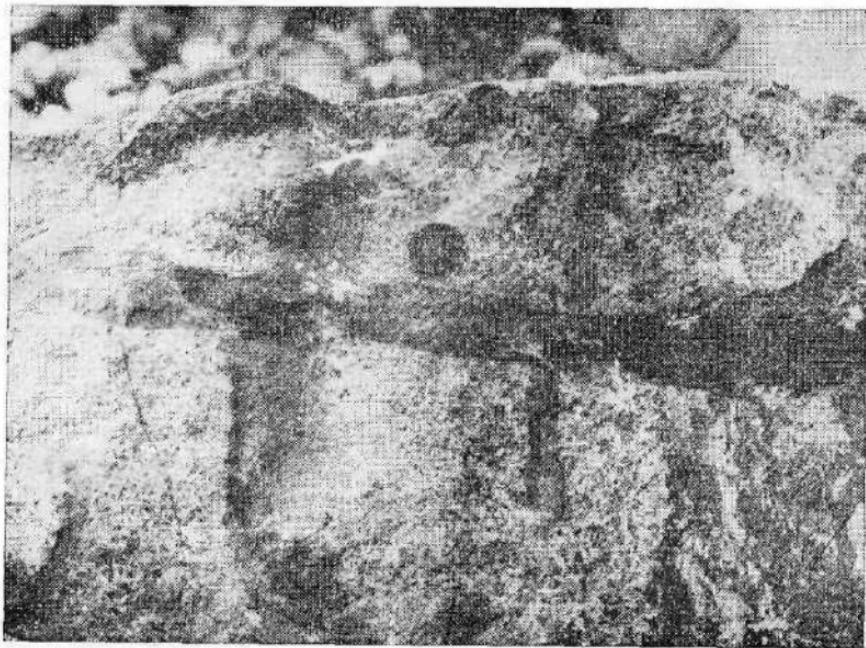


Рис. 50. Два возрастных типа жилов в рудных пироксенитах. Ранние жилы рассечены более молодыми с небольшой амплитудой смещения. Главный карьер, северный забой.

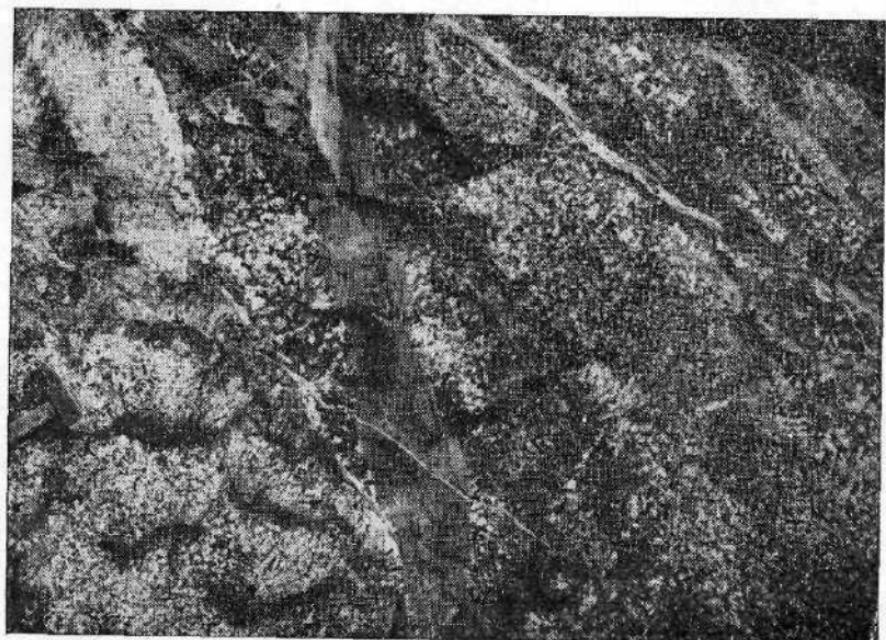


Рис. 51. Жилка тонкозернистого габбро в крупнозернистом, рассеченный тонким плагиоклазовым прожилком андезитового состава. Главный карьер, южный забой.

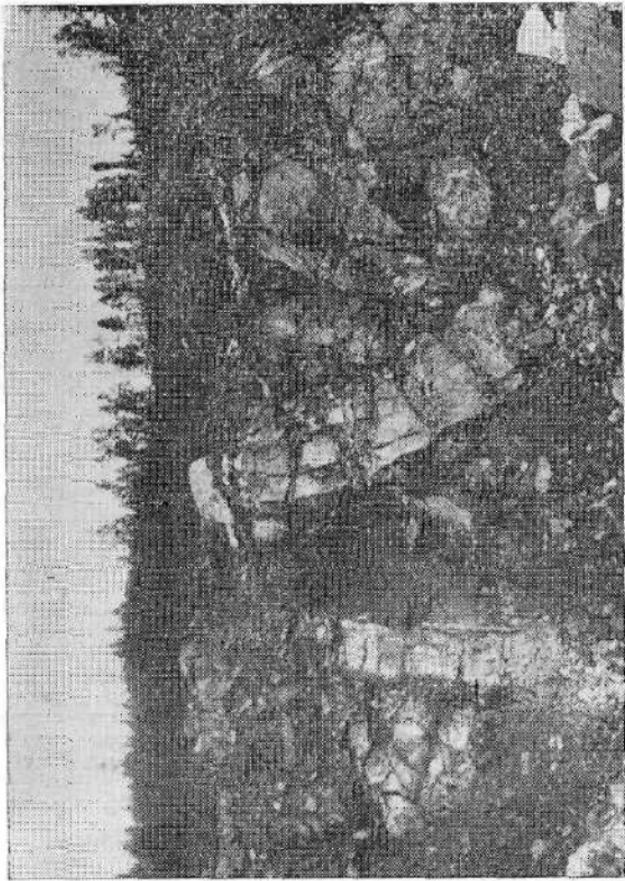


Рис. 52. Сложные по составу плагиоклазитовые жилы, участками окварцованные, сфеницированные, альбитизированные, сильно катаклизированные. Самые западные жилы в карьере. Главный карьер, северный забой.

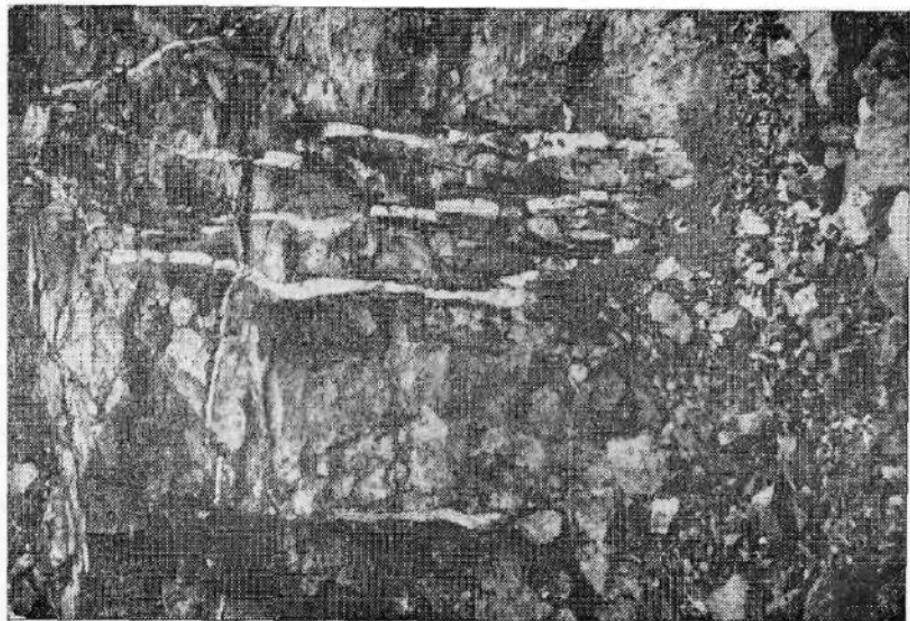


Рис. 53. Серия сближенных плагиоклазитовых жил различного состава в зоне контакта оливиновых безрудных крупнозернистых пироксенитов. Главный карьер, северный забой.

структуре массива и характеризуются специфическими минералого-геохимическими особенностями.

Андезиниты наиболее ранние группы плагиоклазитовых жил, они фиксируются исключительно в восточной части тектонической зоны и залегают среди крупно-гигантозернистых безрудных оливиновых пироксенитов, слагая серии маломощных (10—20 до 40 см) жил и прожилков, отдельные штокверковые зонки мощностью до 4 м (рис. 52). Отмечается сопнахождение отдельных жил андезитов и микрогаббро. В этом случае андезиниты секут жилы микрогаббро (рис. 53). В свою очередь жилы секутся жилами олигоклазитов.

Жилы и прожилки андезинитов имеют простое строение; они, как правило, однородны, контакты их с вмещающими породами прямолинейные, резкие, из маломощных — часто извилистые. В зоне контактов в пироксенитах отмечается амфиболизация пироксенов с образованием реакционной каймы, сложенной амфиболом, мощностью до 2 см. Контакты, как правило, подновлены послежильной тектоникой, следы тектонических подвижек часто несут и плагиоклазитовые жилы, что выражается в сильном катаклизе.

Андезиниты — светлые, серовато-белого или беловато-серого цвета мелко-среднезернистые породы массивной текстуры, состоящие из андезита (90—100 %), обыкновенной роговой обманки (1—10 %), сфена и апатита. Структура пород гипидиоморфнозернистая, на отдельных участках панидиоморфнозернистая. Вторичные минералы — альбит-олигоклаз, альбит, актинолит, цеолиты, кварц, эпидот, цоизит, пренит, хлорит, карбонаты, серицит, пирит.

Среди андезинитов наиболее широко распространена разновидность с содержанием 1—3 % обыкновенной роговой обманки — амфиболсодержащий андезинит.

Олигоклазиты — характерный и резко преобладающий тип жильных пород средней части тектонической зоны месторождения, хотя отдельные жилы олигоклазитов встречаются в западной части зоны. Многочисленные жилы и прожилки олигоклазитов мощностью 1—50 см (до 1—2,5 м) залегают среди крупно-гигантозернистых безрудных оливиновых пироксенитов, рудных пироксенитов, верлитов и серпентинитов. Преобладают жилы небольшой мощности (10—40 см). Олигоклазиты залегают как в виде отдельных мелких и крупных жил (рис. 54), приуроченных к зонам дробления, так и в виде жильных серий из 3—5—10 жил на небольших участках с останцами вмещающих рудных пироксенитов (рис. 55). Расстояние между жильными сериями от 10—20 до 50 м. Морфология жил олигоклазитов проста. Жилы выполняют системы сочленяющихся крутых (более мощных) и пологих (менее мощных) трещин. Контакты жил резкие, прямолинейные, субпараллельные или слабо изогнутые, часто тектонически нарушены. Вдоль контактов жил, как правило, образуются реакционные каймы черной обыкновенной роговой обманки в пироксенитах или оторочки игольчатых кристаллов роговой обманки актинолит-тремолитового ряда светло-зеленого цвета в верлитах или серпентинизированных оливинитах. В жилах олигоклазитов, как и во всех разновидностях плагиоклазитов, часто наблюдаются ксенолиты вмещающих пород (различных пироксенитов, верлитов и др.), частично или полностью амфиболизированных.

Олигоклазиты — светлые беловато-серые разнозернистые, преимущественно мелкозернистые породы массивной текстуры, состоящие из олигоклаза (альбит-олигоклаза) 95—100 %, обыкновенной роговой об-

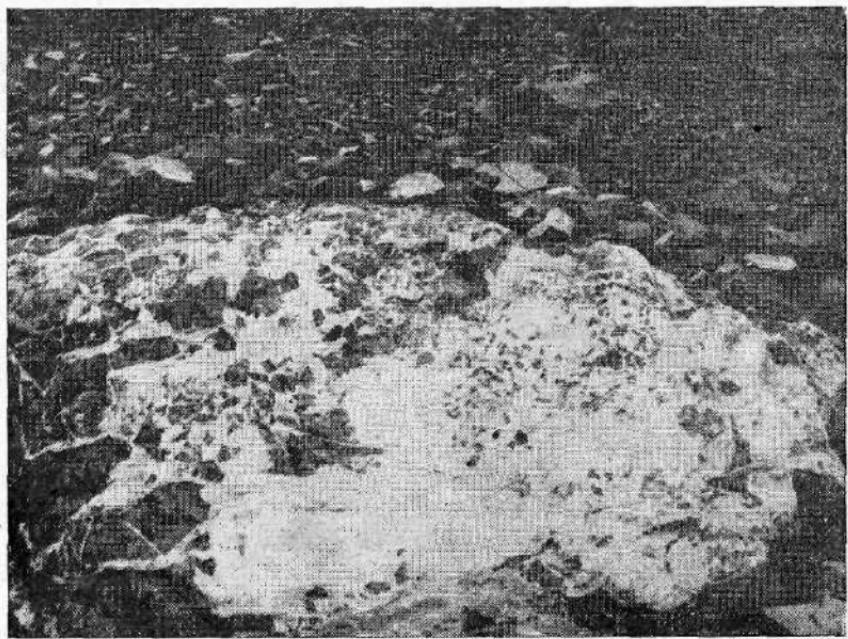


Рис. 54. Плагиоклазитовая жила с ксенолитами амфиболизованного рудного пироксена. Главный карьер, южный забой.

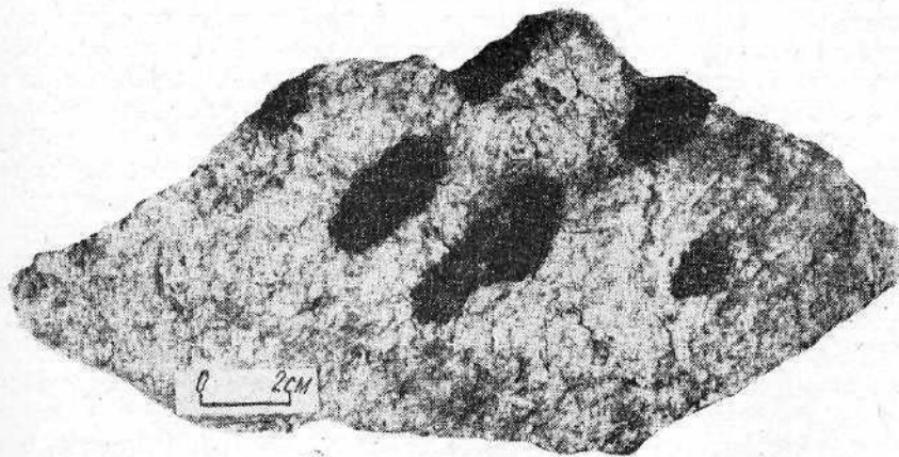


Рис. 55. Среднезернистый plagioаплит магнетитсодержащий. Вокруг зерен магнетита — бурые пятна ожелезнения (темное).

манки 1—3 %, сфена, циркона. Структура пород панидиоморфнозернистая, на отдельных участках гипидиоморфнозернистая. Вторичные процессы в олигоклазитах проявляются сильно; они выражаются в развитии эпидота, цоизита, серицита, актинолита, хлорита; в результате метаморфических изменений образуются катаkläзированные разности олигоклазитов с полосчатой текстурой. Зоны катаkläзы и милонитизации часто характерны для приконтактовых частей жил или в виде зонок в их центральных частях шириной 3—6 см.

Плагиоаплиты и плагиопегматиты — самая молодая группа жильных пород из группы плагиоклазитов. Они образуют самостоятельные жилы, пространственно приурочены к жилам и сериям жил олигоклазитов, рассекают их и слагают жильные серии из 3—6 жил или отдельных прожилков мощностью от 5—10 см до 1 м, отстоящих друг от друга на 0,5—1 м (до 2—5 м). Для западной части тектонической зоны, в которой устанавливаются плагиоаплиты и плагиопегматиты, характерно наличие крупных жил мощностью более 1 м (обычно 2—3,5 м), залегают эти породы среди рудных пироксенитов и безрудных оливиновых пироксенитов.

Контакты жил прямолинейные субпараллельные, часто жилы ветвятся и дают серию апофиз. В зонах контакта устанавливаются реакционные каймы из обыкновенной роговой обманки и актинолита. В одном случае в зоне контакта крупной плагиоаплитовой жилы, секущей безрудные крупнозернистые оливиновые пироксениты, обнаружены мало мощные (0,2—1 см) короткие (10—20 см) метасоматические прожилки, субпараллельные и перпендикулярные зальбанду жил, сложенные агрегатами радиально-лучистых мелких (2—6 мм) сферолитов диопсида, либо бесцветных, либо окрашенных в кремовый, розовый и сиренево-розовый цвет. Эти прожилки секут амфиболовые реакционные каймы и являются более поздними контактными образованиями [17]. В жилах плагиоаплитов и плагиопегматитов встречаются мелкие обдавленные ксенолиты вмещающих пород.

По особенностям состава и структуры среди пород этой группы выделяются плагиоаплиты, плагиопегматит-аплиты, плагиопегматиты и кварц-плагиоклазовые жилы. Плагиоаплиты — светло-серые мелкозернистые породы массивной текстуры. Породы состоят из олигоклаза (андезин-олигоклаза и альбит-олигоклаза) 70—90 %, кварца 5—30 %, обыкновенной роговой обманки 1—5 %, сфена, циркона, апатита, биотита и магнетита. Из вторичных минералов установлены эпидот, хлорит, альбит, серицит. Структура плагиоаплитов гипидиоморфнозернистая, на отдельных участках аллотриоморфнозернистая. Часто встречается полосчатая, неяснополосчатая текстура — продукт широко проявленного катаkläзы и милонитизации. Формирование плагиоаплитовых жил — многостадийный процесс, так как выделяется несколько возрастных типов плагиоаплитов; так, магнетитсодержащие плагиоаплиты секут ранние плагиоаплиты по сети трещин мощностью 1—10 см.

Плагиопегматит-аплиты во многом аналогичны плагиоаплитам и характеризуются зональным строением и наличием пегматоидно-блочных обособлений плагиоклаза со сфеном и кварцевого ядра, размер которых достигает 10×40 см. Пегматоидные обособления содержат единичные участки мелко-среднезернистых плагиоаплитов и кварцевых ядер размером 5×10 см, последние представлены светло-серыми полу-прозрачными разновидностями. Переходы от плагиоаплитов к пегматоидным обособлениям постепенные, но отчетливые. Пегматоидные участки

стки состоят из олигоклаза, кварца, сфена, биотита и магнетита. Олигоклаз и кварц образуют пегматитовые, реже графические структуры.

Плагиопегматиты слагают единичные жилы небольшой (10—30 см) мощности в западной части зоны. Жилы с резкими субпараллельными контактами и часто имеют зональное строение. Краевые части жил мощностью до 5 см сложены мелкозернистым плагиоаплитом, постепенно к центру переходят через крупнозернистый плагиоаплит в зону блокового сложения олигоклаза мощностью до 10 см. В этой зоне кварц иногда образует обособления в виде кварцевых ядер до 10 см. Зональность жил асимметрична и характеризуется смещением пегматоидно-блоковой зоны в сторону висячего бока.

Состав плагиопегматитов аналогичен плагиоаплитам, но отличается повышенным содержанием сфена до 5 % и крупностью его кристаллов до 1 см в участках блокового строения. Структура аплитовых участков гипидиоморфнозернистая, а блоковых участков — пегматоидная, реже графическая.

Кварц-плагиоклазовые жилы встречаются так же редко, как и плагиопегматиты, образуют маломощные (1—10 см) жилки. По составу, структуре и внутреннему строению эти образования аналогичны плагиопегматитам.

Для всех описанных групп жильных пород характерно развитие вторичных процессов, часто приводящих к полному изменению их. Вторичные процессы разнообразны и сложны по химизму. Наиболее типичны соссюритизация плагиоклаза и хлоритизация обыкновенной роговой обманки. Локально, в тесной связи с зонами катаkläзы и милонитизации, часто возле зальбанд, реже по любым другим нарушениям в жиле проявляются олигоклазизация, альбитизация, уралитизация, окварцевание и выщелачивание с образованием своеобразных пористых пород. Эти изменения отмечены как обособленные процессы, а также встречены совместно. Интенсивность их проявляется в широких пределах: от начальных этапов (слабого проявления) до полного изменения первичного состава жил с образованием различных метасоматитов, таких, как альбиты, эпидозиты и т. д.

Под микроскопом менее измененные разновидности имеют гипидиоморфнозернистую или реликтовую гипидиоморфнозернистую структуру, сидеритовую, панидиоморфнозернистую, призматически-зернистую. Встречаются сильно измененные, почти полностью соссюритизированные разности, где не сохранились даже реликты первичной структуры. По минеральному составу жильные плагиоклазитовые породы состоят главным образом, из плагиоклаза и его продуктов разложения — соссюрита. По составу плагиоклаз может быть андезином, олигоклазом и вторичным альбитом, образовавшимся в результате деанортитизации основного плагиоклаза. Андезин почти не сохранился, и о нем мы можем судить по количеству продуктов разложения. Олигоклаз кое-где сохранился, альбит только вторичный и образует прозрачные участки среди мутной массы соссюрита. Соссюритизация развивается по плагиоклазу иногда равномерно, иногда зонально (например, более основное ядро плагиоклаза соссюритизировано), иногда встречаются двойники плагиоклаза, где один индивид более свежий, а другой — полностью соссюритизирован. В менее измененных породах хорошо сохранились призматические очертания зерен плагиоклаза, полисинтетические двойники.

В промежутках между зернами плагиоклаза иногда развивается

Таблица 2

Химический состав плагиоклазитов Качканарского массива, мас. %

Ком- понент	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	60,59	59,67	56,04	56,88	56,69	59,49	57,18	65,00	64,14	67,02	70,30	66,96
TiO ₂	0,15	0,06	0,15	0,20	0,10	0,10	0,10	0,07	0,15	0,10	0,05	0,15
Al ₂ O ₃	20,68	22,62	21,88	22,77	23,04	23,63	23,60	20,10	20,81	18,99	17,42	18,98
Fe ₂ O ₃	Не обн.	0,30	1,00	0,19	0,34	0,02	0,38	0,20	сл.	0,58	0,42	0,79
FeO	2,33	1,14	1,38	2,05	2,41	0,56	0,42	0,73	1,54	0,70	0,85	0,53
MnO	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02
CaO	6,21	6,65	7,64	6,21	7,00	5,69	5,12	1,38	2,11	0,66	3,33	1,12
MgO	2,55	0,73	3,05	1,68	1,64	0,72	1,04	0,88	0,16	0,32	0,32	0,08
Na ₂ O	6,13	6,82	5,76	7,00	6,46	7,18	7,96	9,30	9,23	10,06	6,00	9,82
K ₂ O	0,40	0,23	0,48	0,60	0,40	0,32	0,50	0,73	0,99	0,19	0,56	0,28
Cr ₂ O ₃	0,01	Сл.	0,02	0,016	0,01	Сл.	0,01	0,01	Сл.	0,02	Сл.	0,02
CO	Не обн.	Сл.	Сл.	Не	Не	0,001	Сл.	Не	Сл.	Не	Сл.	Сл.
S	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
F	0,04	0,02	0,02	Сл.	0,03	0,01	0,01	0,01	Сл.	0,01	0,03	0,02
H ₂ O [±]	0,43	1,36	0,33	2,10	Не обн.	0,06	3,41	0,60	0,39	0,33	0,30	0,23
П.п.п.	0,65	1,39	0,71	1,84	1,28	1,69	3,43	0,60	0,39	0,33	0,30	0,23
сумма	99,71	99,62	99,73	99,45	99,34	99,41	99,75	99,05	99,82	99,15	99,57	99,00

Ком- понент	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	75,16	74,61	75,48	74,83	69,98	74,06	71,16	71,08	74,60	77,70	83,04
TiO ₂	0,10	0,07	0,10	0,09	0,05	0,10	Сл.	0,05	0,10	0,10	0,10
Al ₂ O ₃	14,38	14,59	13,82	14,67	17,33	14,84	16,56	15,85	15,84	12,69	9,19
Fe ₂ O ₃	0,09	0,25	Сл.	Сл.	0,50	0,02	0,06	0,27	Не обн.	0,12	0,06
FeO	1,13	0,86	1,00	1,52	0,63	1,27	0,63	1,27	1,27	1,03	0,99
MnO	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02
CaO	2,99	2,80	2,88	3,21	3,05	2,55	0,83	1,11	3,32	2,23	1,99
MgO	0,40	0,46	0,54	0,30	0,68	0,32	0,72	0,24	0,35	0,40	0,24
Na ₂ O	4,99	5,34	4,78	4,88	6,06	5,46	7,62	8,74	4,75	4,87	3,22
K ₂ O	0,18	0,25	0,25	0,16	0,50	0,36	1,06	0,46	0,11	0,13	Сл.
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,03	0,02	Сл.	0,02	0,02	0,02	Сл.	0,02	0,03
CO	Сл.	0,001	0,002	Сл.	Сл.	0,001	0,001	Не обн.	Сл.	Не	Сл.
S	0,01	0,01	0,09	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01
F	0,04	0,01	Сл.	0,06	Сл.	Сл.	0,01	0,01	0,01	Сл.	Сл.
H ₂ O [±]	0,21	0,37	0,40	0,17	0,42	0,65	0,66	0,40	0,30	0,20	0,16
П.п.п.	0,39	0,37	0,41	0,22	0,48	0,68	0,68	0,48	0,36	0,30	0,20

Сумма 99,85 | 99,63 | 99,32 | 99,14 | 99,27 | 99,70 | 99,95 | 99,59 | 99,71 | 99,61 | 99,08

* 1—7 — андезинит: 1 — амфиболовый, мелкозернистый, массивный, катаклазированный и слабо окварцированный, 2 — амфиболсодержащий, равнозернистый, массивный, катаклазированный и окварцированный с прожилками олигоклаза и усопита, 3 — амфиболсодержащий, разнозернистый, массивный, сильно катаклазированный, 4 — амфиболсодержащий, мелкозернистый, массивный, сильно катаклазированный, албигтизированный уралитизированный, 5 — амфиболсодержащий, мелкозернистый, массивный, сильно катаклазированный, с вкрапленностью сульфидов, 6 — мономинеральный, разнозернистый, массивный, катаклазированный и слабо албигтизированный, 7 — мономинеральный, разнозернистый, массивный, слабо катаклазированный и сильно уралитизированный; 8—12 — олигоклазит: 8 — амфиболсодержащий, разнозернистый, массивный, участками полосчатый, сильно катаклазированный, 9 — амфиболсодержащий, разнозернистый, массивный, сильно катаклазированный, 10 — амфиболсодержащий, разнозернистый, пористой текстуры, сильно катаклазированный, 11 — мономинеральный.

Рис. 56. Диаграмма $Q - a$.

1 — андезиты; 2 — олигоклазиты; 3 — плагиоаплиты и плагиопегматиты.

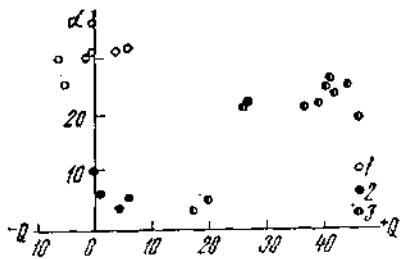
ксеноморфный по отношению к пла-
гиоклазу кварц, в виде небправильной
формы зерен. Иногда этот кварц дав-
лен, имеет волнистое угасание, иногда
на месте одного зерна возникает гра-
нобластовый кварцевый агрегат. Ро-
говая обманка также довольно часто встречается в составе этих жиль-
ных пород. Чаще всего она образует длиннопризматические зерна, ок-
рашена и плеохроирует в бледно-зеленых тонах. Местами роговая
обманка имеет игольчатый облик, может замещаться хлоритовым аг-
регатом бледно-зеленого цвета или бесцветным, агрегаты обычно мел-
кочешуйчатого строения. Замещение может быть частичным или пол-
ным, и тогда на месте роговой обманки образуется хлоритовый агрегат.
Иногда при хлоритизации роговой обманки выделяется эпидот в виде
мелких землистых комочек. Эпидот в этих породах при вторичных из-
менениях может образовать и довольно крупные выделения, которые
развиваются в промежутках между зернами плахиоклаза (имеют уг-
ловатые очертания).

Редко в жильных породах присутствует клинопироксен, который
чаще всего амфиболизирован или хлоритизирован. Рудный минерал
распределяется неравномерно, в некоторых шлифах отсутствует, а иног-
да достигает 40—45 % и образует сидеронитовую структуру в мелко-
зернистых плахиоклазитах, где как бы цементирует мелкие зерна пла-
гиоклаза (чаще соссюритизированного) и роговой обманки (или амфибо-
лизированного пироксена). Иногда встречаются симплектитовые обра-
зований, которые представляют собой червеобразные извилистые выде-
ления рудного минерала.

Для изучения химического состава жил плахиоклазитов Ю. А. Вол-
ченко было отобрано 23 пробы из всех разновидностей жильных пла-
гиоклазовых пород Главной залежи Гусевогорского месторождения,
проведен химический анализ (табл. 2), результаты пересчитаны и нане-
сены на диаграмму $Q - a$. По химизму резко выделяются все три опи-
саные группы (рис. 56).

Первая группа плахиоклазовых жильных пород характеризуется
недонасыщенностью кремнеземом с плахиоклазом, отвечающим по со-
ставу андезину, и содержит незначительное количество калия. Для этих
андезиновых пород (андезинитов) отмечается значительное пересыще-
ние глиноземом.

Олигоклазиты — породы, характеризующиеся насыщенностью крем-
неземом и пересыщенностью глиноземом. Для этой группы пород, как



разнозернистый, массивный, сильно катаклазированный, с прожилками эпидота, 12 — мономинеральный, мелко-среднезернистый, массивный, сильно катаклазированный; 13—21 — лейкоплагиоаплит; 13 — мелкозернистый, сильно катаклазированный, 14 — неяснополосчатый, сильно милонитизированный, эпидотизированный, эпидот-альбитовый, прожилками; 15 — разнозернистый массивный, сильно катаклазированный и эпидотизированный, 16 — мелкозернистый, неяснополосчатый, сильно катаклазированный, с вкрапленностью титаномагнетита, 17 — мелко-среднезернистый массивный, 18 — мелкозернистый, массивный, слабо катаклазированный, 19, 20 — мелкозернистый, массивный, катаклазированный, 21 — мелкозернистый, массивный, на отдельных участках грубополосчатый, с вкрапленностью окисленного магнетита — «пятнистый лейкоплагиоаплит»; 22 — плагиопегматит мас-
сивный, в залывах жилы и на отдельных участках проявляется катаклаз; 23 — плагиопегматит мас-
сивный слабо катаклазированный.

Химические анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ПГО «Уралгеология».

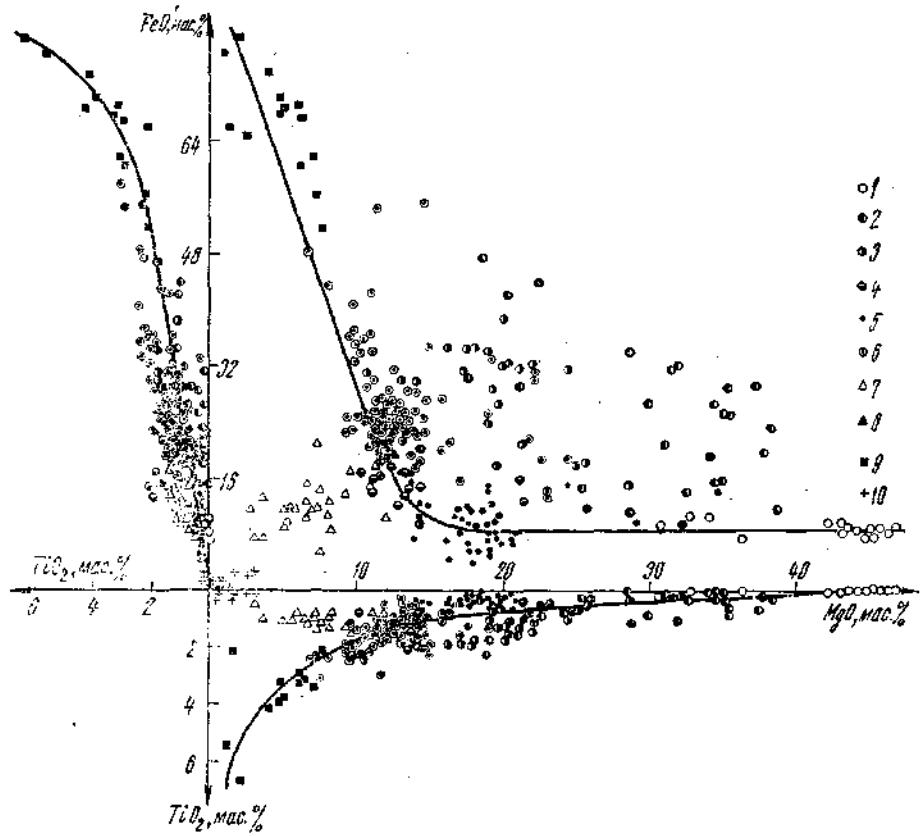


Рис. 57. Диаграмма химических составов титаноносных пород Платиноносного пояса Урала.

1 — дунит; 2 — оливинит; 3 — верлит; 4 — горнбленит; 5 — оливиновый пироксенит; 6 — магнетито-вый пироксенит; 7 — габбро; 8 — магнетитовое габбро; 9 — сплошная титаномагнетитовая руда; 10 — плагиоклазит.

и для андезитов, характерно низкое содержание калия и отсутствие калиевого полевого шпата. Для олигоклазитов характерно резкое преобладание натрия над кальцием. К этой группе пород примыкают альбититы.

Плагиоаплиты и плагиопегматиты образуют одно большое поле, расположено обособленно на диаграмме $Q - \alpha$ от поля фигуративных точек других жильных пород. Эти породы резко пересыщены кремнеземом и глиноземом и содержат незначительные количества калия. В этой группе пород также отмечается значительное преобладание натрия над кальцием, так как в состав пород входит кислый плагиоклаз (олигоклаз, андезин-олигоклаз). Следует отметить, что встречаются разности плагиоаплитов с плагиоклазом повышенной (андезин) и пониженней (альбит-олигоклаз) основности. Последние содержат кварц (5–10 %).

Изучение жильных лейкократовых, существенно плагиоклазовых пород, широко известных как в Гусевогорском, так и в других массивах Платиноносного пояса под названием «плагиоклазиты», показало, что они составляют большую группу пород, различных по минеральному и

химическому составу, и формируются в различное время. Это жильные низкотемпературные образования, связанные со становлением плагиогранитных интрузий восточного склона Урала, продукт заключительных стадий формирования плагиогранит-диоритовых массивов; альбититы являются наиболее поздними метасоматическими образованиями, развивающимися по жилам и прожилкам плагиоклазитов.

Химические составы основных разновидностей пород Качканарского массива и аналогичных пород Платиноносного пояса нанесены на диаграмму, предложенную Д. С. Штейнбергом, FeO' — TiO_2 — MgO (рис. 57), где хорошо различаются все выделенные разновидности.

ПРИНЦИПЫ И КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ТИПОВ РУД

По морфологии и количественному соотношению рудных минералов (магнетита и ильменита) на Качканаре выделяются два основных типа титаномагнетитовых руд: сплошные и вкрапленные. Первые сложены в основном на 80—95 % полигональнозернистым агрегатом зерен рудных минералов, главным образом магнетита; второй — неправильными агрегатами их, выполняющими промежутки между зернами силикатов с образованием своеобразных сидеронитовых структур. Количество рудной вкрапленности колеблется от 10 до 80 %. Первый тип руд в виде прожилков, жил, редко линзообразных тел располагается в оруденелых породах (пиroxенитах, верлитах, оливинитах, горнблендитах и габбро), обычно в контактных зонах различных горных пород или разнозернистых их разностях.

Второй тип оруденения резко преобладает и составляет подавляющую массу руд качканарских месторождений. При разведке не предусматривалось выделение промышленных сортов по текстурно-структурным особенностям. По содержанию общего железа были условно выделены следующие сорта руд: 1) богатые с содержанием железа более 20 %; 2) средние с содержанием железа 16—20 %; 3) бедные с содержанием железа 14—16 %. В зависимости от крупности рудных обособлений при детальной разведке и доразведке месторождений Качканара визуально выделяли мелковкрапленные (1—2 мм), средневкрапленные (2—5 мм) и крупновкрапленные руды (<5 мм), варьирующие от равномерно- до неравномернозернистых типов вкрапленности. В связи с эксплуатацией Гусевогорского месторождения П. И. Самойловым [122] была разработана новая текстурная классификация титаномагнетитовых руд [6, 9], применительно к технологии обогащения. Основные принципы технологической классификации руд по размеру рудной вкрапленности заложены В. В. Доливо-Добровольским, В. А. Глазковским и другими, а в дальнейшем разработаны применительно к железным рудам Криворожья [81, 82].

В основу новой классификации положены количественные соотношения пяти типов фракций титаномагнетита (рис. 58): дисперской (размер зерен менее 0,074 мм), тонкой (0,074—0,2 мм), мелкой (0,02—1,0 мм), средней (1—3 мм) и крупной (более 3 мм), полученные при подсчете размеров вкрапленности титаномагнетита в 855 полированных образцах руд под микроскопом при увеличении 63 с применением столика Андина. В классификации учтены как преобладание соответствующей рудной вкрапленности, так и количество дисперской и тонкой вкрапленностей, являющихся основным признаком в определении текстуры руды и ее технологической оценки, существенно влияющих на показатели обогащения при измельчении до 0,1 мм (80—85 % класса

Рис. 58. Кривая распределения руд с различным количеством фракций.

1—5 — группы проб, относящиеся соответственно к крупно-, средне-, мелко-, тонко-, дисперсновкрапленным типам оруденения.

0,074 мм). В классификации соблюдаются принцип постепенного уменьшения дисперсной фракции, а также суммы дисперсной и тонкой фракций от дисперсновкрапленного типа к крупновкрапленному. Это текстурное подразделение руд полностью подтверждается графиком распределения содержания железа в концентрате (рис. 59), построенным по данным лабораторного магнитного обогащения 724 проб. Кривая распределения четко фиксирует выделяемые пять типов руд, при этом дисперсный тип, кроме тонкозернистых рудных пироксенитов, включает титаномагнетитовые руды в верлитах и оливинитах.

В работе Качканарского горно-обогатительного комбината используется технологический вариант классификации, включающий три основные группы.

1. Легкообогатимые руды крупно- и средневкрапленные, обеспечивающие проектные показатели обогащения.

2. Труднообогатимые руды, объединяющие дисперсно- и тонковкрапленные разновидности, характеризующиеся преобладанием рудной вкрапленности менее 0,2 мм. Они характеризуются пониженными показателями обогащения: содержание железа в концентрате не более 60,5 %, производительность переработки в 1,5 раза ниже проектной, так как они требуют более тонкого измельчения.

3. Среднеобогатимые руды, представленные мелковкрапленным оруденением, занимают промежуточное положение между легко- и труднообогатимыми рудами.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТИПОВ РУД

Большое значение для понимания генезиса месторождения имеет также изучение характера и особенностей распределения оруденения в рудном поле. В этом плане детальное изучение особенностей распределения железа, титана и ванадия — основных рудных компонентов — дополняется рассмотрением распределения выделенных типов вкрапленных руд. На основании

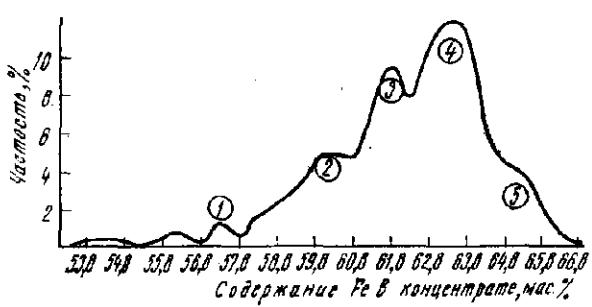


Рис. 59. Кривая распределения руд Главной залежи по содержанию железа в магнитной фракции.

1—5 — соответственно дисперсно-, тонко-, мелко-, средне- и крупно-вкрапленные руды.

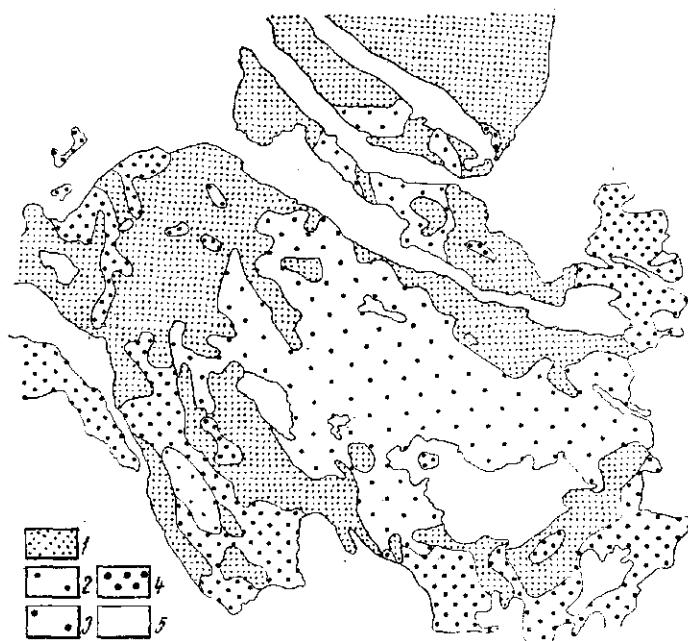


Рис. 60. Схематический план распределения текстур руд Главной залежи.
Порода: 1 — мелковкрапленная, 2 — крупновкрапленная, 3 — средневкрапленная, 4 — тонковкрапленная, 5 — безрудная.

картирования типов руд Качканарским ГОКом выявлено, что руды различных залежей Гусевогорского месторождения (Западной, Главной и Северной) почти равнозначны. В пространственном положении текстурных и технологических типов руд в рудных залежах четко усматривается преобладающее развитие тонковкрапленных (труднообогатимых руд) на участках, тяготеющих к периферии. На примере Гусевогорского месторождения (рис. 60—62) в контурах карьеров различные типы руд имеют зональное распространение: легкообогатимые (крупно- и средневкрапленные) руды приурочены к центральной части залежи и составляют ядро, а труднообогатимые (дисперсно- и тонковкрапленные) руды слагают в основном периферийную часть либо размещаются близко к ней, среднеобогатимые (мелковкрапленные) окаймляют центральное поле легкообогатимых крупно-средневкрапленных руд, слагая сравнительно широкую зону, отделяющую легкообогатимые вкрапленные руды от труднообогатимых. Появление останцов безрудных оливиновых пироксенитов в рудном поле усложняет зональность в распределении типов руд, как и общую зональность рудных залежей, создавая впечатление «слоеного пирога». Аналогичная зональность распределения различных типов руд устанавливается на всех рудных залежах Гусевогорского и Собственно-Качканарского месторождения. Она носит вторичный характер, связанный с интенсивным бластезом краевых частей, с формированием бластомилонитов, что привело к дроблению крупновкрапленных руд и образованию дисперсных и тонковкрапленных руд и вторичной колышевой полосчатости как вокруг рудных залежей, так и вокруг отдельных останцов оливинитов, верлитов и оливиновых пироксенитов в рудных пироксенитах.

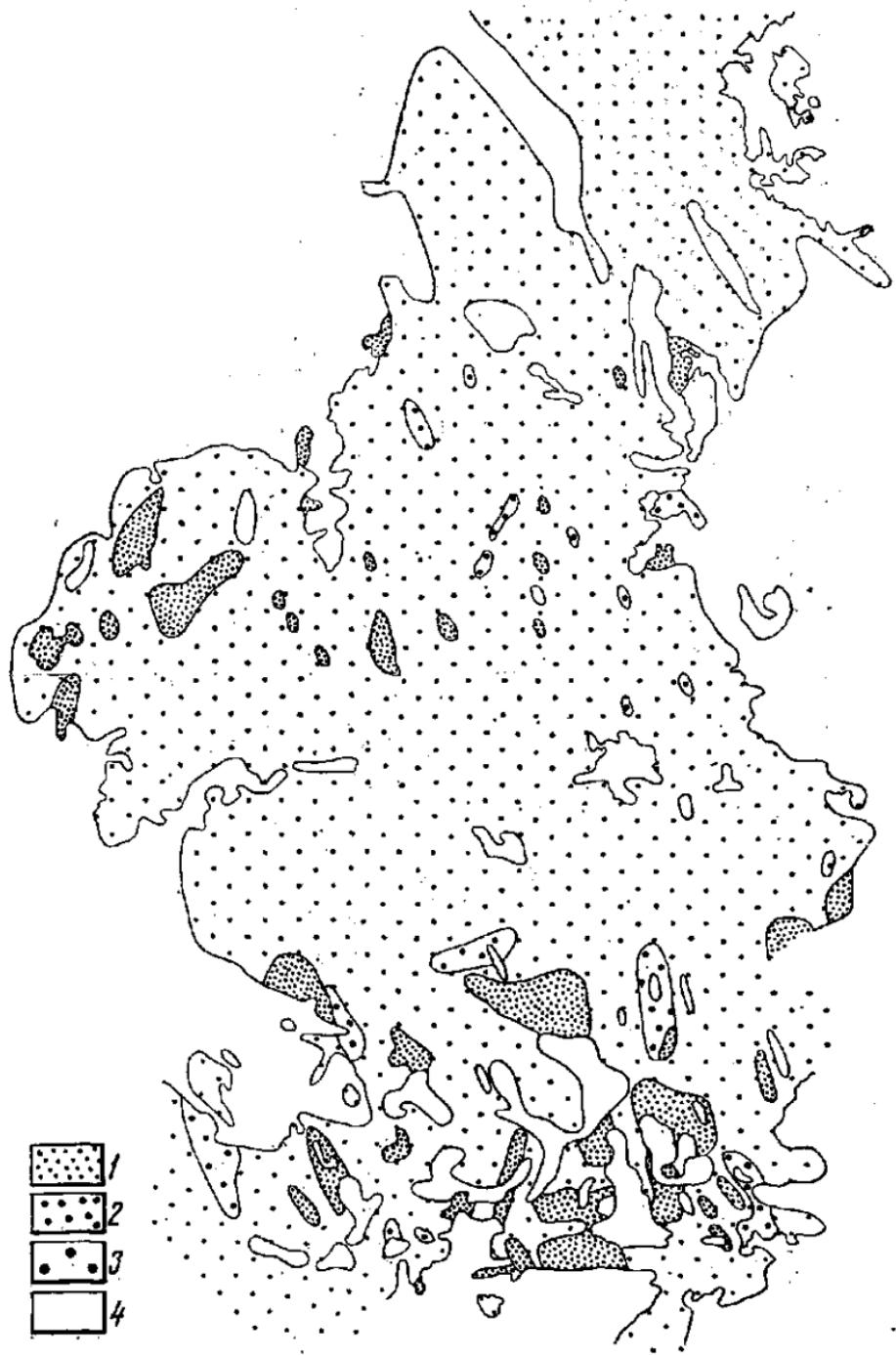


Рис. 61. Схематический план распределения текстур руд Северной залежи.

Порода: 1 — тонковкрапленная, 2 — мелковкрапленная, 3 — средневкрапленная, 4 — безрудная.

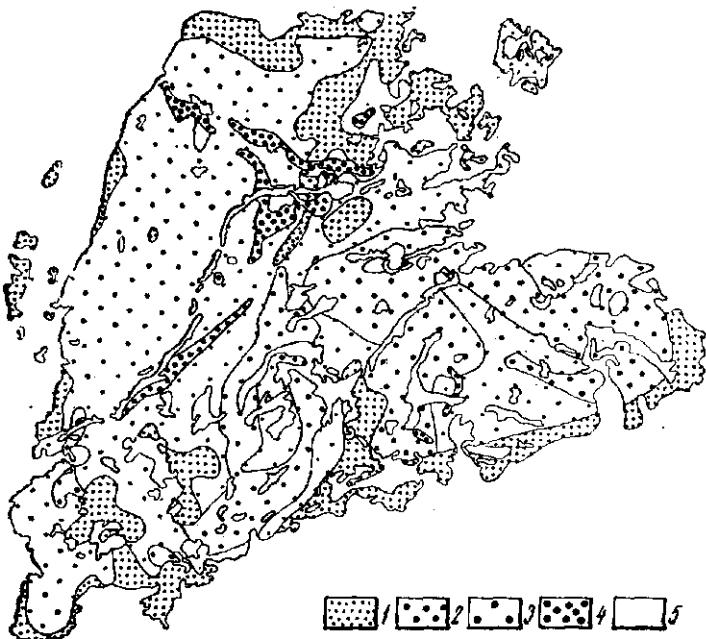


Рис. 62. Схематический план распределения текстур руд Западной залежи.
Порода: 1 — тонковкрапленая, 2 — мелковкрапленная, 3 — средневкрапленая, 4 — крупновкрапленная руда, 5 — безрудная.

В связи с этим очень важен вопрос о количественных соотношениях различных текстурных типов титаномагнетитовых руд в рудных залежах. По данным геологической службы Качканарского ГОКа выполнен расчет распределения типов руд в балансе запасов по основным рудным залежам. Количество труднообогатимых руд (дисперсных и тонковкрапленых) возрастает от Западной к Северной залежи. В этом же порядке нарастает динамометаморфизм (бластез), приведший к образованию значительного количества дисперсных и тонковкрапленых руд и разрывных нарушений. Разрывные нарушения, связанные с бластезом, фиксируются наличием плагиоклазитовых жил, количество которых возрастает от Западной залежи к Главной.

Минеральный состав титаномагнетитовых руд Качканарского рудного поля прост и характеризуется довольно простыми парагенезисами с небольшим набором минеральных видов. Руды включают силикатные первичные (клинопироксен, ортопироксен и оливин), вторичные минералы (амфибол, биотит, хлорит и др.) и рудные (магнетит, ильменит, хромшпинелид, пирит и др.).

Описание минерального состава титаномагнетитовых руд Качканарского массива приводится в порядке их распространенности.

НЕРУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Клинопироксены пород Качканарского массива и в первую очередь пироксенитов относятся к ряду диопсид — геденбергит и характеризуются относительно узким интервалом содержания геденбергитовой составляющей. Они окрашены в зеленый цвет от бледно- до темно-зеленого; обычно бледно-зеленые разновидности слагают безрудные оливиновые пироксениты, верлиты и оливиниты, а зеленые и темно-зеленые — рудные пироксениты, верлиты и габбро. Морфология зерен клинопироксенов очень разнообразна, обычно они имеют полигональнозернистый облик в пироксенитах, а в оливинитах, верлитах и оливиновых пироксенитах обычно неправильные, часто причудливой формы.

Величина зерен клинопироксенов изменчива, часто даже в одном штуфе она колеблется от мелких зерен до 0,5 и 50 мм и более. В зависимости от этого выделяются соответствующие типы пироксенитов: мелко- (до 1,5 мм), средне- (1,5—10 мм), крупно- (10—20 мм) и гигантозернистые (более 20 мм). Такое условное разделение усложняется явлениями бластеза, приводящего к образованию порфировидных и неравномернозернистых пироксенитов. Положение различных типов пироксенитов по размеру зерен в рудных залежах в целом закономерно. Обычно крупно- и гигантозернистые разности располагаются в центральных частях рудных залежей. В краевых частях увеличивается количество мелко- и неравномернозернистых и порфировидных пироксенитов. С увеличением зерен клинопироксена в пироксенитах возрастает размер как отдельных зерен, так и агрегатов зерен титаномагнетита с образованием соответствующих типов вкрапленных руд. Часто в зоне контакта мелко- и крупнозернистого типа пироксенитов отмечаются шлиры и прожилки сплошного титаномагнетита.

Клинопироксены всех пород массива и в первую очередь пироксенитов (как рудных, так и безрудных оливиновых) имеют хорошо выраженную диаллаговую отдельность. Пироксениты, не содержащие оливина, обладают, как правило, панидиоморфнозернистой структурой, при наличии вкрапленности титаномагнетита возникают сидеронитовые структуры. В оливиновых пироксенитах пироксен образует крупные выделения, в промежутках между которыми находятся ксеноморфные зерна

Таблица 3

Средний химический (мас. %) и нормативный состав и расчетные параметры клинопироксенов из различных типов горных пород и руд Качканарского массива

Компонент	1 (47) *	2 (18)	3 (30)	4 (2)	5 (3)
SiO ₂	48,56	48,48	50,57	48,73	50,52
TiO ₂	0,59	0,78	0,47	0,55	0,57
Al ₂ O ₃	5,22	5,64	2,74	5,20	3,71
Fe ₂ O ₃	3,50	3,38	3,29	3,17	2,73
FeO	3,98	4,19	3,63	4,45	4,92
MnO	0,10	0,12	0,09	0,09	0,08
MgO	14,33	13,58	15,93	14,73	15,20
CaO	22,52	21,39	22,66	22,32	21,17
K ₂ O	0,07	0,05	0,037	0,02	0,10
Na ₂ O	0,31	0,23	0,29	0,23	0,26
Cr ₂ O ₃	0,04	0,011	0,11	0,01	0,007
Ni	0,016	0,015	0,015	0,01	0,007
Co	0,004	0,003	0,005	0,003	0,005
V ₂ O ₅	0,07	0,06	0,04	0,04	0,05
P	0,019	0,012	0,009	0,02	—
S	0,058	0,041	0,026	0,02	—
П. п. п.	1,02	0,86	0,73	1,25	1,26
Нормативный состав					
Акмит	1,15	0,74	1,09	0,72	1,22
Са-чермакит	2,72	2,71	1,55	3,56	1,14
Ti-фассаит	1,87	2,47	2,01	1,75	1,94
Al-Fe ³⁺ -фассаит	4,62	4,27	3,20	4,19	3,06
Волластонит	45,09	45,22	45,80	42,56	43,20
Энстатит	36,94	36,23	40,45	38,19	39,89
Ферросалит	7,78	8,36	5,82	10,00	9,55
Расчетные параметры					
FeO' (FeO + 0,9Fe ₂ O ₃)	6,97	7,19	5,61	7,30	7,37
f	20,72	20,74	16,37	21,74	21,31
Степень окисления железа	48,56	47,95	44,79	39,72	33,73
100 Ca	49,59	50,52	48,68	46,66	45,73
Mg+Fe+Mn+Ca					
T, °C	893	871	922	963	987
Al ^{VI} /Al ^{IV}	0,32	0,37	0,23	0,27	0,26
Al ^{VI} /Al ^{IV} , прив. к 950 °C	0,31	0,21	0,16	0,22	0,28
P, кбар	7	8	5	5	8
A/B	0,57	0,61	0,93	0,82	0,52

* 1 — пироксенит рудный безоливиновый; 2 — пироксенит амфиболизированный и фельдшпатизированный рудный; 3 — пироксенит оливиновый, верлит; 4 — сплошная титаномагнетитовая руда; 5 — габбро. В скобках — количество проб. В группу А объединены барофильные группировки (юрикит, жадеит, Са-чермакит); в группу В — барофобные (титанистый, алюможелезистый и железистый фассаиты) [60—62].

или агрегаты зерен оливина. В верлитах зерна пироксена и оливина изометричны. Обычно в оливиновых породах зерна пироксена имеют неправильные ограничения.

При вторичных процессах пироксен подвергается амфиболизации с образованием амфиболизированных и фельдшпатизированных пироксенитов, вплоть до горнблендитов, что особенно наглядно можно наблю-

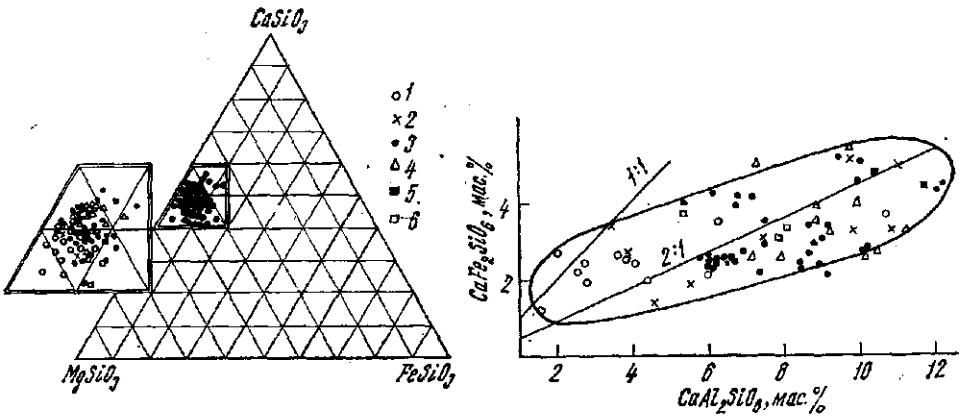


Рис. 63. Состав клинопироксенитов из пород и руд Качканара.

1 — оливиновый пироксен безрудный; 2 — оливиновый пироксен рудный; 3 — магнетитовый пироксен безоливиновый; 4 — амфиболизированный и фельдшпатизированный пироксенит; 5 — сплошная титаномагнетитовая руда; 6 — габбро.

дать в зонах контакта пироксенитов с габброидами (на западе и северо-западе Западного карьера и на востоке Главного карьера Гусевогорского месторождения), в контактах плагиоклазитовых жил с пироксенитами или в ксенолитах пироксенитов в этих жилах. Часто пироксен подвергается хлоритизации, реже флогопитизация и образованием хлоритизированных и флогопитизированных пироксенитов. В редких случаях (в оливиновых пироксенитах) пироксен серпентинизируется.

Моноклинный пироксен пород Качканарского массива по химическому составу и оптическим свойствам относится к ряду диопсид — геденбергит с 45—50 % волластонита; молекулярный процент геденбергита колеблется от 10 до 25 (табл. 3, рис. 63). Среди клинопироксенов пироксенитов отчетливо выделяются два типа пироксенов, между которыми существует постепенный переход: бледно-зеленые макроскопически бесцветные под микроскопом и темно-зеленые макроскопически зеленоватые под микроскопом. Различия в окраске хорошо наблюдаются в шлифах, толщина которых больше нормальной. В первых железистость, определенная по показателю преломления по диаграмме [111], хорошо согласуется с данными химических анализов. Пироксины этого типа имеют невысокое содержание глинозема (1—3 %), двуокиси титана (0,1—0,4 %), несколько пониженное содержание железа и повышенное — магнезии (15—18 %) (рис. 64). Это маложелезистые магнезиальные пироксины, которыми сложены все безрудные оливиновые и оливинсодержащие пироксениты, оливиниты и верлиты Качканарского массива.

Второй тип клинопироксенов слагает безоливиновые, большей частью рудные пироксениты массива. Для этих клинопироксенов железистость выше истинной в 1,5—2 раза. Они отличаются повышенным содержанием глинозема (3—8,5 %), двуокиси титана (0,3—1,2 %), общего железа (FeO') и пониженным — магнезии (12—15 %) (рис. 64). Эти группы клинопироксенов разделяются также по степени окисления железа и соотношению окисного и закисного железа (рис. 65).

Магнезиальные клинопироксины безрудных пород содержат пониженное количество не только общего железа, но и окисного, тогда как

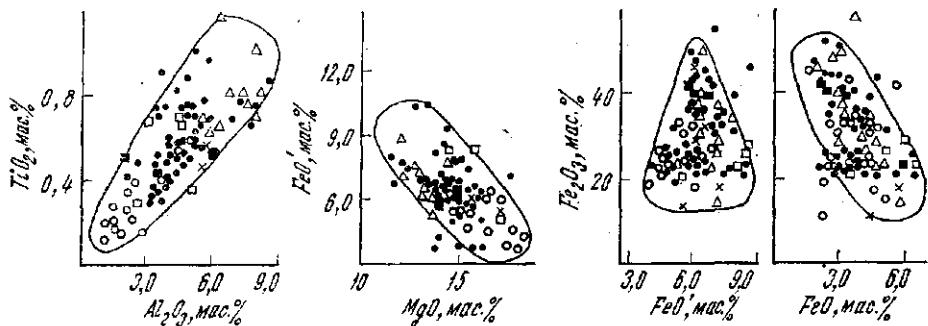


Рис. 64. Диаграмма зависимости содержаний основных окислов в клинопироксенах пород и руд Качканарского массива.

Условные обозначения те же, что на рис. 63.

более железистые клинопироксены рудных пород содержат повышенное количество и общего железа и окисного и соответствуют клинопироксенам магнезиальных скарнов [83, 105, 139].

Систематическое измерение показателей светопреломления клинопироксенов и сосуществующих с ними оливинов показало, что для различных пород Качканарского массива устанавливается прямая зависимость между железистостью этих минералов. С возрастанием железистости оливина от 10 (в дунитах) до 20 (в рудных пироксенитах) возрастает железистость клинопироксенов соответственно от 10 до 35 (рис. 66). Отношение железистости оливина к железистости клинопироксена колеблется от 1,0 (в краевых частях дунитовых тел) до 1,3 (в магнетитовых пироксенитах). В интервале железистости от 10 до 20 отношение железистости оливина и сосуществующих с ним клинопироксенов 1:1 (коэффициент разделения 1,0). В рудных пироксенитах по данным светопреломления, железистость клинопироксена возрастает до 35—40 при железистости оливина 20—22. Однако расчет железистости клинопироксенов из этих пород по данным химических анализов показал, что железистость их не превышает 24. Это несоответствие объясняется повышенной степенью окисления железа и увеличением в них фассаитовой молекулы.

Изучение зависимости железистости клинопироксенов и оливинов из дунитов и пироксенов от содержания в них валового железа и магнетита показало, что возрастание железистости в них происходит постепенно, а достигнув экстремального значения остается постоянным (рис. 67). Для оливинов это насыщение наступает при железистости 18—20, а для пироксенов — при 24. В оливинах дунитов возрастание железистости происходит от 7 до 14, а в клинопироксенах — от 7 до 21. При возрастании железистости выше 14 дунит переходит

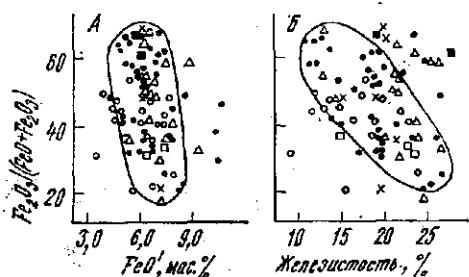
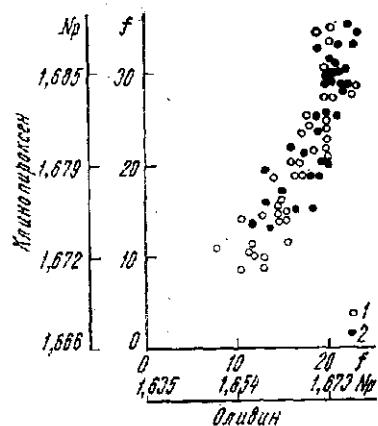


Рис. 65. Зависимость степени окисления железа клинопироксенов из пород и руд Качканара от содержания железа (А) и железистости (Б).

Условные обозначения те же, что на рис. 63.

Рис. 66. Зависимость светопреломления (N_p) и железистости (f) существующих оливинов и клинопироксенов пироксенитов Кытлымского (1) и Качканарского (2) массивов.



в оливинит, а при 24 — в рудный оливинит (сидеронитовый дунит). На постепенное возрастание железистости клинопироксенов и увеличение содержания железа и титана в них с появлением рудообразующего титаномагнетита указывают диаграммы зависимости (рис. 67 и табл. 4). Изучение контактных зон пироксенитов показало, что одновременно с увеличением рудной вкрапленности и соответственно полезных компонентов происходит возрастание железистости клинопироксенов (рис. 68, 69).

Клинопироксены под микроскопом большей частью оптически однородны; иногда в них обнаруживается слабая зональность, выражаяющаяся в повышении угла оптических осей по периферии зерен в контакте с зернами титаномагнетита, что сопровождается появлением слабо-зеленоватой окраски. Несомненно, что вблизи титаномагнетита наблюдается некоторое повышение железистости пироксена.

Результаты изучения существующих клинопироксена, оливина и титаномагнетита позволяют сделать вывод о близости ассоциаций к равновесным в момент образования. В ходе метасоматоза устанавливается привнос железа, титана, ванадия, алюминия, вынос хрома, никеля и кобальта. Несомнена хорошо выраженная моновариантная зависимость между содержаниями различных компонентов в существующих клинопироксенах, оливинах и титаномагнетитах и в отдельных минералах таких компонентов, как железо, алюминий, титан, хром, никель, кобальт, магний. Эта зависимость общая не только для Качканарского массива, но и для других массивов Платиноносного пояса.

Как показали результаты пересчетов химических анализов клинопироксенов, алюминий входит в четверную координацию, замещая кремнезем, в шестерной либо отсутствует, либо составляет не более 5—10 % от общего его количества.

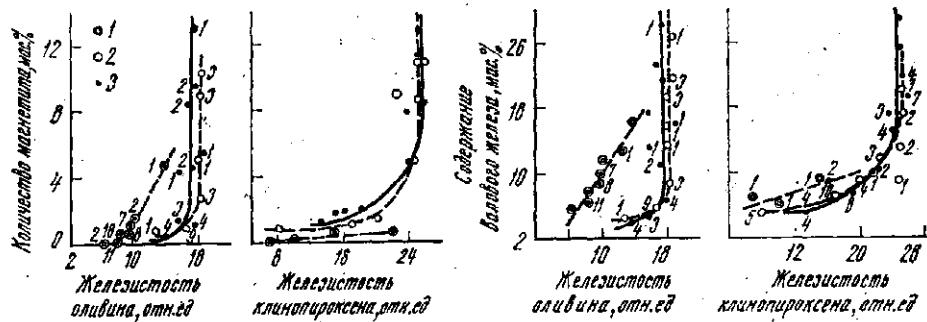


Рис. 67. Зависимость железистости оливинов и клинопироксенов в дунитах (1) и пироксенитах Кытлымского (2) и Качканарского (3) массивов от содержания в них магнетита и валового железа. Цифры на рисунке — количество анализов.

Таблица 4

Показатели преломления и железистости существующих оливинов и клинопироксенов из пород и руд Гусевогорского месторождения и содержание в них Fe_B , TiO_2 , V_2O_5 и магнетита

№ п. п.	Оливин		Клинопироксен		Содержание, мас. %			
	Ng	f	Ng	f	Fe_B	TiO_2	V_2O_5	Mf
1*	1,706	17	1,706	13,5	4,43	0,32	0,03	3,0
2	1,703	15,5	1,708	16	13,06	0,55	0,05	4,2
3	1,708	18	1,708	16	6,54	0,43	0,06	1,2
4	1,705	16,5	1,706	13,5	6,52	0,30	0,03	1,7
5	1,710	19	1,708	16	6,43	0,25	0,03	1,5
6	1,710	19	1,708	16	15,67	0,17	0,02	5,6
7	1,708	18	1,714	25	21,36	1,66	0,24	8,4
8	1,703	15,5	1,718	32	22,72	1,80	0,27	11,1
9	1,700	14,5	1,708	16	5,63	0,30	0,02	0,7
10	1,705	16,5	1,706	13,5	6,17	0,34	0,03	1,15
11	1,705	16,5	1,718	32	19,39	1,45	0,21	8,60
12	1,706	17,0	1,718	32	27,41	1,96	0,28	17,4
13	1,706	17,0	1,718	32	23,33	1,78	0,20	11,5
14	1,706	17,0	1,717	31	21,56	1,49	0,21	10,5
15	1,706	17,0	1,718	32	17,84	1,28	0,16	7,7
16	1,691	10,0	1,708	16	19,39	0,58	0,06	7,8
17	1,705	16,5	1,707	15	20,67	0,79	0,10	9,3
18	1,710	19,0	1,709	19	16,11	0,84	0,11	7,3
19	1,700	14,5	1,709	19	16,84	0,90	0,12	8,9
20	1,708	18,0	1,717	31	23,53	1,05	0,29	9,1
21	1,700	14,5	1,707	15	5,99	0,27	0,04	1,0
22	1,705	16,5	1,705	12	8,71	0,44	0,05	1,7
23	1,704	16	1,704	10	—	—	—	1,2
24	1,705	16,5	1,705	12	—	—	—	1,3
25	1,698	14	1,703	9	4,81	0,20	0,03	0,6
26	1,707	17	1,710	20	9,15	0,53	0,05	2,0
27	1,713	21	1,715	27	18,83	1,60	0,22	7,0
28	1,708	18	1,713	24,5	19,85	1,46	0,21	7,5
29	1,709	19	1,717	31	20,44	1,64	0,22	7,8
30	1,708	18	1,716	28	14,38	1,07	0,13	3,8
31	1,709	19	1,715	27	15,18	1,15	0,14	5,0
32	1,710	19	1,712	23	19,11	1,24	0,15	7,4
33	1,710	19	1,713	24,5	14,23	0,91	0,10	4,2
34	1,708	18	1,717	31	18,79	1,38	0,20	6,4
35	1,708	18	1,715	27	19,29	1,33	0,19	8,6
36	1,706	17	1,711	21	10,23	0,65	0,08	2,7
37	1,707	17	1,712	23	11,23	0,62	0,07	2,5
38	1,698	14	1,705	12	7,2	0,32	0,03	1,5
39	1,694	12	1,706	13,5	6,1	0,30	0,03	1,3
40	1,704	16	1,705	12	8,2	0,43	0,04	2,6
41	1,705	16,5	1,706	13,5	7,3	0,31	0,03	4,8
42	1,705	16,5	1,707	15	6,8	0,36	0,03	3,7
43	1,705	16,5	1,707	15	6,3	0,40	0,03	9,2
44	1,707	17	1,710	20	12,3	0,58	0,12	8,3
45	1,707	17	1,712	23	11,8	0,60	0,18	7,4
46	1,708	18	1,712	23	18,7	1,20	0,26	6,8
47	1,710	19	1,712	23	19,3	1,30	0,20	6,5
48	1,710	19	1,712	23	16,8	1,24	0,19	6,9
49	1,705	16,5	1,710	20	8,7	0,41	0,08	7,7
50	1,713	21	1,717	31	19,6	0,82	0,20	10,4
51	1,713	21	1,717	31	18,7	0,98	0,18	8,3
52	1,705	16,5	1,707	15	7,3	0,32	0,04	0,8
53	1,710	19	1,714	25	16,4	1,12	0,16	5,6

Окончание табл. 4

№ п. п.	Оливин		Клинопироксен		Содержание, мас. %			
	Ng	f	Ng	f	Fe _B	TiO ₂	V ₂ O ₅	Mt
54	1,700	14,5	1,700	6	5,9	0,28	0,04	4,8
55	1,704	16	1,699	5	9,3	0,34	0,05	0,6
56	1,694	12	1,706	13,5	4,8	0,20	0,03	1,2
57	1,704	16	1,707	15	7,4	0,26	0,04	1,8
58	1,712	21	1,700	6	16,2	0,86	0,12	7,4
59	1,707	17	1,707	15	15,8	0,93	0,17	6,2
60	1,697	14	1,712	23	7,3	0,26	0,04	2,3

* Гусевогорское месторождение. Главная залежь: 1—6 — пироксенит крупнозернистый оливиновый; 7—8 — пироксенит рудный; 9 — оливинит; 10 — пироксенит крупнозернистый, оливиновый; 11—15 — пироксенит мелкозернистый, порфировидный, рудный, 16—20 — пироксенит мелко-среднезернистый, рудный; 21—25 — пироксенит оливиновый, безрудный; 26—37 — пироксенит мелко-среднезернистый, порфировидный, оруденелый; 38, 39 — пироксенит крупнозернистый, оливиновый; 40—42 — то же, рудный; 43 — сплошная титаномагнетитовая руда; 44—46 — густовкрапленная титаномагнетитовая руда в среднезернистых оливинсодержащих пироксенитах; 47, 48 — пироксенит мелкозернистый, порфировидный, рудный; 49 — пироксенит среднезернистый, рудный, оливинсодержащий; 50, 51 — пироксенит пегматоидный, рудный; 52 — рудный аортозит; 53 — пироксенит рудный, среднезернистый; 54 — полосчатая пироксен-оливиновая рудная порода; 55 — пироксенит оливиновый, гигантозернистый; 56, 57 — пироксенит мелкозернистый, рудный; 58 — верлит; 59 — пироксенит порфировидный рудный; 60 — пироксенит амфиболизированный. Показатели преломления определены иммерсионным методом на приборе ППМ-1, железистость оливинов и клинопироксенов — с помощью диаграмм В. Е. Трегера [107]; содержание Fe_B, TiO₂ и V₂O₅ определено в химической лаборатории Качканарского ГОКа; количество магнетита — методом насыщения.

При бластезе и рекристаллизации крупных зерен клинопироксенов рудных пироксенитов Качканарского массива обнаружены некоторые изменения. Они отмечены нами на основании изучения крупных зерен клинопироксена и возникших по ним мелких из одного штуфа и существующих с ними титаномагнетитов. Содержание двуокиси титана в титаномагнетите из мелких зерен возрастает по отношению к титаномагнетиту из участков крупнозернистого пироксена приблизительно на 5—10 % (относительных). Железистость же, по данным химических анализов, существующих клинопироксенов не возрастает, а возрастает степень окисления железа в мелких зернах клинопироксенов без вростков магнетита, отчего отмечается тенденция увеличения показателей преломления в них по отношению к крупным зернам клинопироксена с вростками рудного минерала (табл. 5). При этом нормативный состав исследуемых пироксенов не изменяется в заметных пределах: так, волластонитовый компонент (Wo) колебается от 47 до 51 %, энстатитовый (En) 42—47 %, а феррисалитовый (Fs) 5,4—8,8 %.

Ромбический пироксен, существующий с моноклинным, встречен нами в единственном образце скв. 355 на глубине 102—106 м в крупнозернистых пироксенитах, в которых в виде отдельных обособленных зерен до 10—15 мм в поперечнике выделяется цепочечными агрегатами среди зерен клинопироксена. Минерал темно-коричневого цвета с хорошо выраженной спайностью под прямым углом. Под микроскопом плеохроирует от бесцветного до бледно-розового цвета, однороден; вростки моноклинного пироксена, столь характерные для структур распада, свойственных магматическим пироксенам, отсутствуют. Химический анализ ортопироксена показал содержание следующих компонентов, мас. %: SiO₂ 55,61, TiO₂ 0,11, Al₂O₃ 1,20, Fe₂O₃ 4,24, FeO 5,53, MnO 0,20, MgO 31,89, CaO 0,44, K₂O 0,41, Na₂O не обн., H₂O 0,38;

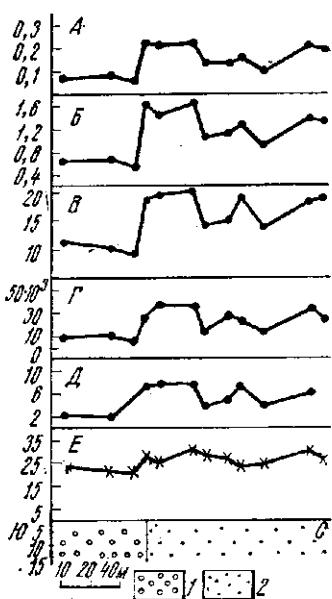
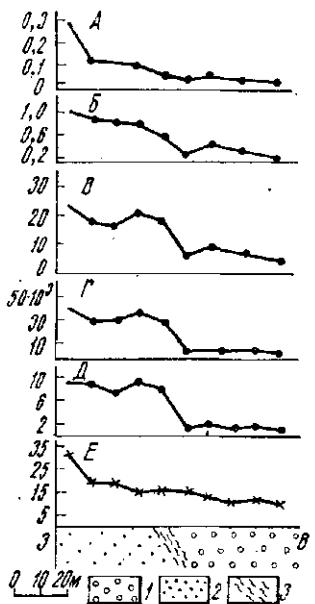


Рис. 68. Схематический геологический разрез нарушенной контактной зоны (3) оливиновых безрудных (1) и рудных пироксенитов (2) по Главной залежи Гусевогорского месторождения и кривые распределения содержаний (мас.%) пятиокиси ванадия (А), двуокиси титана (Б), валового железа (В), магнетита (Д), а также магнитной восприимчивости (10^{-6} ед. СГСМ, Г) и железистости клинопироксенов (Е).

Рис. 69. Схематический геологический разрез контактной зоны оливиновых безрудных (1) и рудных пироксенитов (2) по Главной залежи Гусевогорского месторождения, и кривые распределения содержаний пятиокиси ванадия (А), двуокиси титана (Б), валового железа (В), магнетита (Д), а также магнитной восприимчивости (10^{-6} ед. СГСМ, Г) и железистости клинопироксенов (Е).

сумма 100,01 (аналитик Н. М. Махнутина). Железистость исследованного ортопироксена, определенного нами как энстатит, равна 9.

Оlivин присутствует в различных количествах во всех породах, слагающих массив. В дунитах Светлого и Вересового Бора, входящих в состав Качканарского массива, и в оливинитах количество оливина достигает 95—98 %, в рудных пироксенитах падает до 3—5 % и менее, вплоть до исчезновения. По морфологическим особенностям и отчасти по составу можно выделить четыре группы оливинов, границы между которыми условны.

К первой группе можно отнести оливин дунитов Светлого и Вересового Бора. В них оливин представлен маложелезистой разностью (f 7—9), обычной для дунитов Платиноносного пояса [35]. При этом в краевых частях дунитовых тел железистость оливинов возрастает до 12 с образованием железистых разностей (метадунитов), в которых хромшипелид замещается магнетитом.

Ко второй группе можно отнести оливин «ксенолитов» верлитов и оливинитов в оливиновых пироксенитах, наблюдавшихся в северных забоях Главного и южных — Северного карьеров Гусевогорского месторождения. Оливин этих пород характеризуется идиоморфизмом зерен, выдержаным размером их (около 0,8 мм) и железистостью от 11 до 17,

Таблица 5

Химический (мас. %) и нормативный состав и показатели прецомления сопуществующих мелких (1) и крупных (2) зерен титаномагнетитов (а) и клинопироксено (б) из пород и руд Гусевогорского месторождения

Компонент	I*						II						III						IV					
	1			2			1			2			1			2			1			2		
	a	6	a	a	6	a	a	6	a	a	6	a	a	6	a	6	a	6	a	6	a	6	a	6
SiO ₂	1,82	49,79	2,34	49,18	1,20	51,22	2,53	51,18	6,49	49,02	5,49	50,16	1,44	47,40	6,53	45,86	—	—	—	—	—	—	—	—
TiO ₂	3,30	0,74	2,92	0,74	2,16	0,36	2,09	0,32	0,55	0,55	1,54	0,40	2,88	0,75	1,73	—	—	—	—	—	—	—	—	0,55
Al ₂ O ₃	2,90	4,90	2,71	5,03	2,15	3,42	2,13	3,32	3,56	5,34	1,66	4,03	3,23	7,48	2,00	8,61	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	61,09	2,59	60,99	2,65	65,31	2,23	61,94	2,19	56,35	2,65	59,22	2,32	63,97	3,40	59,0	—	—	—	—	—	—	—	—	3,30
FeO	25,14	2,82	25,86	3,18	25,89	2,74	25,66	3,18	23,56	4,10	25,90	3,97	25,76	4,13	24,70	—	—	—	—	—	—	—	—	4,07
MnO	0,37	0,01	0,27	0,01	0,23	0,05	0,22	0,04	0,23	0,06	0,13	0,05	0,28	0,03	0,16	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	3,00	14,78	2,88	13,92	1,54	15,48	2,26	15,93	2,47	13,67	1,97	14,85	1,04	12,65	2,06	12,96	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	0,79	22,92	1,03	23,60	0,68	22,28	0,92	21,85	2,52	22,18	2,29	22,07	0,30	22,29	2,52	21,30	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	
Na ₂ O	0,10	0,17	0,10	0,15	0,10	0,28	0,10	0,27	0,10	0,34	0,10	0,27	0,10	0,23	0,10	0,33	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	0,44	1,01	0,48	1,21	0,36	1,04	0,52	1,35	1,19	1,25	0,85	1,27	0,65	1,45	1,11	1,38	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,012	0,003	—	0,003	—	0,008	0,008	—	0,003	—	0,005	—	0,003	—	0,006	0,003	—	—	—	—	—	—	—	0,026
Ni	0,06	0,03	—	0,03	—	0,08	0,03	—	0,03	—	0,03	—	0,03	—	0,09	0,03	—	—	—	—	—	—	—	0,03
Co	0,024	0,003	—	0,004	—	0,023	0,004	—	0,005	—	0,004	—	0,005	—	0,005	0,007	—	—	—	—	—	—	—	0,006
V ₂ O ₅	0,80	0,06	—	0,06	0,38	0,04	—	0,02	—	0,02	—	0,06	—	0,05	0,81	0,99	—	—	—	—	—	—	—	0,09
P	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
S	0,05	0,05	—	0,05	—	0,05	—	0,05	—	0,05	—	0,05	—	0,05	—	0,05	—	—	—	—	—	—	—	0,05
Сумма	• • •	• • •	• • •	• • •	• • •	• • •	• • •	• • •	• • •	• • •	• • •	• • •	• • •	• • •	• • •	• • •	• • •	• • •	• • •	• • •	• • •	• • •	• • •	• • •
I	100,002	99,986	99,69	99,927	100,268	99,347	98,48	99,858	99,13	99,419	99,26	99,638	100,736	100,1	100,02	99,742	—	—	—	—	—	—	—	—
Φ	—	12	—	13	—	11	—	11	—	13	—	13	—	13	—	13	—	18	—	18	—	18	—	18
ng	—	65	—	63	—	62	—	58	—	68	—	55	—	55	—	55	—	69	—	69	—	69	—	69
U/Sr в Mt, мас. %	23,52	—	1,721	—	1,718	—	1,714	—	1,709	—	1,718	—	1,714	—	1,714	—	1,726	—	1,726	—	1,726	—	1,725	
CaSiO ₃	—	—	38	—	32	—	25	—	19	—	32	—	25	—	25	—	23,69	—	46	—	46	—	45	
MgSiO ₃	—	—	49,6	—	51,3	—	48,1	—	46,9	—	49,8	—	49,8	—	49,8	—	48,3	—	51,0	—	51,0	—	49,4	
FeSiO ₃	—	—	44,5	—	42,1	—	46,5	—	47,4	—	42,6	—	5,4	—	5,4	—	6,5	—	8,7	—	8,7	—	8,8	

* I — порфировитовый пурпурит, II — крупноэзернистый пурпурит, III — пироксенит гигантозернистый рудный амфиболизированный, Северная залежь; IV — пироксенит гигантозернистый рудный амфиболизированный, Северная залежь, карьер. Химические анализы выполнены в Порецкой химической лаборатории Уральского геологоразведочного управления. Fe₂O₃/(Fe₂O₃+MgO) = 100 %; φ — степень окисления жемчужинолита, Fe₂O₃/(Fe₂O₃+MgO) = 100 %.
† — железистость.

причем обнаруживается возрастание железистости от центра «ксенолитов» к периферии. В образце «ксенолита» верлита прямоугольной формы размером 25×15 см были замерены показатели преломления оливин в нескольких точках:

	нр'	нг'	f. по [107]
Край «ксенолита»	1,668	1,704	17
5 см от края	1,667	1,704	16,5
8 см от края	1,667	1,703	16,5
12 см от края	1,660	1,698	12,5
14 см — центр «ксенолита»	1,658	1,694	11,0
3 см от центра	1,660	1,697	12,5
9 см от центра — край «ксенолита»	1,660	1,703	16,0

По составу оливин относится к маложелезистому хризолиту и наиболее близок к оливину дунитов Платиноносного пояса [23].

Третья группа — оливины оливиновых пироксенитов и гигантозернистых верлитов, представленные агрегатами зерен 0,5—3 мм в поперечнике, которые ксеноморфны по отношению к зернам клинопироксенов. Железистость оливинов этих пород колеблется от 13 до 20. При этом железистость оливинов возрастает при увеличении количества магнетита в этих породах. К этой группе оливинов относятся и оливины так называемой вторичной оливинизации, выделяемой И. К. Латышем [58] среди пироксенитов Качканарского массива и описанной С. В. Москалевой в пироксенитах горы Синей («эруптивная брекчия»). Этот оливин в пироксенитах Качканарского массива встречается в виде полос или цепочечных агрегатов по трещинам отдельности, часто пересекающихся, в некоторых участках цементирующих обдавленные блоки пироксенитов. В этих случаях оливин образует крупнозернистые агрегаты, выполняющие промежутки между зернами клинопироксена. По составу оливин этих пород аналогичен оливину оливиновых пироксенитов, верлитов и оливинитов и относится к хризолиту с железистостью 14—20. Этой разновидностью оливина сложены цепочечные агрегаты или ветвящиеся жилки, часто более крупные скопления в пироксенитах с возникновением своеобразных полосчатых оливин-пироксеновых пород, а при наложении последующей серпентинизации — серпентин-пироксеновых пород.

Оливин четвертой группы характеризуется максимальной железистостью (18—24). Он слагает рудные оливиниты, верлиты и рудные пироксениты. Зерна его идиоморфны и по размеру не отличаются от зерен других минералов. Химический состав оливинов из основных разновидностей пород и руд Качканарского массива представлен в табл. 6.

Многочисленные измерения состава существующих оливина и клинопироксена показали, что они большей частью представляют ассоциацию, равновесную в момент формирования. Местами эта равновесность нарушается и наблюдается присутствие пироксенов двух генераций в одной и той же породе: в этих случаях более железистый пироксен выделяется темной, почти черной окраской, связанной с повышенной степенью окисления железа. Железистость оливина находится в прямой зависимости от железистости клинопироксена и от содержания двуокиси титана в титаномагнетите (табл. 7).

Оливин пород Качканарского массива в значительной степени, хотя

Таблица 6

Химический состав оливинов пород и руд Качканарского массива, мас. %

Компонент	1 *	2	3	4	5	6
SiO ₂	38,87	39,39	38,30	39,0	38,73	40,1
TiO ₂	0,01	0,18	0,03	0,02	0,01	Нет
Al ₂ O ₃	0,15	0,44	0,13	0,15	0,72	Нет
Fe ₂ O ₃	1,82	1,59	3,74	2,35	1,46	0,16
FeO	17,62	14,18	16,07	15,76	16,66	9,5
MnO	0,35	0,22	0,30	0,25	0,30	0,20
MgO	41,09	42,79	40,80	43,0	40,37	48,2
CaO	0,45	0,17	0,34	0,02	0,68	0,45
K ₂ O	Сл.	0,01	Сл.	Сл.	0,04	0,008
Na ₂ O	0,07	0,03	0,07	0,07	0,12	0,02
H ₂ O [±]	—	0,08	0,52	—	1,0	—
П.п.п.	0,32	0,50	—	0,32	—	1,54
Cr ₂ O ₃	Нет	—	Нет	Нет	0,02	Нет
Ni	0,02	—	0,04	0,02	0,02	—
Co	0,022	—	0,024	0,002	0,02	—
V ₂ O ₅	Нет	0,015	Сл.	Нет	Нет	Сл.
P	0,02	—	0,03	0,02	0,03	0,005
S	0,01	—	0,01	Сл.	—	0,006
Zn	0,04	—	0,04	0,02	0,02	—
Сумма	100,852	99,51	100,444	100,962	100,18	100,178
Компонент	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	37,02	39,42	38,96	33,14	36,94	38,4
TiO ₂	Сл.	0,04	0,37	0,40	0,30	0,23
Al ₂ O ₃	—	0,14	0,45	0,80	2,10	2,46
Fe ₂ O ₃	2,59	0,40	1,19	16,0	3,20	2,31
FeO	6,2	16,09	16,45	12,15	20,11	16,30
MnO	0,18	0,26	0,27	—	0,74	0,39
MgO	45,18	43,08	40,74	34,31	37,0	35,6
CaO	0,46	0,058	0,23	0,66	—	2,06
K ₂ O	0,009	0,01	0,05	0,04	—	0,10
Na ₂ O	0,02	0,03	0,08	0,12	—	0,20
H ₂ O [±]	—	0,15	—	—	—	—
П.п.п.	8,5	—	0,97	1,97	—	1,06
Cr ₂ O ₃	Нет	—	—	0,21	—	0,003
Ni	—	—	—	0,08	—	0,011
Co	—	—	—	0,025	—	0,020
V ₂ O ₅	0,02	0,015	0,015	0,20	—	—
P	0,005	—	—	0,02	—	0,01
S	0,007	—	—	0,07	—	0,05
Zn	—	—	—	0,07	—	—
Сумма	100,679	99,54	99,65	100,22	100,39	99,2

* 1—5, 8—10 — Гусевогорское месторождение, Главная залежь: 1 — пироксенит оливиновый, крупнозернистый, слабоуроденелый, 2 — пироксенит среднезернистый, рудный, 3 — верлит серпентинизированный, мелкозернистый, 4 — жилки сплошного титаномагнетита с оливином, 5 — рудный серпентинизированный оливинит; 6 — дунит мелкозернистый с мелкими неправильными по форме выделениями бледно-зеленых зерен клинопироксена, обнажение у впадины на восточной окраине пос. Верхне-Косьвинска; 7 — дунит мелкозернистый, с тонкоплитчатой отдельностью, сильно серпентинизированной, лог у пос. Кучум; 8 — пироксенит мелкозернистый, 9 — пироксенит крупнозернистый, 10 — оливиновый пироксенит, 11 — крупнозернистый троктолит, гора Еловая Грива, у подножия; 12 — троктолит мелкозернистый, там же. Анализы 1—5 выполнены в Центральной химической лаборатории ПГО «Уралгеология», 6—7 — в химической лаборатории Качканарского горно-обогатительного комбината им. Я. М. Свердлова, 8, 9 — в химической лаборатории ВСЕГЕИ (г. Ленинград), 10—12 — в Полевской химической лаборатории ПГО «Уралгеология».

Таблица 7

Показатели преломления и расчетная железистость [111] существующих пироксенов и оливинов пород Качканарского массива

№ п. п.	Пироксен	Оливин		№ п. п.	Пироксен	Оливин	
		пр	f			пр	f
1*	1,676	1,667	16,5	16	1,687	1,676	21,5
2	1,678	1,669	17,0	17	1,685	1,676	21,5
3	1,676	1,670	17,6	18	1,684	1,677	22,0
4	1,678	1,672	18,5	19	1,684	1,677	22,0
5	1,679	1,673	19,3	20	1,684	1,677	22,0
6	1,679	1,673	19,3	21	1,688	1,678	22,8
7	1,682	1,673	19,3	22	1,687	1,679	22,8
8	1,686	1,674	20,5	23	1,688	1,679	22,8
9	1,684	1,674	20,5	24	1,690	1,679	22,8
10	1,684	1,674	20,5	25	1,689	1,680	23,3
11	1,684	1,674	20,5	26	1,689	1,681	23,5
12	1,682	6,675	20,8	27	1,689	1,681	23,5
13	1,685	1,675	20,8	28	1,690	1,684	25,2
14	1,686	1,675	20,8	29	1,690	1,685	25,7
15	1,685	1,676	21,5	—	—	—	—

* 1—4 — оливиновый бесрудный пироксенит; 5 — то же, Главный карьер; 6 — крупнозернистый оливиновый пироксенит с выделениями сплошной руды, вершина горы Бол. Гусевой; 7 — пироксенит; 8—11 — крупнозернистый пироксенит рудный с оливином и шлирами сплошной руды, северный склон горы Сев. Качканар; 12 — оливинит; 13 — оливиновый пироксенит, Главный карьер; 14 — оливиновое габбро полосчатое; 15 — оливинизированный пироксенит, гора Сев. Качканар; 16 — рудный пироксенит, гора Сев. Качканар; 17 — мелкозернистый пироксенит; 18 — среднезернистый пироксенит; 19 — мелкозернистый рудный пироксенит; 20 — крупнозернистый рудный пироксенит; 21 — мелкозернистый пироксенит рудный; 22, 23 — среднезернистый рудный пироксенит; 24 — гигантозернистый пироксенит, юго-восточный склон горы Еловой; 25 — мелкозернистый рудный пироксенит; 26 — негматоидный рудный пироксенит; 27 — крупнозернистый рудный пироксенит; 28, 29 — среднезернистый рудный пироксенит.

и неравномерно, серпентинизирован. Обычно серпентинизация приводит к полному замещению зерен оливина серпентином, иддингситом и боуллингитом. Наиболее подвержен вторичным изменениям оливин из дунитов, оливинитов и верлитов, в меньшей степени — оливиновых пироксенитов. Менее серпентинизированы оливины рудных пироксенитов. Серпентинизация зерен оливина, как правило, начинается с периферии зерен и по трещинам. Образуются как лизардитовые и хризотиловые, так и антигоритовые разности серпентина. Химический анализ серпентиновых фракций из некоторых пород Качканарского массива представлен в табл. 8.

Амфибол — один из главных фемических минералов пород массива, имеет значительное распространение. Он преобладает среди темноцветных минералов габброидов, вмещающих пироксениты массива, горнбледитов и фельдшпатизированных и амфиболизированных пироксенитов. Встречается и в «ксенолитах» пироксенитов в плагиоклазитовых жилах. Во всех случаях амфибол образуется при замещении клинопироксенов. Особенно наглядно это можно наблюдать в карьерах Главной и Западной залежей Гусевогорского месторождения, в зонах контактов пироксенов с габброидами. По мере удаления от контактов в сторону пироксенитовых тел количество роговой обманки в пироксенитах уменьшается. При этом в амфиболизированных пироксенитах появляются агрегаты зерен различного размера — от мелко- до гиганто-

Таблица 8

Химический состав серпентинов пород и руд Качканарского массива, мас. %

Компонент	1 *	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	42,61	38,64	38,62	42,52	40,50	47,91	41,80
TiO ₂	0,26	0,05	0,05	0,21	0,05	0,07	0,07
Al ₂ O ₃	8,80	0,63	0,77	7,75	0,21	11,95	0,87
Fe ₂ O ₃	3,22	8,78	8,88	4,75	4,20	0,62	1,85
FeO	0,59	0,46	0,33	0,37	0,07	0,66	0,07
MnO	0,05	0,16	0,15	0,15	0,14	0,08	0,07
MgO	31,49	35,35	35,30	32,33	39,44	28,23	39,92
CaO	1,12	0,53	0,79	1,02	0,10	0,48	0,53
K ₂ O	0,05	0,05	0,05	0,04	0,09	0,12	0,05
Na ₂ O	0,25	0,10	0,06	0,17	0,03	0,17	0,11
H ₂ O [±]	11,38	14,02	13,72	—	—	—	13,66
П. п. п.	—	—	—	11,48	14,22	8,94	—
Cr ₂ O ₃	0,03	0,11	0,21	Сл.	0,12	—	0,01
Ni	0,08	0,13	0,14	0,05	0,17	—	0,03
Co	0,002	0,008	0,008	0,004	0,07	—	0,001
V ₂ O ₅	0,01	0,02	0,01	Сл.	0,01	—	0,01
P	—	0,02	0,12	0,01	0,01	—	0,02
S	0,16	0,09	0,13	0,01	0,06	0,07	0,05
Zn	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	Не обн.	0,01
Сумма	100,122	100,078	99,368	100,88	99,50	99,30	99,131

* 1–3 — зона дробления в контакте жилы иссита с дунитами, Светлый Бор, обнажение у пос. Кучум; 4 — контакт амфиболита с дунитом, Светлый Бор; 5 — краевая зона хромитовой жилы в дунитах, Светлый Бор; 6 — жила иссита, Светлый Бор; 7 — дунит серпентинизированный, там же. Анализы 1–3, 5–7 выполнены в Полевской химической и в Центральной химической лаборатории ПГО «Уралгеология».

зернистых. Замещение зерен клинопироксена роговой обманкой происходит с периферии или по трещинам к центру. Амфибол представлен призматическими зернами темно-зеленого цвета, размер их колеблется от 0,1 до 60 мм. Наиболее крупные выделения встречаются в гиганто-зернистых горнбледитах и амфиболизированных пироксенитах. Под микроскопом зерна амфибала зеленого цвета с сильным плеохроизмом в зеленых тонах.

В породах Качканара И. К. Латыш [58] выделяет две стадии амфиболизации — дорудную и рудную. По нашим данным, можно выделить три стадии амфиболизации по отношению к титаномагнетитовому оруднению: дорудную, рудную и послерудную. Процесс амфиболизации, по-видимому, единый и непрерывный, связан с привносом Ca, Al, FeO, H₂O и щелочей (K и Na).

Первая стадия амфиболизации проявляется при образовании горнбледитов по пироксенитам, вторая связана с рудоотложением, когда на стыке зерен пироксена и магнетита по пироксену развивается каека роговой обманки. Стадия послерудной амфиболизации пироксенитов проявляется также широко. Особенно хорошо она наблюдается в обломках амфиболизированных пироксенитов в плагиоклазовых жилах, которые являются самыми поздними образованиями. Роговая обманка всех стадий часто содержит пластинчатые вrostки магнетита, ориентированные по двум направлениям, составляющим угол 47–49°. Данные химических анализов амфиболов показали, что все они относятся к обычным роговым обманкам (табл. 9) с низкой железистостью

Таблица 9

Химический состав амфиболов пород и руд Качканарского массива, мас. %

Компонент	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	40,25	40,89	41,23	41,57	41,67	40,34	39,59	39,59	39,5	40,8
TiO ₂	1,58	1,12	1,22	1,47	1,36	1,46	1,37	1,32	1,28	1,16
Al ₂ O ₃	14,78	14,95	14,51	14,82	14,01	13,88	15,55	15,08	16,67	16,3
Fe ₂ O ₃	5,33	4,67	4,67	4,45	4,83	4,27	3,75	5,44	4,89	4,86
FeO	7,33	6,15	5,48	5,85	4,88	5,92	6,54	8,52	6,8	5,8
MnO	0,14	0,08	0,10	0,08	0,08	0,08	0,08	0,12	0,16	0,15
MgO	13,47	14,62	16,20	15,06	15,47	14,21	14,52	12,91	13,64	14,0
CaO	11,37	12,20	12,26	12,54	12,15	12,32	11,97	11,47	12,4	13,5
K ₂ O	0,53	0,35	0,35	0,57	0,61	0,49	0,50	0,49	0,54	0,19
Na ₂ O	1,82	1,55	1,55	1,79	2,0	1,67	1,47	1,67	1,75	0,80
H ₂ O [±]	3,42	—	2,98	2,13	2,08	—	2,92	—	2,31	1,93
П. п. п.	—	3,28	—	—	—	3,26	—	3,16	—	—
Cr ₂ O ₃	Сл.	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01
Ni	—	0,01	0,29	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01
Co	Сл.	0,006	0,001	0,006	0,006	0,005	0,003	0,006	0,001	0,001
V ₂ O ₅	0,07	0,06	0,05	0,07	0,05	0,07	0,08	0,08	0,07	0,06
P	0,01	0,01	Нет	0,02	—	0,01	0,03	0,01	0,007	0,006
S	0,02	—	Her	—	—	—	0,05	0,03	0,005	0,001
Zn	0,02	0,01	0,04	0,01	—	0,01	0,01	0,03	—	—

С у м м а	100,14	99,936	100,88	100,456	101,146	99,145	99,243	99,946	100,042	99,557
-----------	--------	--------	--------	---------	---------	--------	--------	--------	---------	--------

Компонент	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	42,40	39,92	39,6	41,91	38,74	38,0	37,6	42,16	41,29
TiO ₂	1,38	1,5	1,13	0,84	1,20	1,45	1,44	0,58	0,90
Al ₂ O ₃	12,40	16,45	16,9	15,42	14,45	15,5	15,4	11,97	13,02
Fe ₂ O ₃	4,80	4,56	4,44	4,88	5,71	5,26	4,6	2,93	4,19
FeO	5,05	6,2	6,2	4,70	11,40	14,2	14,22	5,56	7,48
MnO	0,125	0,16	0,14	0,08	0,23	0,31	0,31	0,15	0,21
MgO	13,81	14,38	13,7	14,58	9,96	9,0	8,95	17,68	14,45
CaO	15,62	12,6	12,8	13,22	12,51	11,8	11,8	10,84	11,75
K ₂ O	0,50	0,50	—	0,34	1,70	0,37	0,37	1,22	0,66
Na ₂ O	1,70	1,70	0,30	1,31	1,67	2,48	2,48	2,53	2,66
H ₂ O [±]	2,10	2,10	2,10	—	2,34	2,43	3,12	3,43	2,76
П. п. п.	—	—	—	2,72	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,24	0,04	0,04	0,01	0,01	0,07	0,04	0,03	0,01
Ni	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,06	0,02
Co	0,01	0,001	0,001	0,005	0,006	0,001	0,001	0,001	0,004
V ₂ O ₅	0,08	0,05	0,06	0,05	0,09	0,07	0,08	0,06	0,05
P	0,06	0,007	0,016	0,01	0,19	0,005	—	0,10	Нет
S	—	0,003	0,009	—	0,04	0,03	0,025	—	Нет
Zn	—	—	—	0,03	0,03	—	—	0,01	0,02

С у м м а	100,125	100,17	100,83	100,125	100,286	100,975	100,435	99,311	99,414
-----------	---------	--------	--------	---------	---------	---------	---------	--------	--------

Продолжение табл. 9

Компонент	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	42,05	37,82	39,02	40,94	41,80	41,38	41,10	41,16	41,80
TiO ₂	1,48	1,55	1,82	2,70	2,80	1,66	2,0	2,35	2,43
Al ₂ O ₃	13,02	15,26	14,64	12,36	13,67	13,55	13,0	12,05	11,90
Fe ₂ O ₃	3,58	3,88	6,43	4,90	8,33	4,64	7,40	6,46	6,87
FeO	8,07	12,95	9,65	6,20	1,73	7,42	6,35	9,27	9,23
MnO	0,13	0,08	0,11	0,14	0,15	0,14	0,15	0,18	0,17
MgO	14,41	8,67	13,16	15,56	16,60	14,39	15,0	11,89	11,73
CaO	11,58	13,69	11,16	13,70	11,90	11,58	11,07	12,01	11,90
K ₂ O	0,34	1,15	0,37	0,34	0,10	0,42	0,44	0,32	0,33
Na ₂ O	1,79	1,84	2,0	1,50	0,31	2,28	2,02	1,69	1,75
H ₂ O [±]	2,76	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	—	2,22	2,07	1,56	1,59	2,10	2,07	2,53	2,49
Cr ₂ O ₃	0,03	0,01	0,003	0,004	0,01	0,003	0,01	0,01	0,01
Ni	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,0087	0,006	0,006
Co	0,006	0,006	0,01	0,008	0,007	0,009	0,004	0,008	0,009
V ₂ O ₅	0,10	0,11	0,09	0,06	0,10	0,10	0,10	0,12	0,11
P	Сл.	0,09	—	—	—	—	—	—	—
S	0,02	0,05	—	—	—	—	—	—	—
Zn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01
С у м м а	99,386	99,39	100,553	99,992	99,127	99,692	100,743	101,064	100,745
Компонент	29	30	31	32	33	34	35	36	37
SiO ₂	40,61	40,41	40,87	41,76	41,97	41,31	40,06	43,54	44,23
TiO ₂	1,45	1,30	1,45	1,10	1,08	1,16	1,33	1,0	1,04
Al ₂ O ₃	17,10	17,36	16,97	15,91	14,98	14,14	15,80	10,98	12,78
Fe ₂ O ₃	4,23	7,24	4,68	4,07	4,45	4,41	4,29	4,99	5,09
FeO	5,42	3,21	5,57	4,57	5,41	6,29	7,63	12,93	10,81
MnO	0,12	0,09	0,11	0,07	0,41	0,10	0,13	0,29	0,24
MgO	14,76	15,31	14,36	15,92	13,88	14,0	12,05	8,61	7,75
CaO	12,54	13,08	12,76	12,49	12,71	12,49	12,40	11,07	12,32
K ₂ O	0,59	—	0,45	0,65	0,47	0,47	0,86	1,31	1,19
Na ₂ O	1,92	—	1,81	1,71	1,67	1,80	1,77	1,55	1,39
H ₂ O [±]	—	—	—	—	2,46	2,34	—	2,69	2,70
П. п. п.	1,16	1,77	1,22	1,52	—	—	3,21	—	—
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,003	0,10	0,01
Ni	0,001	0,01	0,001	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01
Co	0,004	0,002	0,003	0,003	0,006	0,007	0,008	0,004	0,003
V ₂ O ₅	0,10	0,005	0,008	0,06	0,07	0,07	0,14	0,07	—
P	—	—	—	—	0,01	0,01	0,01	0,09	0,09
S	—	—	—	—	—	—	0,05	—	—
Zn	—	—	—	—	0,02	0,02	—	0,03	0,03
С у м м а	100,0	99,82	100,33	99,84	99,506	99,637	99,771	99,261	101,213

* 1—7 — Гусевогорское месторождение, Главная залежь: 1 — гигантозернистое роговообманковое соссюритовое габброй, 2 — пироксенит крупнозернистый, амфиболизированный, фельдшпатизированный, из зоны контакта с габброй, 3 — крупнозернистый рудный пироксенит, 4 — пироксенит рудный амфиболизированный крупнозернистый, 5 — пироксенит оливиновый крупнозернистый слабоорудешный, 6 — пироксенит рудный среднезернистый, 7 — средне-крупнозернистый пироксенит участками амфиболизированный; 8—13 — Западная залежь: 8 — габброй крупнозернистое роговообманково-соссюритовое, 367 м; 9 — горнбледит с реликтами пироксенитов из зоны контакта габброй с сульфидами, 10 — горнбледит среднезернистый из зоны контакта с пироксенитами, 11 — горнбледит среднене-равномернозернистый из зоны контакта пироксенитов и габброй, 12 — горнбледит среднезернистый

из зоны контакта с пироксенитами, там же; 13 — мелкозернистый рудный пироксенит из зоны контакта с горнблендитами, 14 — рудный амфиболизированный пироксенит из зоны контакта с амфиболитами, Высокая залежь, рассечка № 1; 15 — горнблендит такситовый среднезернистый из зоны контакта с дунитами, Светлый Бор, лог в 2 км от приска Кучумский по дороге на Теплую гору; 16, 17 — полосчатый полевошпатовый амфиболит, лог у пос. Кучум; 18 — зона дробления контакте жилы иссита с дунитами, Светлый Бор, обнажение у пос. Кучум; 19 — зона дробления контакте амфиболитов с дунитами, Светлый Бор, лог в 2 км приска Кучумский по дороге на Теплую гору; 20 — жилы крупно- и гигантозернистого пироксена среди мелкозернистых, Светлый Бор; 21 — жила иссита в дуните, Светлый Бор (ложок по дороге на Теплую гору); 22 — пироксенит рудный мелкозернистый. Главная залежь; 23—28 — Высокая залежь; 23 — сплошная титаномагнетитовая руда, 24 — массивная титаномагнетитовая руда, 25 — неравномернозернистый амфиболит, 26 — амфиболизированный пироксенит, 27, 28 — амфиболизированный фельдшпатизированный пироксенит; 29—35 — Западная залежь; 29 — амфиболизированный рудный пироксенит, 30 — рудный пироксенит амфиболизированный и фельдшпатизированный, 31 — пироксенит амфиболизированный и фельдшпатизированный, 32 — оливиновый пироксенит, 33 — пироксенит безрудный мелкозернистый, амфиболизированный и полевошпатизированный, 34 — пироксенит мелкозернистый, безрудный, амфиболизированное и полевошпатизированное, 35 — крупнозернистое такситовое габбро, 36—37 — габбро амфиболовое, мезократовое тояжолосчатое, Светлый Бор, 10 окраина пос. Покал. Анализы 1—6, 8, 14, 15, 29—34, 36, 37 выполнены в Центральной химической лаборатории ПГО «Уралгеология», 7, 18, 21—28, 35 — в Полевской химической лаборатории, 9—13 — в химической лаборатории Качканарского горно-обогатительного комбината.

от 28 до 35 и высокой магнезиальностью 65—75. По химическому составу роговые обманки различных стадий амфиболизации почти одинаковы за исключением амфиболов из амфиболизированных пироксенитов на контактах плагиоклазитовых жил. В этом случае роговые обманки характеризуются повышенным содержанием щелочей.

Кроме описанной зеленой обыкновенной роговой обманки отмечаются единичные короткопризматические зерна бурой роговой обманки, также ксеноморфные по отношению к зернам клинопироксена, размером по удлинению 0,2—0,5 мм.

В участках хлоритизированных пироксенитов совместно с хлоритом наблюдаются игольчатые зерна и агрегаты зерен амфибала актинолит-тремолитового ряда.

Плагиоклаз встречается обычно в габброидах Качканарского массива совместно с клинопироксеном и амфиболом. В меньшей степени развит среди горнблендитов и фельдшпатизированных и амфиболизированных пироксенитов. Свежий плагиоклаз редок, обычно замещается тонкозернистым агрегатом цоизита, клиноцизита, эпидота и вторичного альбита. Этот соссюритовый агрегат отражает в целом состав первичного плагиоклаза, и химические анализы его свидетельствуют о высокой основности плагиоклаза, близкой к анониту (табл. 10). В фельдшпатизированных разностях и горнблендитах плагиоклаз образует неправильные зерна или агрегаты зерен, обычно ксеноморфные по отношению к темноцветным минералам. Размер отдельных зерен колеблется от 0,01 мм до 2 см.

Иногда зерна плагиоклаза выполняют трещинки в горнблендитах и фельдшпатизированных пироксенитах с образованием крупнозернистого агрегата. Пустоты таких трещин выполнены агрегатом крупных кристаллов плагиоклаза до 3 см с образованием плагиоклазовых друз.

Шпинель (плеонаст) — единственный из нерудных минералов, образующий как пластинчатые вrostки в титаномагнетите, так и обособленные зерна в виде неправильной формы в магнетите. В первом случае тонкие пластинчатые и игольчатые вростки образуют в разрезе прямоугольную или квадратную сетку. Они располагаются в зернах магнетита по (100) (рис. 70). Размер вростков колеблется от 0,001 до 0,1—0,3 мм по удлинению, в поперечных разрезах — сотые доли миллиметра. Отношение длины к ширине от 1:10 до 1:50. Содержание пластинчатых вростков в титаномагнетитах Качканарского массива довольно по-

Таблица 10

Химический состав плагиоклазов пород и руд Качканарского массива, мас. %

Компонент	1*	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	39,6	40,68	40,06	45,65	41,9	40,27	42,74	44,8
TiO ₂	0,1	0,1	0,1	0,32	0,1	0,085	0,20	2,0
Al ₂ O ₃	30,43	29,63	30,7	11,30	31,5	28,144	22,84	14,8
Fe ₂ O ₃	3,77	2,12	0,68	3,21	0,98	3,06	0,52	7,30
FeO	0,40	0,47	0,94	2,77	2,27	1,51	0,68	8,97
MnO	0,10	0,06	0,05	0,14	0,03	0,105	0,01	0,42
MgO	0,24	0,57	1,06	9,86	0,10	0,86	0,16	9,2
CaO	22,0	20,17	18,24	24,04	19,95	20,45	19,37	1,21
K ₂ O	0,12	0,43	0,35	0,05	0,45	0,5	0,52	3,80
Na ₂ O	0,59	1,64	1,32	0,46	1,08	1,5	4,10	1,86
П.п.п.	2,7	3,36	6,86	1,96	2,66	2,75	3,34	4,55
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,01	0,045	0,01	0,28	0,01	0,003
Ni	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,01	0,001
Co	0,001	0,001	0,001	—	0,001	—	Нет	0,003
V ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,025	0,02	0,02	0,01	—
P	0,01	0,72	0,03	—	0,01	—	—	0,02
S	0,05	0,05	0,05	—	0,05	—	—	0,05
Zn	0,01	0,01	0,01	—	0,01	—	Нет	—
Сумма	100,042	99,932	100,472	99,83	100,022	99,83	94,50	98,99
Компонент	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	43,18	42,68	58,4	60,1	59,0	60,90	36,6	52,66
TiO ₂	0,10	0,20	0,38	0,10	0,24	0,09	0,06	0,23
Al ₂ O ₃	31,84	30,8	23,3	23,6	22,90	22,7	22,9	26,72
Fe ₂ O ₃	0,37	1,84	0,83	0,18	0,18	0,05	11,1	0,13
FeO	0,71	0,50	2,30	1,39	2,78	2,05	1,12	0,5
MnO	0,05	0,06	0,03	0,01	0,03	0,03	0,04	—
MgO	0,28	0,88	0,45	0,27	0,36	0,38	2,53	0,69
CaO	19,60	19,98	5,97	6,21	6,10	5,86	21,5	10,07
K ₂ O	0,40	0,50	0,17	0,16	0,14	0,27	0,12	0,72
Na ₂ O	0,56	0,70	6,58	6,80	6,73	6,63	0,10	5,28
П.п.п.	2,28	3,08	0,63	0,42	0,65	1,0	3,01	2,5
Cr ₂ O ₃	0,001	0,001	0,003	0,003	0,003	0,003	0,020	н/м
Ni	0,001	0,001	0,01	0,01	0,01	0,01	0,001	0,03
Co	0,001	—	0,001	0,001	0,004	0,003	0,001	0,0001
V ₂ O ₅	0,001	0,01	—	—	—	—	—	—
P	—	—	0,024	0,011	0,019	0,018	0,04	—
S	—	—	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	—
Zn	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,37	99,80	99,128	99,315	99,172	100,044	99,192	99,531
Компонент	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	43,78	42,88	41,34	45,76	45,10	39,84	37,09	58,98
TiO ₂	0,02	0,12	0,1	0,02	0,03	0,08	0,21	0,27
Al ₂ O ₃	30,49	29,97	33,49	34,62	34,39	32,78	30,03	21,33
Fe ₂ O ₃	0,60	1,08	1,23	0,10	0,28	0,73	1,57	1,26
FeO	0,09	0,26	0,61	0,57	0,72	0,89	1,35	1,25

Окончание табл. 10

Компонент	17	18	19	20	21	22	23	24
MnO	0,05	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,02
MgO	0,34	0,56	0,20	0,29	0,38	0,48	0,11	0,95
CaO	18,58	19,53	16,29	16,89	18,06	16,35	19,58	5,05
K ₂ O	0,42	0,36	0,44	0,10	0,10	0,10	0,5	2,52
Na ₂ O	1,98	1,50	1,68	1,45	1,47	2,10	1,5	6,45
П.п.п.	2,64	2,93	4,88	0,35	0,20	6,64	7,06	—
Cr ₂ O ₃	0,003	0,003	0,001	0,001	0,02	0,003	0,045	0,01
Ni	0,01	0,01	0,01	0,0015	0,01	0,01	0,001	0,02
Co	0,003	0,003	0,001	0,001	0,001	0,003	—	0,001
V ₂ O ₅	0,02	0,01	0,03	0,01	0,05	0,01	0,015	0,01
P	0,04	0,01	—	—	—	—	Нет	1,10
S	0,06	0,05	—	—	—	—	—	0,31
Zn	—	—	—	0,01	0,01	0,01	—	0,01
Сумма	99,13	99,33	100,312	100,183	100,83	100,036	99,06	99,541

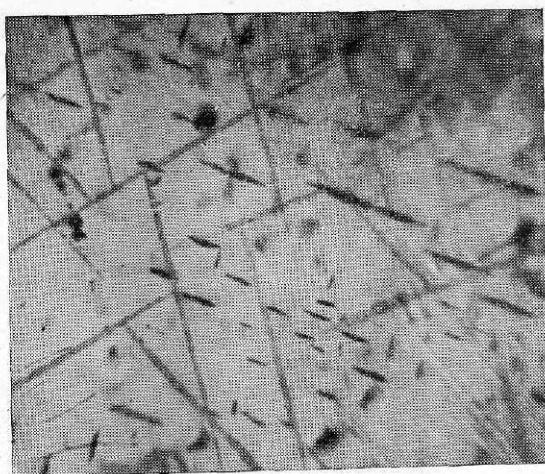
* Гусевогорское месторождение (1—4, 7—9 — Главная залежь): 1, 2 — габбро гигантозернистое, соссюрит-роговообманковое из зоны контакта с пироксенитами; 3 — пироксенит крупнозернистый, рудный, амфиболизированный и фельдшпатизированный, зона контакта с габбром; 4 — пироксенит оливиновый, безрудный, среднезернистый, соссюритизированный; 5, 6, 10—14 — Западная залежь: 5 — габбро роговообманково-соссюритовое, крупнозернистое; 6 — горнбледит среднезернистый из зоны контакта с пироксенитами; 7 — пироксенит амфиболизированный и фельдшпатизированный; 8 — плагиоклазитовая порода, северная стенка; 9 — габбро, 10 — пироксен амфиболизированный и фельдшпатизированный, 11—15 — плагиоклазит; 16 — полосчатое габбро (габбро-амфиболит), 17, 18 — габбро крупнозернистое, тектитовое с тулилитом, 19 — рудный аноортозит, 20 — крупнозернистый троктолит, гора Еловая Грива; 21 — мелкозернистый троктолит, гора Еловая Грива (подножье); 22 — фельдшпатизированный пироксенит, гора Северный Качканар; 23 — полосчатый полевошпатовый мелкозернистый амфиболит, массив Светлый Бор; 24 — тонкополосчатый мезократовый габбро-амфиболит, Светлый Бор, южная окраина пос. Покал, у дороги. Анализы 1—3, 5, 7, 8, 11—18, 20—22, 24 выполнены в Полевской химической лаборатории ПГО «Уралгеология», 4, 6, 23 — в химической лаборатории Качканарского горно-обогатительного комбината; 9—10 — в Центральной химической лаборатории ПГО «Уралгеология», 19 — в химической лаборатории Свердловского горного института им. В. В. Бахрушина.

стоянно. Количество вростков шпинели, по данным количественно-минералогических подсчетов винтовым окуляр-микрометром (по 18 аншлифам), колеблется от 5 до 8 %, в среднем 6,7 %, в магнетитах сплошных титаномагнетитовых руд до 8,1 % (по 4 аншлифам). Внутри зерен титаномагнетита они распределены большей частью равномерно, но иногда в центральных частях зерен титаномагнетита количество пластинок больше, чем в периферических. В краевых зонах таких зерен титаномагнетита шпинель отсутствует.

Состав микровключений шпинели, по данным микрорентгеноспектрального анализа, отвечает формуле $(Mg_{0,74}Fe_{0,26})_{1,00}(Al_{1,97}V_{0,01}Cr_{0,02})_{2,00}O_4$, а параметр решетки (по данным микродифракции) равен $8,06\text{--}8,08 \text{\AA}$, что соответствует плеонасту с содержанием до 30 % герцинитовой молекулы.

Более неравномерно распределена шпинель, образующая неправильные выделения до 0,5—0,8 мм в поперечнике, включенные в зерна титаномагнетита или расположенные в промежутках между ними (рис. 71). Шпинель изотропна, имеет изумрудно-зеленый цвет, центральные участки выделений иногда окрашены в бурый цвет. Максимальное содержание шпинели отмечено в существенно роговообманковых породах — горнбледитах и амфиболизированных пироксенитах и в сплошных рудах, минимальное — в существенно оливиновых породах.

Рис. 70. Неравномерное распределение пластинчатых вростков шпинели по (100) в зерне титаномагнетита из рудного пироксенита. Гусевогорское месторождение, Западная залежь. $\times 575$. С иммерсией.



Содержание обособленных зерен шпинели сильно колеблется — от единичных зерен до 60—70 %, когда образуются своеобразные титаномагнетит-шпинелевые руды. Часто такие выделения шпинели отмечаются в виде небольших участков в жилообразных выделениях сплошного титаномагнетита. Обособленные зерна шпинели встречаются только с зернами титаномагнетита. Размер зерен шпинели колеблется от 0,1 до 2 мм; зерна черные, с алмазным блеском. Минерал изотропный. Плеохроизм отсутствует. Показатель преломления колеблется от 1,736 до 1,764. Из участков, обогащенных шпинелью, для химического анализа были выделены мономинеральные фракции шпинели. Пробы дробили до $-0,5$ мм, затем на трубчатом анализаторе в поле напряженностью 600 Э выделяли магнитную фракцию, представляющую собой агрегат срастаний магнетита, ильменита и шпинели; измельчали ее до $-0,1$ мм и вновь выделяли магнитную фракцию в поле напряженностью 800 Э. Немагнитную фракцию измельчали до $-0,074$ мм и в поле напряженностью 5000 Э выделяли концентрат шпинели, который очищали после этого в жидкости Клеричи методом центрифugирования.

Данные химического анализа шпинели из основных разновидностей пород и руд Качканара показали, что по составу она также неоднородна (табл. 11). Кроме указанных в таблице компонентов, в состав шпинелей входит около 0,2 % окиси цинка.

Расчет кристаллохимических формул шпинелей, проведенный нами кислородным методом на 32 атома кислорода, показал, что часть Fe^{III} из октаэдрических положений размещается в тетраэдрических. В этом случае мы имеем смешанную шпинель. Можно также допустить, что часть октаэдрических узлов в кристаллической решетке шпинели вакантна. Этот расчет проведен нами без исключения зерен ильменита в некоторых мономинеральных фракциях шпинели, от которого не удалось избавиться при фракционировании. В пробе 7 (см. табл. 11) количество зерен ильменита достигает 40 % фракции (по данным рентгеновского изучения).

Рентгеновские исследования показали, что шпинель изумрудно-зеленого цвета имеет параметр решетки $8,09 \text{ \AA}$, относится к ряду плеонаст — герцинит с 30—35 % молекулы герцинита и соответствует шпинели из пластинчатых вростков магнетита, тогда как шпинели бурого цвета, содержащие двуокись титана и окисное железо, имеют больший параметр, равный $8,115$ и $8,12 \text{ \AA}$ ($\pm 0,004 \text{ \AA}$). При рентгеновском изу-

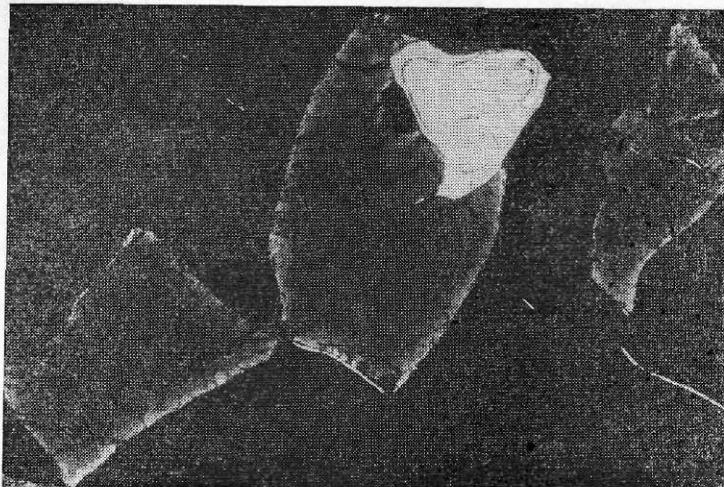


Рис. 71. Крупные, неправильной формы зерна шпинели (плеонаста) в сплошной титаномагнетитовой руде. Гусевогорское месторождение, Главная залежь. $\times 121$.

чении были обнаружены интересные особенности дифракционной картины. Оказалось, что профили дифракционных пиков (220), (311) и (400) шпинели асимметричны. Они несколько расширены (размыты) в сторону меньших значений углов 2θ .

Апатит как акцессорный минерал отмечается редко, но наибольшие его скопления, достигающие 2—5 % объема породы, наблюдаются в зоне контакта рудных пироксенитов с габброидами и в зонах интенсивной амфиболизации рудных пироксенитов. Особенно хорошо это можно наблюдать в карьерах Главной и Западной залежей Гусевогорского месторождения. По мере удаления от контакта как в сторону пироксенитового массива, так и в сторону вмещающих толщ количество его уменьшается. Апатит содержится в незначительных количествах (около 0,5 %) также в сплошных и густовкрапленных рудах Качканарского массива. Однако в целом количество его в малотитанистых рудах качканарско-первоуральского типа значительно ниже (в несколько раз), чем в высокотитанистых рудах габбровых формаций.

В породах переходной зоны между пироксенитами и габброидами (тылайтами, амфиболизированными пироксенитами и горнблендитами) апатит представлен удлиненно-призматическими зернами длиной до 15—20 мм; в рудах он, как правило, отмечается в виде мелких коротко-призматических зерен размером до 0,1—0,5 мм. Зерна апатита включены в зерна пироксена и титаномагнетита, но в рудах основная их масса сконцентрирована в выделениях титаномагнетита.

Апатит из руд малотитанистого типа титаномагнетитовых месторождений в отличие от высокотитанистого типа содержит повышенное количество хлора (в среднем 0,91 %) и относится к фтор-хлоргидроксильной разности [132]. Отношение фтора к хлору (1 : 1, 2 : 1) приближается по содержанию хлора к хлор-апатитам контактово-метасоматических месторождений [75]. В апатитах высокотитанистых руд содержание хлора не превышает 0,3 %, а фтора (среднее по 10 пробам) 1,35 %. Отношение хлора к фтору составляет (1 : 4) — (1 : 5).

Таблица 11

Химический состав и кристаллохимические формулы шпинелей, мас.%

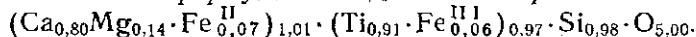
Компонент	1 *	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	1,79	1,68	2,28	1,02	0,8	1,04	1,20
TiO ₂	0,36	0,44	0,40	8,50	15,80	15,20	26,30
Al ₂ O ₃	59,24	58,64	60,32	50,42	42,68	43,46	29,78
Fe ₂ O ₃	8,70	7,43	16,40	5,58	7,89	8,17	8,05
FeO	10,06	11,69	1,07	16,14	16,25	15,63	22,83
MnO	0,15	0,26	0,30	0,41	0,86	0,62	0,47
MgO	18,06	19,07	18,78	17,58	15,65	16,12	11,77
П.п.п.	1,11	—	—	—	—	—	—
Ni	0,04	—	0,04	—	—	—	—
Co	0,06	—	Сл.	—	—	—	—
Сумма	99,57	99,21	99,55	99,65	99,93	100,24	100,40
X { Mg	5,62	6,05	5,61	5,58	5,05	5,15	3,99
Mn	0,02	0,05	0,05	0,08	0,16	0,10	0,10
Fe ^{II}	1,70	1,90	0,18	2,84	0,79	2,75	3,91
Fe ^{III}	0,66	—	2,16	—	—	—	—
X	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0
Al	14,49	14,17	14,21	12,62	10,94	11,04	6,97
Ti	0,06	0,07	0,06	1,36	2,57	2,46	4,49
Si	0,38	0,36	0,46	0,22	0,17	0,22	0,27
Y { Fe ^{III}	0,69	1,17	0,32	0,90	1,28	1,32	1,39
Fe ^{II}	—	0,17	—	0,04	0,15	0,08	0,43
OH	0,38	0,06	0,95	1,86	0,89	0,88	2,45
Y	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0
O	32,0	32,0	32,0	32,0	32,0	32,0	32,0

* 1—7 — Гусевогорское месторождение, Главная залежь: 1 — жила сплошной титаномагнетитовой руды, 2 — пироксенит рудный гигантозернистый, 3 — сплошная титаномагнетитовая руда, 4 — пироксенит рудный; порфироидный, 5, 6 — сплошная титаномагнетитовая руда, 7 — мелкозернистый рудный пироксенит. Аналитики Т. М. Силантьева и Т. В. Амелина.

Сфен — редкий минерал, встречающийся в породах массива. Он отмечен был нами в хлоритизированных оливиновых пироксенах Главной залежи Гусевогорского месторождения в виде индивидуализированных кристаллов конвертовидного облика в хлоритовой массе. Минерал кремового цвета. Размер кристаллов по удлинению 0,2—0,8 мм. Зона хлоритизации имеет неправильную, несколько вытянутую на северо-запад форму; ширина зоны 20—30 см, простирание 80—120 см. Сфен в этой зоне хлорита распределен неравномерно в виде участков, обогащенных к восточному контакту, и цепочек кристаллов.

Химический состав сфена из оливинового хлоритизированного пироксена из карьера Главной залежи Гусевогорского месторождения, гор. 295 м следующий, мас.%: SiO₂ 29,44; TiO₂ 36,0; Al₂O₃ 2,60; Fe₂O₃ 2,44; FeO 2,51; MnO 0,05; MgO 2,68; CaO 22,33; K₂O 0,05; Na₂O 0,07; п.п.п. 0,68; Ni 0,01; P 0,02; сумма 98,88.

Кристаллохимическая формула исследованного сфена



По данным химического анализа, сфен не содержит примесей, а кристаллохимическая формула соответствует чистой разности сфенов

с несколько повышенным содержанием магния — элемента, характерного для магнезиальных гипербазитов.

Цоизит наблюдается в полевошпатовых разностях пироксенитов, горнблендитов и габбро. В зонах контактов пироксенитов с габброидами обращает на себя внимание розовая или бледно-сиреневая окраска в полевошпатовых участках этих пород. При микроскопическом изучении полевошпатовых участков установлено, что они состоят из редких реликтовых зерен плагиоклаза и развивающихся по нему цоизита, клиноцизита, эпидота и альбита. Розовые и бледно-сиреневые участки сложены в основном цоизитом, клиноцизитом и мелкими зернами шахматного альбита. Размер зерен этих минералов колеблется от сотых и тысячных долей до 0,5 мм. Форма зерен цоизита короткопризматическая. По (010) в шлифах видна совершенная сланность. В шлифах минерал почти бесцветен, иногда имеет бледно-розовый оттенок, который усиливается с возрастанием толщины шлифа. Плеохроизм слабый: от бесцветного по Nr до розового по Nm; погасание прямое, двупреломление 0,005—0,006. По оптическим свойствам минерал относится к безжелезистой разности цоизита, наличие розовой окраски позволяет отнести его к тулиту. Розовая окраска тулита связана с содержанием в нем Mn³⁺. Как показали наши исследования [121], даже незначительное содержание Mn³⁺ (MnO около 0,06 %) уже обуславливает ясную розовую окраску, тогда как содержание MnO 0,01 % и менее не вызывает этой окраски. Химический анализ и расчет на миналы двух проб соссюрита из роговообманкового габбро (скв. 47, глуб. 121 м — первая цифра) полевошпатового пироксенита (скв. 41, глуб. 102 м — вторая цифра) показал, мас. %: SiO₂ 44,16 и 43,94; TiO₂ 0,03 и 0,02; Al₂O₃ 30,50 и 31,28; Fe₂O₃ 0,60 и 0,80; FeO 0,06 и 0,06; CaO 18,4 и 18,45; MgO 0,19 и 0,18; Na₂O 2,33 и 2,29; K₂O 3,04 и 2,91; сумма 99,31 и 99,93; цоизит 80,6 и 81,2, альбит 19,4 и 18,8.

Эпидот — очень распространенный вторичный минерал. Он развивается совместно с цоизитом и клиноцизитом по плагиоклазу габбро, полевошпатовых пироксенитов и горнблендитов, а также в виде жилок в плагиоклазитовых жилах и во всех перкнитах Качканарского массива. Встречается совместно с сульфидами, цеолитами и другими вторичными минералами.

В зоне контакта пироксенитов с габброидами отмечаются крупные жило- и гнездообразные скопления эпидота. Он образует мелкие — 0,01—0,03 мм (в соссюrite) и крупные — 1—3 мм (в плагиоклазитах) агрегаты короткопризматических бесцветных, слaboокрашенных в желтовато-зеленые и темно-зеленые тона зерен. Часто эпидот совместно со скаполитом, биотитом (флогопитом), гранатом, хлоритом и кальцитом выполняет небольшие (2—10 см в поперечнике) пустотки в крупнозернистых пироксенитах.

Скаполит обнаружен нами в виде удлиненно-призматических кристаллов размером до 1 см, выполняющих пустотки в крупнозернистых безрудных оливиновых пироксенитах совместно с биотитом, кальцитом и гранатом. Кристаллы скаполита бесцветны, непрозрачны. Они обрастают биотитом, хлоритом и кальцитом. Минерал имеет прямое угасание, отрицательное удлинение. Двупреломление низкое (0,009). Показатели преломления: ng' 1,548; np' 1,541, что соответствует 25 % марцилита.

Хлорит — пеннин и клинохлор — широко распространен в пироксенитах Качканарского массива. Пеннин отмечается в виде мелко- и

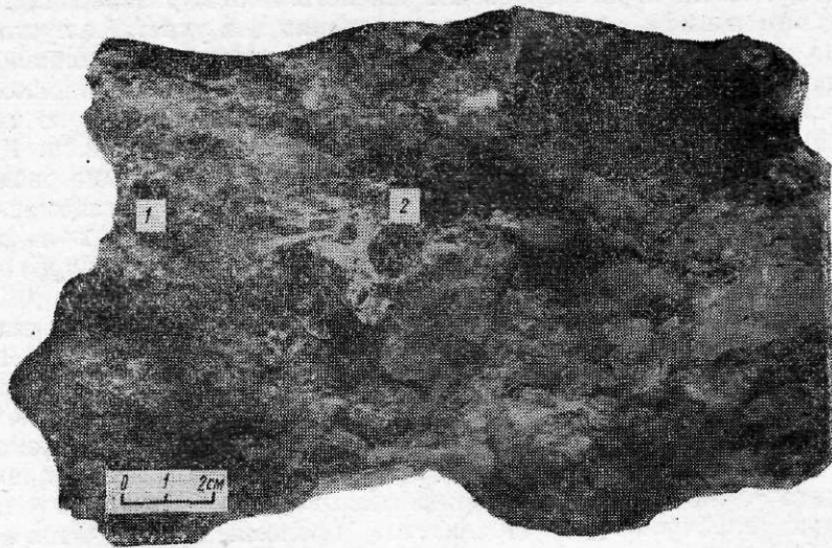


Рис. 72. Пустоты, выполненные кристаллами флогопита (2), кальцита, усолита и эпидота, в хлоритизированном пироксените (1). Гусевогорское месторождение, Главная залежь.

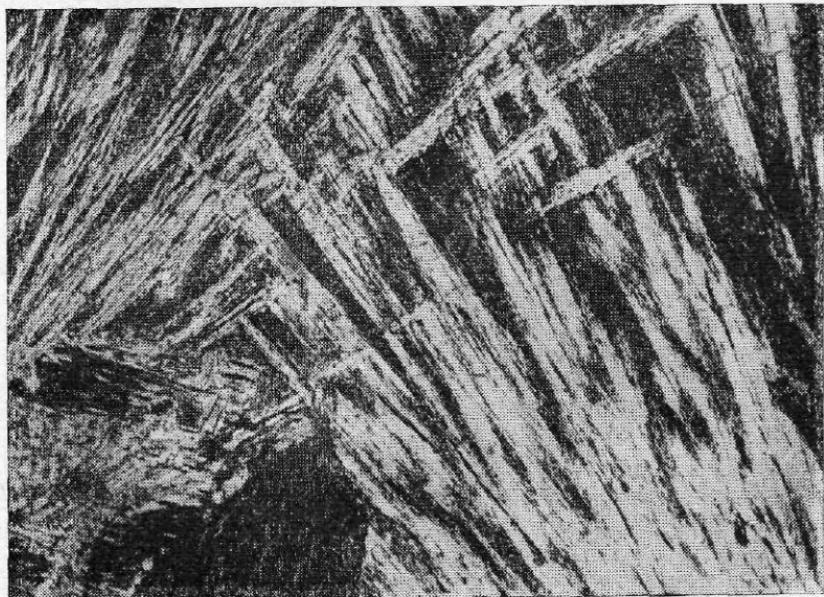


Рис. 73. Радиально-лучистые агрегаты зерен томсонита в плагиоклазитовой жиле. Скв. 355, глуб. 107 м. $\times 30$. Ник. I.

тонкочешуйчатых агрегатов светло-зеленого цвета, развивающегося по пироксенам и амфиболам в зонах нарушения и в участках пустот. Для пенинина характерна бурая и индигово-синяя интерференционная окраска и плеохроизм от бледно-зеленого до бесцветного. Клинохлор распространен в пироксенитах так же широко, как и пенинин, но тяготеет большей частью к рудным пироксенитам, замещая пироксен. Крупночешуйчатые скопления клинохлора совместно с амфиболом располагаются в зонах соприкосновения зерен пироксена и титаномагнетита, часто клинохлор развивается по спайности пироксена и амфибала, иногда замещая их с образованием хлоритизированных пироксенитов и горнблендитов.

Флогопит устанавливается лишь в амфиболизированных пироксенитах и в пустотах крупнозернистых пироксенитов (рис. 72). В первом случае он образует различные по размерам пластинчатые агрегаты или пластинки 0,1—20 мм в поперечнике, располагающиеся по спайности зерен пироксена и амфибала, во втором — призматические агрегаты до 10 мм в поперечнике и 5—6 мм высотой. Макроскопически пластинки флогопита темно-зеленые, под микроскопом бурье или грязно-зеленые, с резким плеохроизмом. Показатель преломления $n_g = n_m = 1,560$. Термограмма минерала, полученная в Центральной лаборатории ПГО «Уралгеология», выявила, что он может быть определен как флогопит по эндозэффектам при 640 и 880° и экзоэффектам при 770 и 950°.

Кальцит — низкотемпературный минерал, образуется либо в пустотах в крупно-гигантозернистых пироксенитах, либо при замещении плагиоклазитовых жил; иногда образует совместно с эпидотом, гранатом, цеолитом жилки различного направления. В первом и последнем случаях он образует крупные зерна, до 10 мм в поперечнике; во втором, при замещении плагиоклазитов — мелкозернистые агрегаты. Зерна кальцита бесцветны, прозрачны, для них характерно наличие полисинтетических двойников. Минерал хорошо растворяется в соляной кислоте на холода. Показатели преломления: $n_0 = 1,655—1,658$; $n_e = 1,451—1,453$.

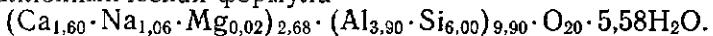
Из группы цеолитов в породах Качканарского массива нами установлены томсонит и десмин. Первый встречен в цеолитизированных плагиоклазитовых жилах и в зонах развития хлоритизированных горнблендитов (Выйская залежь, юго-восточная часть карьера Главной залежи в зоне контакта габброидов с пироксенитами). Десмин отмечен среди габброидов и пироксенитов в карьерах Западной и Северной залежей Гусевогорского месторождения. Цеолиты слагают жилы, наряду с эпидотом, кальцитом, иногда кварцем. Обычно они не имеют строгой ориентировки и выдержанной мощности. Среди габброидов их мощность колеблется от 3 до 5 см; простирание северо-восточное (30—50°) с пологим падением на запад под углом 30—40°. Среди рудных пироксенитов жилы имеют мощность 1—3 см и северо-западное простирание (340°) с крутым падением на восток под углом 65—70°. Длина жил по простиранию 1,5—2 м. Жилы имеют сложное симметричное строение. Зальбанды их сложены агрегатом кристаллов эпидота до 1 см, которые нарастают на стенки вмещающих пород. Далее следует зона, сложенная мелкозернистым агрегатом зерен или отдельными крупными ромбэдрическими кристаллами кальцита. Мощность зон карбоната достигает 2—5 см. Центральная часть выполнена цеолитами, среди которых встречаются мелкие (до 1 мм) одиночные кристаллы кварца.

Томсонит представлен тонкоигольчатыми кристаллами, образующи-

ми радиально-лучистые агрегаты до 1—2 см в поперечнике. Если томсонит развивается по плагиоклазу плагиоклазитовых жил, зерна плагиоклаза полностью замещаются такими радиально-лучистыми агрегатами (рис. 73). Минерал бесцветен, с перламутровым блеском агрегатов зерен и стеклянным — у отдельных кристаллов, хрупок, удельный вес 2,24. Обладает совершенной спайностью по (010); с удлинением призматических игольчатых кристаллов совпадает ось Nm. Погасание прямое $2V = +62$; $ng' = 1,531$; $pr' = 1,523$; $ng - pr = 0,010$.

Химический состав томсонита, мас.%: SiO_2 46,32; TiO_2 не обн.; Al_2O_3 25,64; Fe_2O_3 0,16; FeO не обн.; MnO не обн.; CaO 11,54; MgO 0,12; Na_2O 4,20; K_2O не обн.; H_2O 12,93; сумма 100,91.

Кристаллохимическая формула

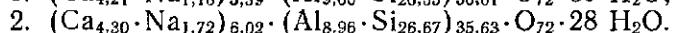
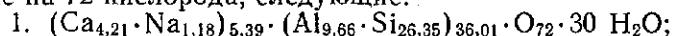


В составе исследованного томсонита содержится значительный избыток SiO_2 и Al_2O_3 .

Десмин представлен бесцветными, прозрачными и хорошо образованными таблитчатыми кристаллами, вытянутыми параллельно (010), размером до 2 мм, с сильным стеклянным блеском. Минерал двусочный, отрицательный.

Химический состав и физические свойства исследованных десминов из жилок в габбро (1) и в пироксенитах (2) следующие: SiO_2 54,94 и 55,96; TiO_2 — не обн.; Al_2O_3 16,65 и 15,89; Fe_2O_3 — не обн.; FeO 0,03 и 0,11; CaO 8,03 и 8,39; K_2O 0,025 и 0,10; Na_2O 1,23 и 0,86; H_2O 18,34 и 17,78; CO_2 — не обн.; SrO — не обн.; BaO — не обн.; сумма 99,25 и 99,09 мас.% (аналитик Т. П. Силантьева). $ng' = 1,507$ и 1,506; $pr' = 1,504$ и 1,508; $pr = 1,494$ и 1,495; $ng - pr = 0,013$. Удельный вес 2,18 и 2,16.

Кристаллохимические формулы исследованных десминов, рассчитанные на 72 кислорода, следующие:



Данные рентгеновского анализа показали, что исследованные цеолиты соответствуют типичным томсонитам и десминам; последние диагностируются эндотермическим эффектом при 220 и экзотермическим эффектом при 480 °C.

РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Среди рудных минералов Собственно-Качканарского и Гусевогорского месторождений выделяются три основные группы: а) железотитаноокисные (магнетит, ильменит, ульвошпинель, гематит, хромшпинелид); б) сульфидные (пирит, халькопирит, пирротин); в) интерметаллические (платиноиды).

Главный рудный минерал — магнетит, слагающий около 90—95 % объема рудной части. Выделения его различны по формам и времени образования. Среди генераций магнетита выделяются: 1 — ксеноморфные зерна; 2 — октаэдрические и пластинчатые зерна; 3 — точечные, игольчатые и веретенообразные зерна, возникающие при серпентинизации оливинов в клинопироксенах и амфиболах; 4 — пластинчатые вrostки в зернах ильменита; 5 — графические выделения в силикатах; ксеноморфные зерна или агрегаты зерен, выполняющие промежутки между силикатными минералами и создающие типичные сидеронитовые структуры вкрапленных руд или краевых зон шлировых выделений (рис. 74).

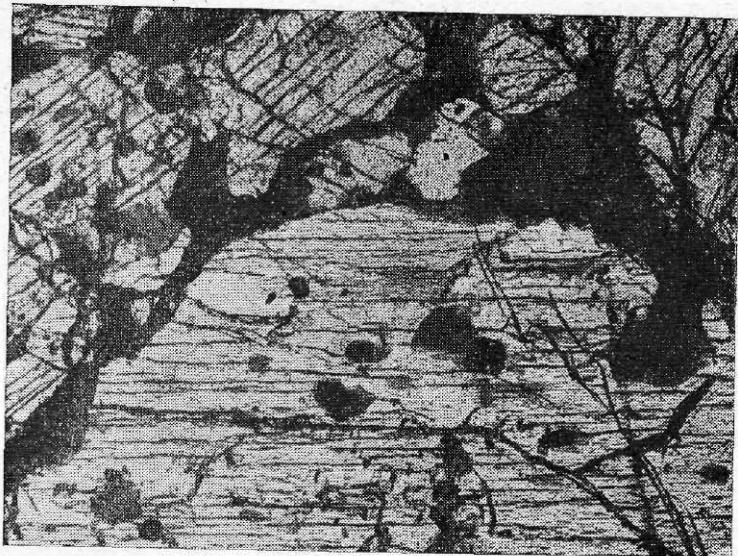


Рис. 74. Рудный амфиболизированный пироксенит с сидеронитовой структурой. $\times 40$.
Ник. I. Главная залежь.

Размер зерен магнетита колеблется от 0,05 до 3—4 мм и зависит от размера зерен силикатов (пироксенов и амфиболов). На основании этого вкрапленные руды классифицируются по размеру сидеронитовых выделений или по соотношению мелких и крупных зерен в этих выделениях. В сплошных рудах зерна магнетита имеют, как правило, изометричную форму и размер их колеблется от 0,5 до 3 мм в поперечнике.

Эта морфологическая разновидность магнетита преобладает среди прочих и слагает все вкрапленные и сплошные руды месторождения. Содержание магнетита этой разновидности в рудах колеблется от 4—5 до 25—30 %, иногда до 40 % (вкрапленные руды) и более (сплошные руды). Магнетит образует в основном вкрапленность во всех породах месторождения, реже — мелкие жилки или шлировидные обособления. Состав и свойства наиболее типичных магнетитов Собственно-Качканарского и Гусевогорского месторождений приведены в табл. 12, 13. Микроскопическое изучение магнетита из различных типов руд и вмещающих их пород постоянно обнаруживает неоднородное строение его зерен, обусловленное присутствием микроподключений шпинели и ильменита. Шпинель наблюдается в виде мелких изометрических (с квадратными и прямоугольными формами сечений) до точечных и штриховидно-игольчатых выделений, закономерно ориентированных по плоскостям (100), реже по направлениям (111) в магнетите. Наблюдаются также более крупные изометрические выделения шпинели, а участки магнетита, к ним прилегающие, обычно свободны от микроподключений. В процессе сортировальной перекристаллизации краевые части зерен магнетита становятся свободными от микроподключений шпинели, причем последняя в виде отдельных крупных зерен (до 0,5—0,8 мм) или прожилковидных обособлений развивается между зернами магнетита.

Состав микроподключений шпинели, по данным микрорентгеноспект-

Таблица 12

Средний химический состав титаномагнетитов из различных типов горных пород и руд Качканарского массива, мас. %

№ п. п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
1 (15)*	0,56	3,87	3,42	59,39	28,06	0,34	2,67	0,21
2 (40)	0,66	3,52	2,72	58,98	29,44	0,37	1,87	0,62
3 (8)	1,88	3,24	2,46	60,44	29,39	0,26	1,62	0,41
4 (10)	3,23	3,39	3,49	55,09	28,95	0,26	4,13	0,35
5 (16)	1,72	2,60	2,59	61,43	28,25	0,26	1,30	0,48
6 (17)	1,95	2,74	2,39	61,25	29,29	0,17	1,17	0,55

№ п. п.	K ₂ O	Na ₂ O	Cr ₂ O ₃	Ni	Co	V ₂ O ₅	P	S	П.п.п.
1 (15)*	0,06	0,09	0,71	0,02	0,04	0,63	0,02	0,04	0,43
2 (40)	0,05	0,10	0,22	0,02	0,01	0,62	0,03	0,04	0,50
3 (8)	0,05	0,05	0,21	0,05	0,02	0,58	0,01	0,02	0,41
4 (10)	0,01	0,18	0,19	0,03	0,01	0,52	0,01	0,02	1,33
5 (16)	0,07	0,10	0,09	0,02	0,01	0,60	0,01	0,01	0,67
6 (17)	0,04	0,09	0,10	0,03	0,01	0,58	0,02	0,09	0,58

* В скобках — количество проб в выборках. 1 — массивная титаномагнетитовая руда; 2 — пироксениты рудные безоливиновые; 3 — пироксениты оливиновые; 4 — вериты и оливины; 5 — пироксениты амфиболизированные и фельдшпатизированные, горнбледиты; 6 — габбройды.

рального анализа, отвечает формуле $(Mg_{0,74}Fe_{0,26})(Al_{1,97}V_{0,01}Cr_{0,02})_2O_4$, а параметр элементарной ячейки (по данным микродифракции) равен 8,06—8,07 Å, что соответствует плеонасту [69].

Ильменит содержится в магнетите в переменных количествах и образует тонкопластинчатые, иногда решетчатые выделения, а также более крупные редкие пластинки, обычно вытянутые по всей длине зерна магнетита и ориентированные по направлениям (111), реже (100) в магнетите. Размеры пластинок колеблются от десятых долей до 1,5—2 мм (в зависимости от размера зерен магнетита) при ширине от тысячных долей до 0,1—2 мм. Состав пластинчатых выделений ильменита, по данным микрорентгеноспектрального анализа на зонде, отвечает формулам $(Fe_{0,45}Mg_{0,54}Mn_{0,01})(Ti_{0,67}Al_{0,3}V_{0,01}Cr_{0,02})O_3$ и $(Fe_{0,87}Mg_{0,32}Mn_{0,05})(Ti_{0,87}Al_{0,1}V_{0,01}Cr_{0,02})O_3$, что соответствует пикроильмениту. Иногда наблюдаются мелкие аллотриоморфные выделения ильменита в магнетите. В процессе собирательной перекристаллизации появляются более крупные выделения ильменита, развивающиеся между зернами магнетита.

Иногда магнетит замещается гематитом с образованием ориентированных тонкопластинчатых штриховидных выделений, развивающихся в краевых частях зерен. В срастаниях с магнетитом наблюдаются в переменных количествах крупные (до 2 мм, чаще меньше) зерна первичного ильменита, двойникового строения, иногда с пластинчатыми выделениями гематита и магнетита.

Электронно-микроскопическими исследованиями, наряду с разнообразными формами выделения шпинели (рис. 75), постоянно обнаруживаются микровключения ульвошпинели. Более низкие содержания титана по сравнению с магнетитами габбровой формации [53, 55, 73,

Таблица 13

Состав и свойства магнетитов Качканарского рудного поля

Особенности магнетита	Качканарское тело				Гусевогорское тело			
	Пироксент	Оливинит	Плагиоклазит	Пироксенит	Оливинит	Пироксенит	Верлит	
Колич. минералов, продуктов распада твердого раствора, %	<i>it+ufsp</i>	7	5	4	7	6	8	6
	<i>Sp</i>	5	5	5	5	6	7	6
Микроскопический	Изоморфная (шпинель), аллотриморфная (шпинель, ильменит), ориентированная по (100) штриховидно-пластинчатая (шпинель), тонкопластинчатая и пластинчатая по (111) (ильменит), тонкорешетчатая (ильменит), ковидная (ильменит, шпинель)	Идиоморфная (шпинель), аллотриморфная (шпинель, ильменит), ориентированная по (100) штриховидно-пластинчатая (шпинель), тонкопластинчатая и пластинчатая по (111) (ильменит), тонкорешетчатая (ильменит), ковидная (ильменит, шпинель)	Идиоморфная (шпинель), аллотриморфная (шпинель, ильменит), ориентированная по (100) штриховидно-пластинчатая (шпинель), тонкопластинчатая и пластинчатая по (111) (ильменит), тонкорешетчатая (ильменит), ковидная (ильменит, шпинель)	Идиоморфная (шпинель), аллотриморфная (шпинель, ильменит), ориентированная по (100) штриховидно-пластинчатая (шпинель), тонкопластинчатая и пластинчатая по (111) (ильменит), тонкорешетчатая (ильменит), ковидная (ильменит, шпинель)	Эмульсионная (ульвошпинель), идиоморфная (шпинель), аллотриморфная (шпинель, ильменит), штриховидно-пластинчатая по (100) (ульвошпинель, шпинель), пластинчатая по (111) (ильменит)	Эмульсионная (ульвошпинель), идиоморфная (шпинель), аллотриморфная (шпинель, ильменит), штриховидно-пластинчатая по (100) (ульвошпинель, шпинель), пластинчатая по (111) (ильменит)	Эмульсионная (ульвошпинель), идиоморфная (шпинель), аллотриморфная (шпинель, ильменит), штриховидно-пластинчатая по (100) (ульвошпинель, шпинель), пластинчатая по (111) (ильменит)	Эмульсионная (ульвошпинель), идиоморфная (шпинель), аллотриморфная (шпинель, ильменит), штриховидно-пластинчатая по (100) (ульвошпинель, шпинель), пластинчатая по (111) (ильменит)
	TiO ₂	<u>3,3—4,0</u> 3,7	2,9	2,3	<u>2,6—3,9</u> 3,7	3,1	3,7	3,0
Микро- скопический	MgO	<u>2,8—3,0</u> 2,9	2,6	2,0	<u>2,1—2,9</u> 2,7	2,0	2,9	2,5
	Al ₂ O ₃	<u>2,2—2,9</u> 2,6	2,4	2,4	<u>2,5—3,2</u> 2,8	3,4	3,9	2,9
Микро- скопический	MnO	<u>0,27—0,34</u> 0,30	0,28	0,27	<u>0,29—0,35</u> 0,31	1,28	0,35	0,33
	V ₂ O ₃	<u>0,23—0,29</u> 0,26	0,43	0,44	<u>0,26—0,56</u> 0,48	0,66	0,56	0,57

Значение — концентрация, мас. %

Продолжение табл. 13

Особенности магнетита	Качканарское тело				Гусев оторфное тело			
	Пироксенит	Оливинит	Плагиоклазит	Пироксенит	Оливинит	Пироксенит	Оливинит	Верлит
Колич. минералов, присутствующих в растворе, %	Mg-Al-sil	7	5	4	7	6	8	6
Sr _p	5	5	5	5	6	6	7	6
Cr ₂ O ₃	0,50—0,67 0,58	0,08	0,30	0,01—0,052 0,022	0,01	0,051	0,053	
NiO	0,051—0,058 0,055	0,037	0,039	0,024—0,033 0,028	0,018	0,020	0,028	
CoO	0,023—0,027 0,025	0,028	0,022	0,016—0,027 0,022	0,020	0,022	0,027	
S ₂ O ₃	0,002—0,006 0,004	0,0023	0,0028	0,0028—0,0047 0,0036	0,0024	0,0028	0,0028	
MgO; Al ₂ O ₃	2,9	2,7	2,7	2,4	1,5	2,8	2,1	
Ni : Co	2,2	1,3	1,3	1,3	0,9	0,9	1,0	
Точка Кюри, °С	Основная 550 нагр. 540 охл.	550	555	565 нагр. 550 охл.	565 нагр. 550 охл.	555	555	555
Дополнительная	20, —20, —120	—20	—	20, —20, —100	40	—	—	—20
Твердость, H, кг/мм ²	688—773 732	586—696 651	643—734 691	500—658 618	520—533 529	586—642 612	556—592 586	
Отражение, R=589 нм, %	17,6	17,8	17,5	17,5	18,7	17,8	18,3	
Параметр ячейки, Q ₀ , Å	8,387±0,004	8,387±0,005	8,384±0,005	8,367±0,003	8,385±0,003	8,390±0,003	8,385±0,003	

Примечание. Содержание элементов-примесей определено количественным спектральным анализом, аналитики В. Г. Харитонова, А. И. Юрченкова, М. Г. Константинова. Магнитные свойства изучены на вибрационном магнитометре в интервале температур от —198 до +700 °С при напряженности магнитного поля 85 кЭ, аналитик Г. М. Заднева. Параметры элементарной ячейки определены на дифрактометре УРС-50И с Fe-излучением при напряжении 35 кВ и силе тока 10 мА. Микротвердость измерялась на приборе ГМ-3 при нагрузке на индентор 100 г, дисперсию отражения — на приборе «Яцмба» эталоном СТФ-351. В числителе — пределы колебаний, в знаменателе — среднее арифметическое

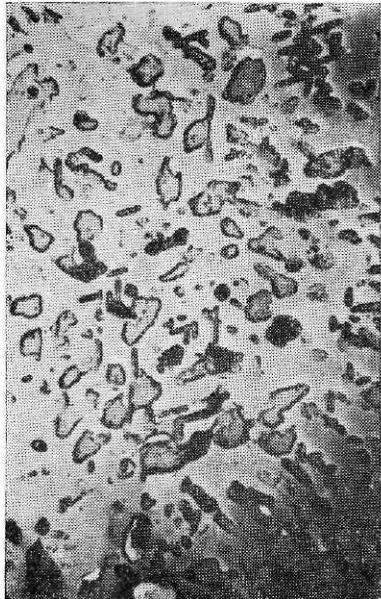


Рис. 75. Аллотороморфные зерна шпинели ($a=8.07 \text{ \AA}$) и штриховидно-пластиначатые выделения ульвошпинели ($a=8.50 \text{ \AA}$) в магнетите. Массивная руда в пироксените. Качканарское месторождение. Угольная реплика со скола магнетита, пропарченного НCl. Время травления 35 с. $\times 9000$.

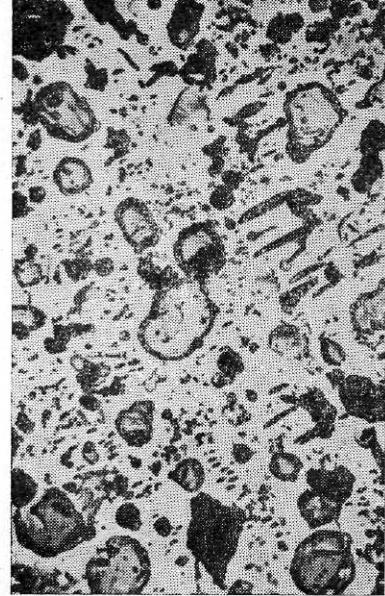


Рис. 76. Крупные аллотороморфные зерна шпинели ($a=8.06 \text{ \AA}$), эмульсионные и пластиначатые выделения ульвошпинели ($a=8.50 \text{ \AA}$) в магнетите. Качканарское месторождение. Массивная руда в пироксените. Угольная реплика со скола магнетита, пропарченного НCl. Время травления 40 с. $\times 9000$.

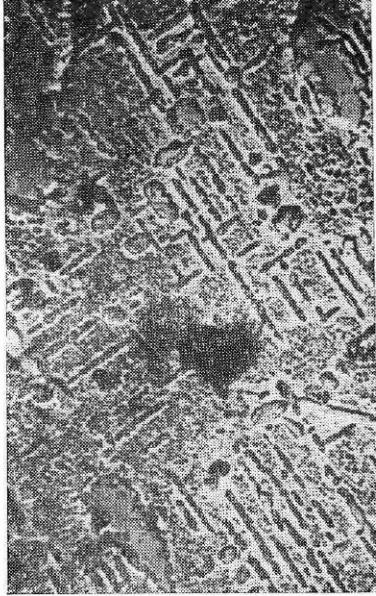


Рис. 77. Эмульсионные и ориентированные пластиначатые выделения ульвошпинели ($a=8.50 \text{ \AA}$) в магнетите. Крупные аллотороморфные зерна — шпинель. Гусевогорское месторождение. Массивная руда в пироксените. Угольная реплика со скола магнетита, пропарченного НCl. Время травления 40 с. $\times 12000$.

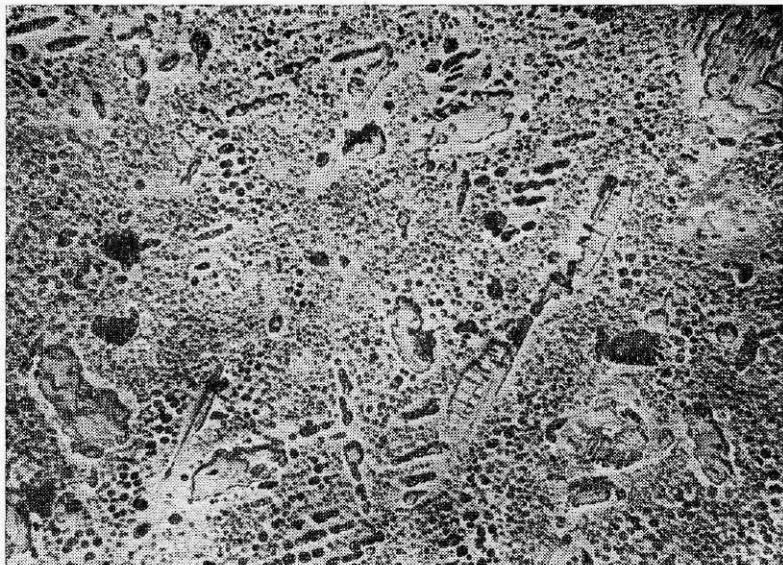


Рис. 78. Ориентированные штриховидно-пластинчатые выделения ульвошпинели ($a=8,50 \text{ \AA}$) в магнетите. Качканарское месторождение. Массивная руда в пироксените. Угольная реплика со скола магнетита, протравленного в HCl. Время травления 50 с. $\times 9000$.

141] обуславливает своеобразие форм выделения ульвошпинели в магнетитах Качканарской группы месторождений. Ульвошпинель образует мелкие точечные, эмульсионные и бугорковидные (до 0,01 мкм) выделения (рис. 76). Иногда наблюдаются отдельные пластиночки (до 0,5—1 мкм длиной, при ширине 0,01 мкм) или штриховидные тонкопластинчатые выделения ульвошпинели, ориентированные по направлениям (111) или (100) в магнетите в виде параллельных рядов, пересекающихся под углом 60 или 90° (рис. 77). Параметр элементарной ячейки ульвошпинели, по данным микродифракционного анализа, колеблется от 8,50 до 8,53 Å, что отвечает составу от 0,8 Fe_2TiO_4 — 0,2 Fe_3O_4 до близкого к теоретическому — Fe_2TiO_4 . На фоне этих тонких срастаний магнетита с ульвошпинелью наблюдаются более крупные (от 1 до 2 мкм) идиоморфные (с квадратными и прямоугольными формами сечений), аллотриоморфные и реже удлиненной формы выделения шпинели (рис. 78), а также крупные (длиной до 10 мкм и более при ширине 0,3 мкм) пластинки ильменита, ориентированные по (111) магнетита.

Для изучения распределения титана, ванадия, хрома и марганца в титаномагнетите были отобраны, выделены и проанализированы магнитные фракции из всех разновидностей пород и руд основных залежей Гусевогорского и Собственно-Качканарского месторождений. Магнитные фракции выделяли методом сухой магнитной сепарации после дробления и измельчения проб до 200 меш с неоднократной перечисткой и промывкой. Контроль чистоты магнитных фракций в отношении силикатных минералов осуществляли под бинокуляром и химическим анализом на кремнезем, для ильменита — в полированных шлифах порошков, запрессованных в бакелит.

Таблица 14

Химический состав сплошных титаномагнетитовых руд и результаты расчетов по методу А. Н. Заваринского, мас. %

Компонент	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	12,02	37,18	29,96	32,98	28,82	6,44	11,76	25,64	27,52	33,86	5,97	16,22	27,64	14,98	10,11	0,18	1,76
TiO ₂	2,22	1,13	1,45	1,76	2,20	3,26	2,88	1,36	2,24	1,80	3,90	2,07	1,16	2,04	3,02	6,67	5,52
Al ₂ O ₃	9,93	7,70	8,51	4,92	4,50	5,41	7,55	4,17	8,39	4,70	3,80	9,31	1,74	6,72	4,87	4,43	4,61
Fe ₂ O ₃	41,35	14,90	22,45	19,50	26,70	47,33	39,61	29,38	26,03	18,22	53,48	38,12	17,57	61,11	44,97	55,24	56,97
FeO	19,02	7,89	11,25	11,10	12,15	25,28	24,88	16,43	14,11	12,07	24,18	17,24	18,29	10,81	26,58	28,73	24,18
MnO	0,20	0,11	0,14	0,15	0,14	0,15	0,14	0,27	0,48	0,12	0,15	0,22	0,24	0,32	0,12	0,21	0,45
MgO	7,30	13,05	10,26	14,0	10,83	4,97	6,30	11,02	9,85	13,87	4,61	7,51	28,74	1,44	6,30	2,01	1,05
CaO	5,02	15,75	13,35	12,99	12,43	2,21	5,28	11,71	12,53	13,48	2,66	7,15	1,65	0,24	3,16	Hет	0,32
K ₂ C	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	—	—	—	—	—	—	0,05	0,05	—	—	—	—
Na ₂ O	0,10	0,33	0,25	0,10	0,11	0,09	0,09	0,022	3,24	0,01	0,04	0,01	—	0,13	0,29	—	—
Cl ₂ O ₃	0,064	0,020	0,033	0,009	0,022	—	—	—	—	—	—	—	0,07	0,03	—	0,05	—
Ni	0,06	0,03	0,04	0,03	0,03	—	—	—	—	—	—	0,018	0,023	—	—	0,02	—
Co	0,023	0,006	0,013	0,012	0,012	—	—	—	—	—	—	0,30	—	0,01	—	0,52	—
V ₂ O ₅	0,44	0,18	0,32	0,28	0,32	—	—	—	—	—	—	0,23	0,25	0,50	—	—	0,54
P	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	—	—	—	—	—	—	0,03	0,03	0,07	—	0,018	0,32
S	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,002	0,18
П.п.п.	2,10	1,16	1,65	1,26	1,33	1,14	0,83	1,14	0,83	0,72	0,48	1,40	1,73	1,89	2,90	—	0,91
Сумма	100,01	99,59	99,84	90,26	99,75	99,91	99,88	100,69	100,57	99,88	100,8	3100,4	210,50	97,46	99,89	99,21	96,83
q	0,4	0,8	0,7	0,3	0,4	0	0	0	0	0	0	4	0,4	0,6	0	0	0
c	6,9	4,5	5,4	2,9	2,7	3,1	5,6	2,7	5,6	2,7	5,6	2,8	6,6	6,6	0,7	0,3	3,5
b	75,2	53,8	58,5	60,0	63,3	85,4	77,0	18,2	61,2	59,7	85,9	70,9	70,9	79,4	81,2	93,4	91,8
s	17,5	40,9	35,4	36,7	33,6	11,5	17,4	29,1	33,2	37,3	11,3	22,1	27,8	20,3	15,2	6,5	7,8
f	80,4	35,7	51,5	42,9	53,0	86,3	82,8	57,5	42,6	88,9	76,3	39,6	85,3	85,0	88,9	90,9	90,9
c'	1,1	4,5	18,7	19,9	18,9	0	1,8	16,2	15,7	20,7	0,9	4,1	1,4	0	0,8	0	0
n	60,3	83,4	79,2	60,3	62,6	60,3	60,3	60,3	60,3	60,3	60,3	79,9	89,8	60,3	60,3	60,3	60,3
q'	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	2,5	0	0	0	0	0	0	0	0	11,4	7,0	6,8
t	12,2	2,2	3,5	3,9	5,4	27,6	15,5	3,8	5,8	3,8	32,9	8,7	3,1	9,3	18,3	96,5	70,8
Φ	53,0	22,4	32,9	26,2	35,0	53,9	48,4	35,4	34,9	24,3	59,3	50,3	16,2	71,1	51,2	56,1	61,5
q	72,6	24,3	35,9	30,2	36,2	80,0	76,7	44,4	39,3	20,2	80,3	63,2	—46,3	—59,8	—73,1	—86,9	—84,9
α	94,4	84,4	88,5	89,5	87,9	99,9	99,9	99,9	99,9	99,9	99,9	94,4	53,2	99,9	99,9	99,9	99,9

* Гусевогорское месторождение: 1—3, 12 — Западная залежь: 1 — сплошная руда в зоне контакта оливинового пироксена с рудными, сильно амфибилизованными, 2 — бедная вкрапленная руда, титаномагнетит в мелкозернистом пироксените, там же, 3 — титаномагнетитовая руда в неоднородном пироксените; 4—11, 13 — Главная залежь: 4 — титаномагнетитовая руда густовкрашенная, 5 — титаномагнетитовая руда густовкрашенная, до сплошной, 6 — сплошная титаномагнетитовая руда, 7 — то же с крупными зернами пироксена, 8 — сплошная титаномагнетитовая руда в крупнозернистом пироксените, 9 — густовкрашенная титаномагнетитовая руда в крупнозернистом пироксените, 10 — густовкрашенная титаномагнетитовая руда, 12 — жила сплошного титаномагнетита; 13 — магнетит оливинитовый с очень богатой крупной вкрапленностью титаномагнетита; 14 — валиунчатая руда, долина юго-восточного склона Полуденного Лога; 15 — титаномагнетит из пироксенитов; 16 — массивная руда, западный склон горы Качканар [63]; 17 — массивная руда, Высокий рудник [63].

Анализы 1—5, 12 выполнены в Полевской химической лаборатории, 6—10 — в Центральной химической лаборатории ПГО «Уралгеология», 11 — в химической лаборатории Качканарского горно-обогатительного комбината.

По химическому составу магнетиты Собственно-Качканарского и Гусевогорского месторождений — типичных представителей габбро-пироксенит-дунитовой формации — характеризуются относительно пониженным содержанием титана (в среднем 3,3 % TiO_2) и повышенным — магния и алюминия (2,6 MgO , 2,8 Al_2O_3) при близких содержаниях остальных элементов-примесей. Низкие содержания титана обычно характерны для магнетитов, подвергшихся процессам перекристаллизации. Химический состав сплошных руд приближается к составу магнитных фракций (табл. 14). Носителями и концентраторами большинства элементов-примесей (Ti , Mg , Al , Mn) являются микровключения — продукты распада твердого раствора. Титан входит в состав микровключений ульвошпинели и ильменита, и лишь небольшая часть его — в состав магнетита в виде изоморфной примеси, что подтверждается микроскопическими, электронно-микроскопическими и термомагнитными данными. Магний и алюминий входят в состав пикроильменитов и самого магнетита в виде изоморфной примеси (магнезиоферритовый компонент).

На основании выполненных нами химических анализов титаномагнетитов из различных типов пород и руд месторождений Качканарского массива составлена таблица содержаний железа, титана и ванадия (табл. 15). Установлено, что магнетит из различных типов руд Собственно-Качканарского месторождения по сравнению с Гусевогорским, более титанистый в среднем на 1,2 %. Наибольшее различие отмечается в оливиновых разностях руд (оливиновых пироксенитах, верлитах и оливинитах) — на 1,5 %, а минимальные различия — в магнетитах из сплошных руд (0,5—0,6 %). В то же время титаномагнетиты из сплошных и шлирово-полосчатых руд содержат повышенное количество элементов-примесей, в том числе и двуокиси титана.

Кривые распределения двуокиси титана в магнитных концентратах этих месторождений имеют различный облик (рис. 79). Для магнитных концентратов Собственно-Качканарского месторождения кривая распределения двуокиси титана одномодальная (мода 3,75 %), тогда как для Гусевогорского — она бимодальная (моды 2,75 и 3,75 %). Изучение гистограмм распределения двуокиси титана в концентратах Гусевогорского месторождения (рис. 80) позволило выяснить, что в тонкодисперсновкрашенных и мелковкрашенных рудах, соответствующих мелко- и тонкозернистым рудным пироксенитам, отмечается одномодальное распределение с модой 3,75 %, что отвечает распределению титана в рудах Собственно-Качканарского месторождения, в котором значительно преобладают мелко-тонковкрашенные титаномагнетитовые руды.

Таблица 15

Химический состав магнетитовых фракций различных типов пород и руд Качканарского массива, мас. %

№ п. п.	Fe		TiO_2		V_2O_5	
	а	б	а	б	а	б
1*	64,44 (64)	64 (28)	4,41 (64)	3,80 (39)	0,50 (64)	0,62 (39)
	61,13—68,69	58,40—67,57	3,21—6,0	2,32—5,55	0,18—0,76	0,16—1,47
2	64,04 (18)	64,12 (63)	3,86 (18)	3,25 (63)	0,36 (18)	0,56 (56)
	61,54—69,24	58,46—66,85	2,68—4,90	1,73—4,90	0,09—0,66	0,27—0,88
3	63,82 (10)	62,70 (6)	3,76 (12)	3,34 (6)	0,57 (12)	0,51 (5)
	62,74—65,06	59,90—65,89	1,74—4,92	2,50—3,87	0,36—0,74	0,19—0,63
4	59,91 (4)	63,99 (44)	4,10 (4)	2,63 (45)	0,39 (3)	0,50 (43)
	56,37—61,21	55,73—68,68	3,54—4,53	1,18—5,0	0,35—0,48	0,06—1,33
5	—	64,26 (37)	—	2,54 (34)	—	—
	—	57,69—68,32	—	0,69—4,30	—	—
6	62,43 (23)	66,91 (23)	4,06 (23)	2,0 (24)	0,50 (23)	0,66 (22)
	55,76—67,70	53,13—68,68	1,02—5,28	0,49—4,50	0,20—0,72	0,18—1,26
7	63,78 (119)	64,40 (201)	4,19 (121)	2,96 (211)	0,48 (120)	0,58 (201)
	55,76—69,24	53,14—69,44	1,02—6,0	0,49—5,50	0,09—0,76	0,06—1,47

* 1 — сплошная титаномагнетитовая руда; 2 — рудный пироксенит; 3 — пироксенит; 4 — оливиновый пироксенит, верлит, оливинит; 5 — амфиболизированный пироксенит, горноблендит; 6 — габброиды; 7 — среднее содержание по всем пробам. В числителе — среднеарифметическое содержание компонента, в скобках — количество проб; в знаменателе — минимальное и максимальное значения. Месторождения: а — Собственно-Качканарское, б — Гусевогорское.

Проведенные нами геолого-петрографические исследования показали, что на Собственно-Качканарском рудном поле отсутствует процесс массовой амфиболизации, характерной для рудных залежей Гусевогорского месторождения. В краевых частях Собственно-Качканарского пироксенитового тела в зонах контактов с габброидами наблюдается слабая амфиболизация.

Содержание титана в магнетитах различных пород массива различно. Так, в титаномагнетитах габбро содержится повышенное количество двуокиси титана, тогда как в титаномагнетитах и амфиболитах оно минимально. Титаномагнетиты различных типов руд различны по содержанию титана. Так, в титаномагнетитах вкрапленных руд среднее содержание двуокиси титана 3,62 %, а в

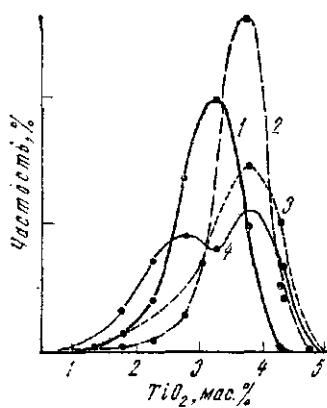
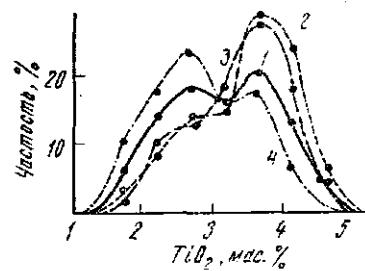


Рис. 79. Гистограммы распределения содержаний двуокиси титана в магнитных концентратах из руд Собственно-Качканарского (1-3) и Гусевогорского (4) месторождений по данным:

1 — Качканарской ГРП (681 проба); 2, 4 — обогатительной лаборатории Качканарского ГОК (361 и 724 пробы соответственно); 3 — В. Г. Фоминых (34 пробы).

Рис. 80. Гистограммы распределения содержаний двуокиси титана в магнитных концентратах из различных типов руд Гусевогорского месторождения, по данным обогатительной лаборатории Качканарского ГОК.

1 — без разделения на типы руд (374 пробы); 2 — тонкодисперсный тип (81 пробы); 3 — мелковкрапленный тип (102 пробы); 4 — средне-крупновкрапленный тип (191 пробы).



сплошных рудах оно возрастает до 4,45 %. Падает содержание двуокиси титана в титаномагнетитах из горнбледитов.

Содержание хрома в титаномагнетитах Качканарского массива крайне непостоянно и колеблется от тысячных долей до первых процентов [137, 143]. Отмечается закономерность: повышенное содержание хрома наблюдается в титаномагнетитах из верлитов — 4,82 %, в рудных пироксенитах оно минимально — около 0,1 %, а в оливиновых пироксенитах — промежуточное, 0,5—1,5 %.

Определенная закономерность есть и в распределении в титаномагнетитах пятиокиси ванадия. Максимальное его количество устанавливается в рудных пироксенитах для титаномагнетитов из сплошных руд, а минимальное — из оливиновых пироксенитов и верлитов.

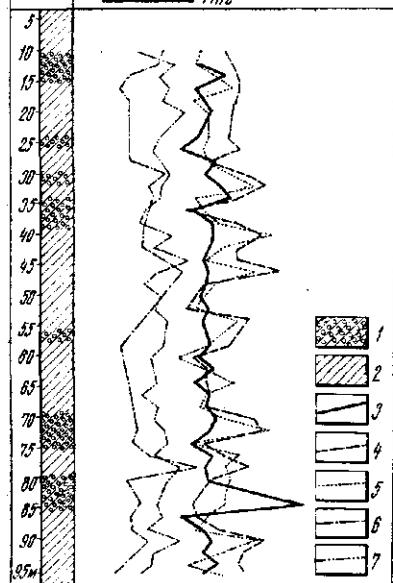
Для изучения распределения элементов-примесей в титаномагнетитах с глубиной нами отобраны пробы, выделен из них и проанализирован магнетит (рис. 81, 82). Как показали эти данные, содержание элементов-примесей зависит не от глубины, а от количества титаномагнетита в породах и рудах.

Изучение поперечного разреза шлира, залегающего в амфиболизированных пироксенитах (горнбледитах), показало, что в титаномагнетите сплошных руд элементы-примеси распределяются крайне неравномерно (рис. 83).

Опробование, проведенное нами вкрест простирания основных разновидностей пород и руд по Главной залежи Гусевогорского месторождения (рис. 84), выявило, что в зоне контакта магнетитовых пироксенитов с оливиновыми, количество титаномагнетита возрастает, а титаномагнетит характеризуется повышенным содержанием элементов-примесей. Соответственно изменяется содержание элементов семейства железа и меняются физические свойства. О возросшей роли магния в изоморфных замещениях в магнетитах Качканарской группы месторождений по сравнению с магнетитами габбровой формации свидетельствуют и более высокие значения молекулярного отношения $Mg : Al_2O_3$ (среднее 2,1).

Микрорентгеноспектральное изучение микроскопически гомогенных участков магнетита показало, что по сравнению с валовыми пробами магнетита они обладают повышенными содержаниями ванадия и хрома при пониженных — марганца. Однако достоверно значимая корреляционная связь при точечных анализах на зонде отмечается лишь для титана и марганца ($r = +0,75$). В участках магнетита с наиболее низкими содержаниями титана присутствует до 0,16 % MnO , в то время как в ильменитах содержится 0,45 %. Ванадий и хром распределяются между самим магнетитом (1,03 % V_2O_3 ; 0,88 % Cr_2O_3) и микровключениями шпинели (0,66 % V_2O_3 ; 0,77 % Cr_2O_3) и ильменита (0,74 % V_2O_3 ; 0,82 % Cr_2O_3), причем более высокие содержания (особенно ванадия) присущи магнетиту.

Содержание, мас. %								T_{Mn}
0	10	20	30	40	50	60	70	80
0	1	2	3	4	5	6	7	TiO_2
0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	
0	0,04	0,08	0,12	0,16	0,20	0,24	0,28	V_2O_3
0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	Cr_2O_3
0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	MnO



ляются решетчатые структуры распада твердых растворов ильменита в магнетите. Структурное травление HCl магнетитов Качканарского массива не выявило зонального роста зерен.

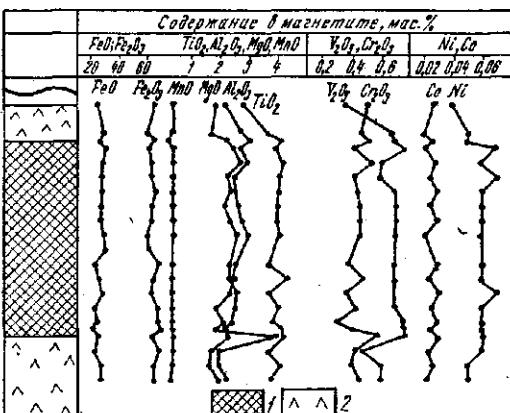
Интересные данные получены нами при травлении зерен магнетита плавиковой кислотой [106]. Особенность структур магнетитов Качканарского массива — интенсивный метаморфизм руд, выразившийся в неоднородном распределении включений шпинели и ильменита, а также в неравномерном распределении участков с ритмичным зональным строением (рис. 85). На фоне собственно магнетита обнаруживаются вытянутые пустотки из-под удаленной шпинели, окаймленные ильменитом. При дальнейшем развитии метаморфических преобразований возникают сложные узоры внутренних индивидов. По периферии и трещинкам в зерне титаномагнетита появляются образования, состоящие из тонкозернистых агрегатов гематита, ильменита, шпинели и

Рис. 82. Распределение элементов-примесей в титаномагнетитах из крупного тела сплошного титаномагнетита (1) в пироксените (2). Собственно-Качканарское месторождение, скв. 786.

Рис. 81. Распределение элементов-примесей в титаномагнетитах пироксенитов, скв. 374.
 1 — рудные пироксениты; 2 — оливиновые пироксениты;
 3 — содержание титаномагнетита (T_{Mn}) в породах; 4—7 —
 содержание в титаномагнетите: 4 — TiO_2 ; 5 — V_2O_3 ; 6 —
 Cr_2O_3 ; 7 — MnO .

При близких содержаниях ванадия, хрома и никеля магнетиты Качканарской группы месторождений по сравнению с магнетитами габбровой формации обладают более высокими содержаниями кобальта, соответственно отношение $Ni:Co$ снижается до 1,3, а иногда до 1 и 0,6.

Магнетиты всех разновидностей хорошо травятся концентрированной соляной кислотой, и выявляются включения других минералов. Отношение к травлению зерен магнетита различно: хорошо травятся зерна, возникающие при серпентинизации оливинов, эмульсионные и пластинчатые выделения в силикатах и ильмените, возникающие при распаде твердого раствора, и мирамеллы. В ряде случаев при травлении сидеронитового магнетита плохо травятся отдельные зерна или участки зерен; хорошо выявляются



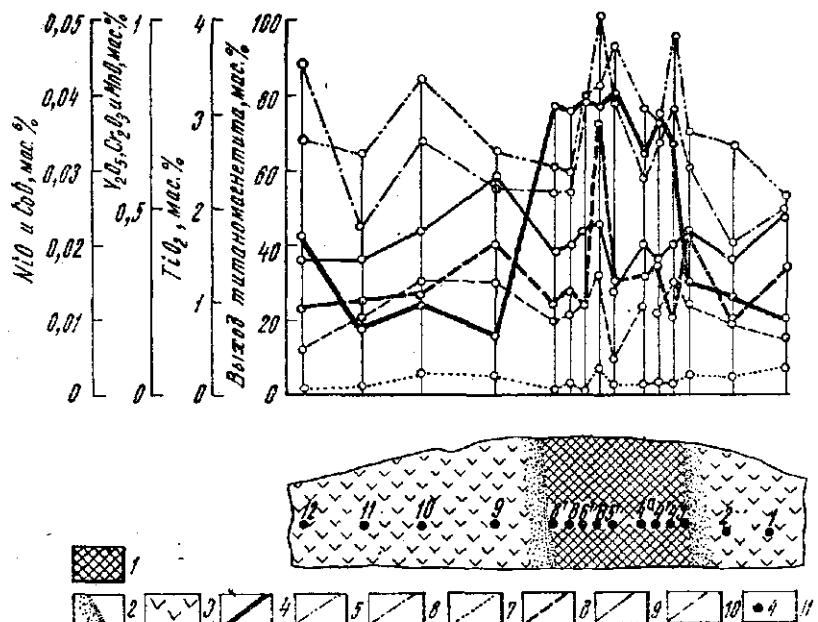


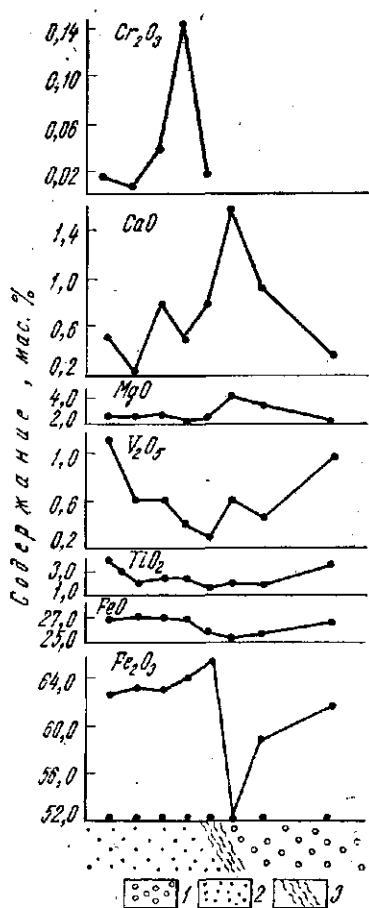
Рис. 83. Диаграмма распределения элементов-примесей в титаномагнетите Гусевогорского месторождения. Залежь сплошной руды. Магистральная канава через Выйскую залежь. Внизу — зарисовка южной стенки канавы.

1 — сплошная титаномагнетитовая руда; 2 — гостовкрапленная титаномагнетитовая руда; 3 — горноблендит; 4 — содержание титаномагнетита в породах и рудах; 5—10 — содержание в титаномагнетите: 5 — TiO_2 , 6 — V_2O_5 , 7 — Cr_2O_3 , 8 — MnO , 9 — CoO , 10 — NiO ; 11 — точки отбора.

хлорита. Первичный титаномагнетит остался в виде реликтов неправильной формы с коррозионными границами внутри зерен (рис. 86). Более интенсивный метаморфизм способствует возникновению участков рекристаллизации среди сильно измененной деформацией и выщелачиванием массы «раннего, первичного» титаномагнетита (рис. 87).

Физические свойства магнетитов определяются особенностями их состава и содержанием продуктов распада. Они характеризуются переменными, но в среднем невысокими значениями намагниченности насыщения (от 30,1 до 67 Гс·см³/г), что связано с присутствием немагнитных включений шпинели и изоморфной примеси магния, немного пониженными значениями точек Кюри (550—565°C), свидетельствующими о небольших содержаниях изоморфных примесей. По сравнению с магнетитами габбровой формации, магнетиты Качканарской группы месторождений имеют повышенные значения твердости (от 612 до 732, среднее 665 кг/мм²) и пониженное отражение (от 17,5 до 17,8 %), что, по-видимому, обусловлено широким развитием в них субмикроскопических включений шпинели. Более высокие значения коэффициента отражения (18,3—18,7 %) свойственны гематитизированным разностям магнетитов (табл. 16). Кривые дисперсии отражения магнетитов отличаются от эталонных, что связано с присутствием субмикроскопических включений шпинели, ульвошпинели и ильменита, а также гематитизацией магнетита. Магнетиты характеризуются пониженными значениями a_0 (8,384—3,387 Å), что обусловлено, с одной стороны, изоморфным

Рис. 84. Схематический геологический разрез нарушений контактной зоны (3) оливиновых безрудных (1) и рудных пироксенитов (2) и кривые распределения элементов семейства железа в титаномагнетитах по Главной залежи Гусевогорского месторождения.



вхождением магния в их структуру, а с другой — их окисленностью. Повышенные значения a_0 (до $8,390 \text{ \AA}$) обычно свидетельствуют о преимущественном изоморфном вхождении титана относительно магния в структуру минерала.

Второй морфолого-генетической разностью являются мелкие октаэдрические или пластинчатые зерна магнетита ($0,01$ — $1,5$ мм, в среднем $0,6$ мм в поле-речнике), возникающие при серпентинизации оливина и находящиеся в массе серпентина (антигорита и хризотила). Часто они образуют мелкозернистые цепочечные агрегаты в безрудных серпентинитах, амфиболитах, верлитах и оливиновых пироксенитах. По химическому составу этот магнетит представлен чистой (беститанистой) разновидностью. Анализ магнитной фракции этой разновидности, выделенной из безрудного сильно серпентинизированного оливинита, показал в нем повышенное содержание магнезии, глиноzemа и окиси хрома.

Точечные, игольчатые, веретенообраз-

ные, пластинчатые выделения магнетита в зернах клинопироксена и роговой обманки (рис. 88), возникающие в результате распада твердых растворов, представляют собой монокристаллические образования размером менее $0,01$ мм до $0,05$ мм и более по удлинению, расположенные неравномерно в зернах фемических силикатных минералов как в виде отдельных пластин (рис. 89), так и в виде участков-сгустков (рис. 90) с повышенным количеством тонких или криптовых пластин, всегда удаленных от периферии зерен силикатов: в клинопироксенах они располагаются по (110) и (001) , в амфиболах — по (010) и (001) .

По химическому составу они сложены магнетитом с различным содержанием титана: от беститанистых до малотитанистых разностей, близки к титаномагнетитам качканарского типа (табл. 17). Незначительно в них и содержание хрома. По содержанию алюминия выделяются безалюминиевые ($\text{Al} 0,05$ — $0,06$, $\text{Ti} 0,1\%$) и алюминийсодержащие магнетиты (Al от $0,3$ до $1,6$, Ti от $0,5$ до $2,2\%$).

Обычно эти вrostки магнетита наблюдаются в крупных и порфирировидных зернах клинопироксена и амфиболя из крупно-гигантозернистых и порфирировидных рудных пироксенитов и горнбледитов, образовавшихся в результате бластеза и рекристаллизации; пластинчатые вростки сегрегируются в каплеобразные или октаэдрические кристал-

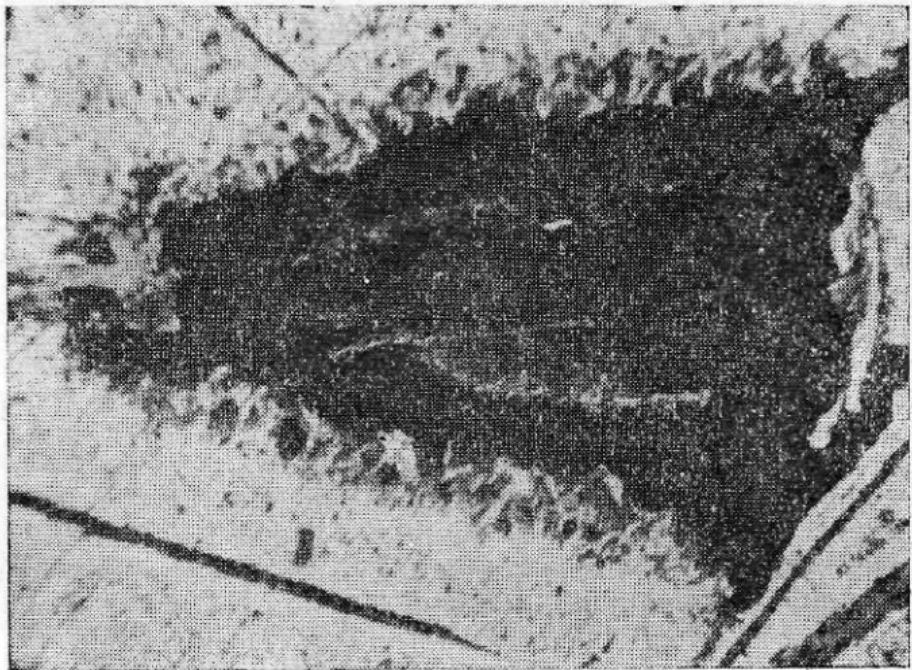


Рис. 85. Участки магнетита с неравномерным ритмично-зональным строением. Среднезернистый рудный пироксенит. Гусевогорское месторождение, Главная залежь. $\times 200$.

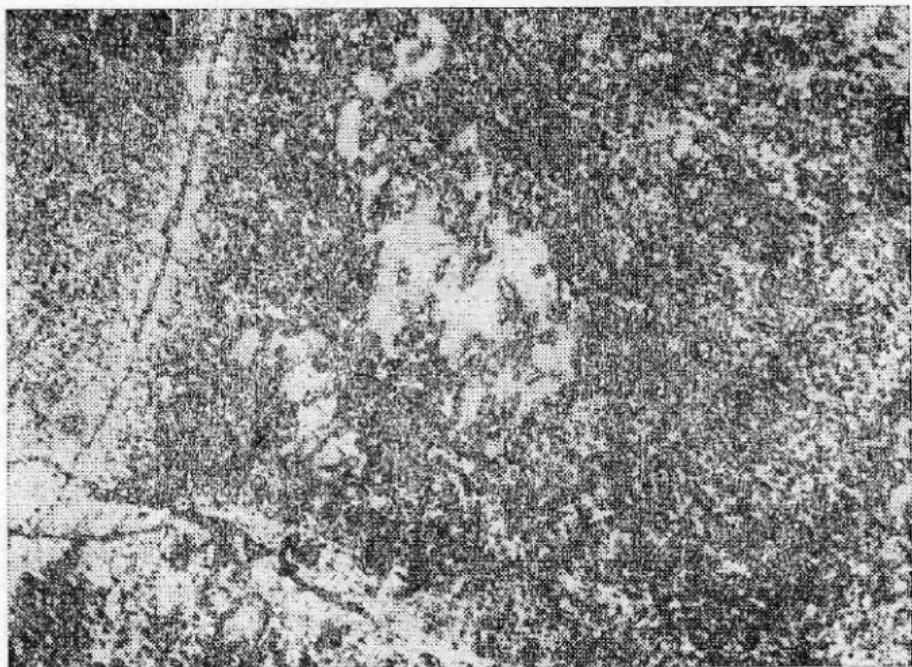


Рис. 86. Фрагмент внутреннего строения индивида титаномагнетита с участками перекристаллизации (белое) среди сильно пористой массы «первичного» магнетита с множеством включений нерудных минералов. Гусевогорское месторождение, Главная залежь. $\times 200$.

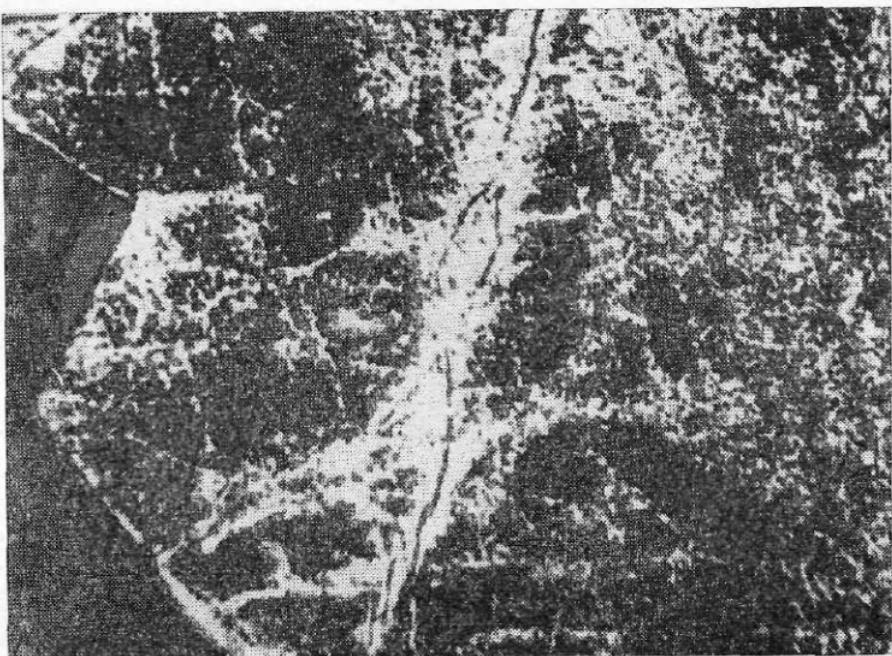


Рис. 87. Фрагмент пятнистой структуры метаморфизованного индива титаномагнетита.

Серое — реликтовый первичный магнетит с множеством пор выщелачивания, трещинок, включений нерудных минералов; светло-серое и белое — «новый» перекристаллизованный магнетит. Гусевогорское месторождение. Главная залежь. $\times 90$.

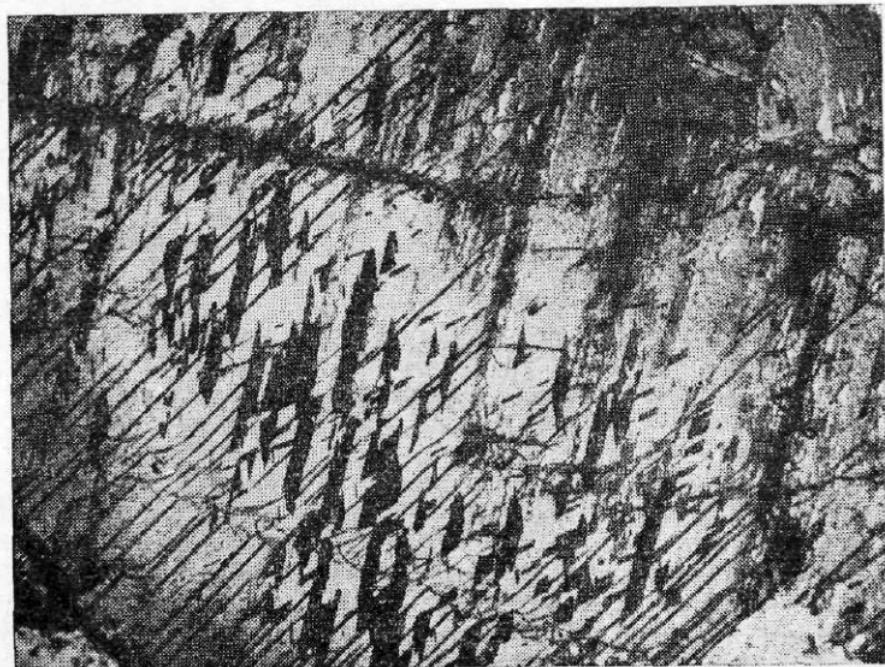


Рис. 88. Структура распада магнетита в клинопироксene рудных пироксенитов Собственно-Качканарского месторождения. Пластинчатые вrostки располагаются под углом друг к другу и секут спайность клинопироксена. Скв. 515, глуб. 31 м. Без анализатора. $\times 60$.

Таблица 16

Дисперсия отражения магнетитов, %

№ обр.	Руда	Вмещающие породы	μ, нм					
			468	497	543	589	616	666
Собственно - Качканарское месторождение								
104	Массивная	Пироксенит	18,8	18,5	18,1	17,8	17,5	17,4
61	*	»	19,0	18,2	18,0	17,5	17,4	17,3
304	*	Оливинит	19,1	18,7	18,3	17,8	17,7	17,5
212	Вкрапленная	Плагиоклазит	18,8	18,5	18,1	17,5	17,6	17,4
Гусевогорское месторождение								
10-к-67	Массивная	Пироксенит	19,7	19,3	18,5	17,8	17,5	17,4
4046	Вкрапленная	»	19,9	19,3	19,0	18,7	18,5	18,5
4054	*	Оливинит	19,9	19,7	18,5	17,8	17,5	17,4
4048	*	Верлит	19,9	19,3	19,1	18,3	18,0	17,8

лы, в зерна фемических минералов или выделяются в виде ксеноморфных зерен в интерстициях силикатов, размером 0,03—0,05 в поперечнике. При этом процессе происходит изменение состава титаномагнетита и фемических силикатных минералов. В титаномагнетите возрастает содержание двуокиси титана, а в мелких зернах клинопироксена и амфибола без вростков магнетита — степень окисления железа, отчего отмечается увеличение показателей преломления в них по отношению к крупным зернам клинопироксена и амфибола с вростками магнетита.

Пластинчатые выделения магнетита в зернах ильменита — магнетоильменит — образованы в результате распада твердого раствора на ильменитовой основе (рис. 91). Часто магнетит замещается гематитом. Эти выделения при сегрегационных процессах образуют неправильные, реже изометрические зерна, обычно включенные в зерна ильменита.

Графические выделения магнетита наблюдаются в силикатных минералах (рис. 92), чаще в оливине, редко в пироксените и роговой обманке. Эти образования встречаются, как правило, в обогащенных оливином породах и обычно приурочены к краевым частям сидеронитовых выделений магнетита. Часто участки соприкосновения сидеронитовых выделений в силикатах переходят в графические. Эти графические или мирмекитовые структуры характерны для малотитанистых руд первоуральско-качканарского типа [63]. В первичных высокотитанистых рудах копанского типа они не встречаются. Кроме магнетита, аналогичные структуры образует и шпинель ряда плеонаст — герцинит. Мирмекитовые структуры подробно описаны П. Рамдором [86] как один из видов структур «взаимного проникновения». Эти структуры в рудах Качканарского массива имеют неправильную, обычно червеобразную форму, реже слагают полигональные агрегаты размером от тысячных долей до 1—2 мм по удлинению и располагаются в зернах силикатов в виде отдельных пятен или обособленных участков. Мирмекиты имеют одинаковую оптическую ориентировку. Количество мирмекита в зернах силикатных минералов колеблется от единичных выделений до 60,8 % объема зерна силикатного минерала, что указывает

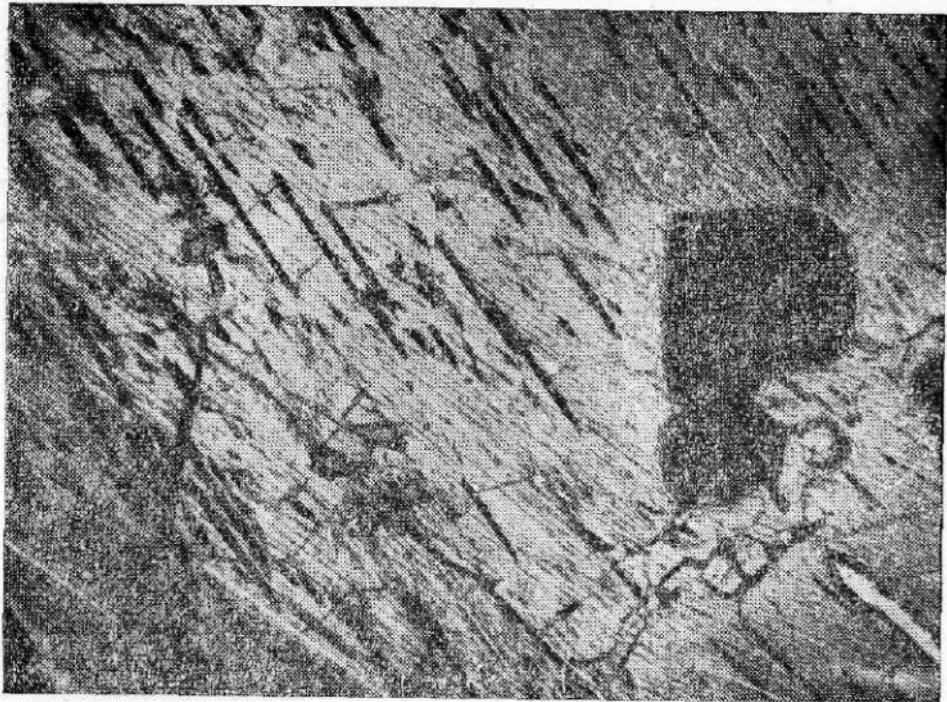


Рис. 89. Пластинчатые вростки рудного минерала в зерне клинопироксена из рудного пироксенита. Собственно-Качканарское месторождение, скв. 646, глуб. 600 м. Без анализатора. $\times 60$.

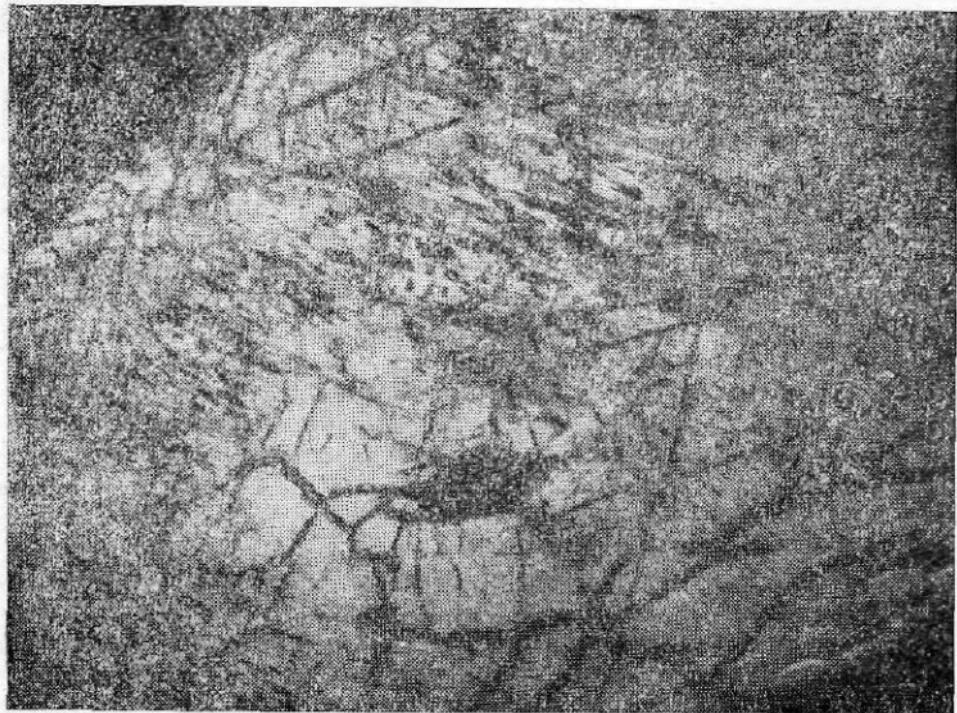


Рис. 90. Зональность выделения пластинчатых вростков в клинопироксене рудных пироксенитов. Собственно-Качканарское месторождение, опытный карьер. Без анализатора. $\times 60$.

Таблица 17

Состав рудных пластинчатых вrostков в фемических минералах гипербазитов Качканарского массива, мас. %

Минерал	Колич. определений	Железо валовое	Титан	Хром	Алюминий
Клинопироксен	2	70,8*	0,7	0,09	0,3
		70,8	0,5—0,9	0,04—0,14	0,3
	2	69,3	0,48	0,045	0,25
		69,3	0,15—0,80	0,03—0,06	0,2—0,3
Амфибол	4	69,88	0,085	0,027	0,34
		69,0—70,8	0,05—0,10	0,02—0,03	0,03—1,2
	3	66,33	1,77	0,03	1,10
		64,7—68,0	1,5—2,2	0,02—0,04	0,8—1,6

* В числителе — среднеарифметическое содержание; в знаменателе — пределы колебания, по данным микрорентгеноспектрального анализа (аналитик В. Г. Гмыра).

на непостоянство их содержания как в отдельных типах пород и руд, так и в отдельных зернах силикатных минералов.

Иногда мирамекит постепенно переходит в более крупные полигональные или сидеронитовые выделения. По данным микрорентгеноспектрального анализа, в составе мирамекитовых выделений магнетита в зернах пироксена отмечается от 2,1 до 3,5 % двуокиси титана, что подчеркивает близость их состава с зернами сидеронитовых выделений магнетита и подтверждает единство их образования в результате частичного замещения зерен силикатных минералов или процессе рудоотложения.

Ильменит — второй по распространенности после магнетита рудный минерал пород и руд Качканарского массива. Содержание его относительно невелико и колеблется от десятых долей процента до 5—10 % объема рудной массы.

На месторождении выделяются несколько морфолого-генетических типов ильменита, распространение которых и история формирования различны.

1. Мелкие, единичные, точечные или пластинчатые зерна, встречающиеся среди зерен силикатных минералов (клинопироксена, амфиболя и плагиоклаза). Размер их — сотые и тысячные доли миллиметра.

2. Первично обособленные зерна ильменита. Встречаются в виде различных по размеру отдельных неправильных зерен, выполняющих промежутки между силикатными минералами и титаномагнетитом (рис. 93). Обычно они тяготеют к зернам магнетита, а иногда включают их (рис. 94), указывая на одновременность образования. Размер зерен ильменита этой разновидности зависит от размеров зерен титаномагнетитов и силикатов и колеблется от 0,1 до 2 мм. На долю первично обособленного ильменита приходится до 10 % рудной массы.

3. Широко распространена другая морфолого-генетическая разновидность ильменита. Пластинчатые вростки, а также мелкие правильные зерна или агрегаты таких зерен ильменита в магнетите по (111), они встречаются совместно со шпинелью. Образуются в результате рас-



Рис. 91. Пластинчатые вростки магнетита в ильмените из крупнозернистого рудного горнблендита. Гусевогорское месторождение, Главная залежь. Травлено концентрированной соляной кислотой.
×70.

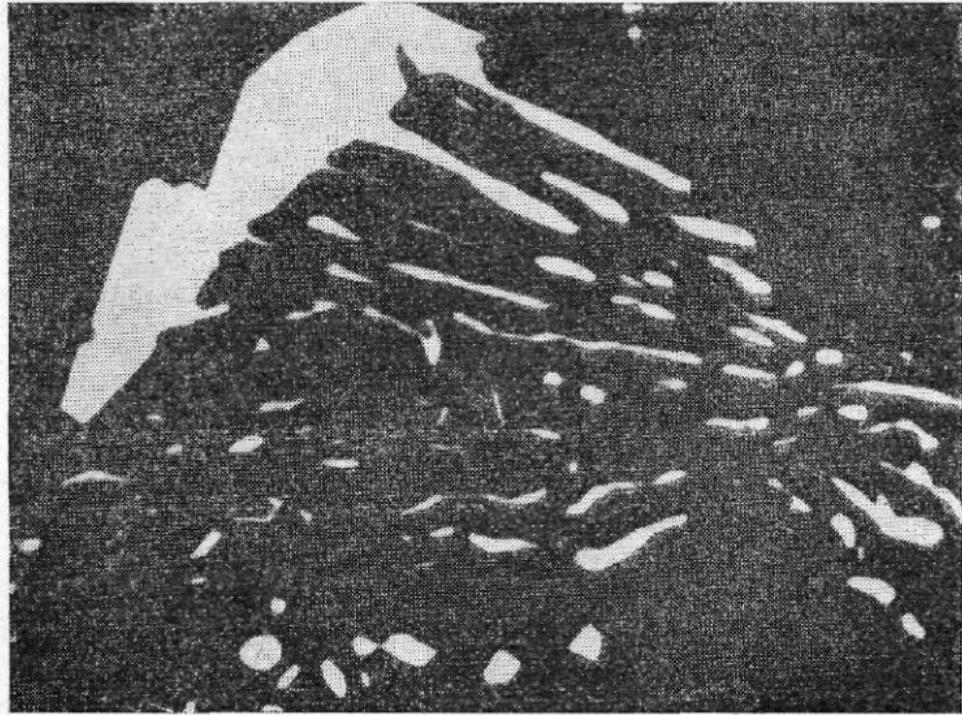


Рис. 92. Мирмекитовые срастания магнетита с клинопироксеном и характер их взаимоотношений с рудообразующим магнетитом в пироксените. Качканарский массив. Аншлиф, ×280.

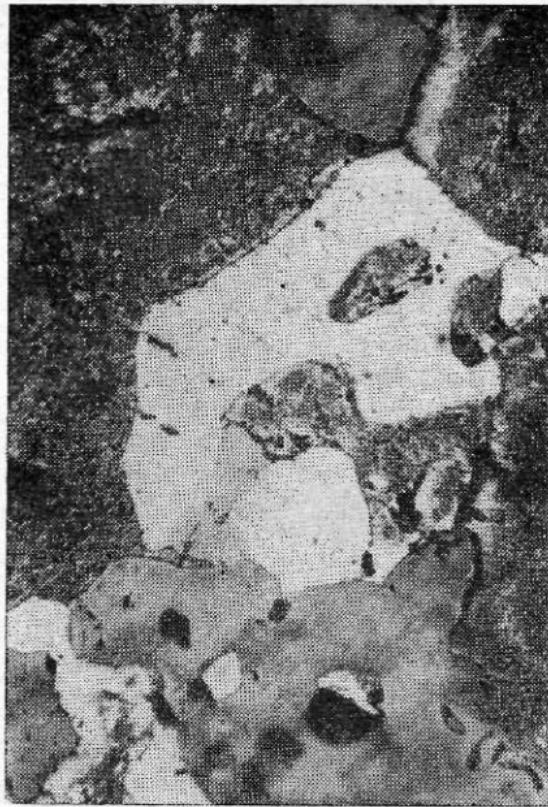
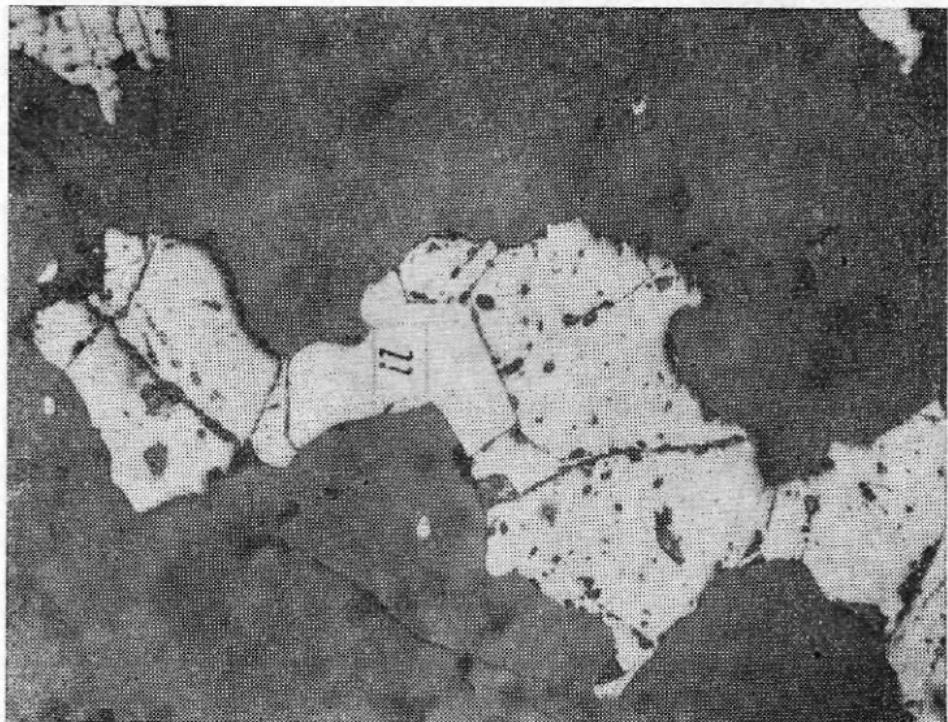


Рис. 93. Характер взаимоотношений и форма выделения ильменита с магнетитом и силикатными минералами в горноблендите. Гусевогорское месторождение, Главная залежь. Аншлиф, травлено концентрированной соляной кислотой. $\times 70$.

Рис. 94. Включения зерен титаномагнетита в ильмените из крупнозернистого рудного пироксенита. Гусевогорское месторождение, Главная залежь. Травлено концентрированной соляной кислотой. $\times 70$.



пада твердого раствора и располагаются среди зерен магнетита неравномерно, создавая неоднородный гетерогенный агрегат (рис. 95).

Размеры пластинок сильно колеблются и зависят от размеров зерен магнетита — от нескольких десятых долей до 1,5—2 мм по длине и от тысячных долей до 0,1—0,2 мм по ширине. Отношение длины к ширине постоянно и близко 10 : 1. Среди пластинчатых вростков ильменита выделяются обычно две разновидности: мелкие ранние и более поздние крупные, образующие мелко- и крупнопластинчатые структуры. Пластинчатые вростки имеют неоднородное строение. Часто в периферических частях крупных пластинок наблюдаются мелкие точечные зерна шпинели, вытянутые в виде цепочек по удлинению пластинок (рис. 96).

4. Отдельные мелкие зерна ильменита неправильной формы, иногда образующие цепочечные агрегаты, вытянутые по направлению пластинчатых вростков. Эта разновидность ильменита, по-видимому, связана с начальными стадиями метаморфизма титаномагнетитовых руд, с образованием сегрегаций ильменита.

Доля и значение первой и последней морфолого-генетических групп ильменита невелики. Зерна ильменита часто подвержены вторичным изменениям. Если магнетит интенсивно подвергается гематитизации, то среди отдельных зерен ильменита отмечаются мелкие прерывистые выделения гематита. Иногда эти выделения наблюдаются в периферических участках зерен ильменита; обычно они располагаются по удлинению их.

Наиболее развита лейкоксенизация. Образование лейкоксена происходит с периферии зерен ильменита в виде отдельных мелких каем или оторочек различной ширины. Часто лейкоксенизация наблюдается в участках амфиболизированных, хлоритизированных и фельдшпатизированных пироксенитов и связана с поздними пневматолито-гидротермальными преобразованиями.

Для характеристики состава ильменита и выявления особенностей распределения некоторых химических элементов проведено выделение мономинеральных фракций зерен первично обособленного ильменита в жидкости Клеричи, выделены магнитные фракции из основных типов пород и руд Гусевогорского месторождения и выполнен химический анализ (табл. 18). Химический состав, кристаллохимические формулы и расчет на нормативный состав показали, что независимо от состава пород и руд ильмениты Гусевогорского месторождения близки и состоят на 90—95 % из ильменитовой молекулы. Содержание остальных молекул невелико, и изменения их соотношений не подчинено никакой закономерности. Устанавливаются значительные колебания в содержании окиси железа от 7,74 до 11,98 %, марганца — от 0,84 до 2,77 %, магния — от 0,45 до 2,77 %. Содержание двуокиси титана и закиси железа во всех типах ильменитов колеблется соответственно от 48,1 до 49,0 и от 28,73 до 41,11 %. Если колебания двуокиси титана незначительны (около 1 %), то колебания закиси железа велики — около 13 %. Содержание закиси железа находится в обратной зависимости от содержания окиси железа.

Определение состава крупнопластинчатого ильменита из магнетита рудного крупнозернистого пироксенита, по данным микрорентгеноспектрального анализа, показало следующее содержание, мас. %: двуокиси титана 37; железа валового 40,5, магнезии 16,8, глиноzemа 3,69, закиси марганца 0,45, трехокиси ванадия 0,81 и окиси хрома 0,87. Обращает

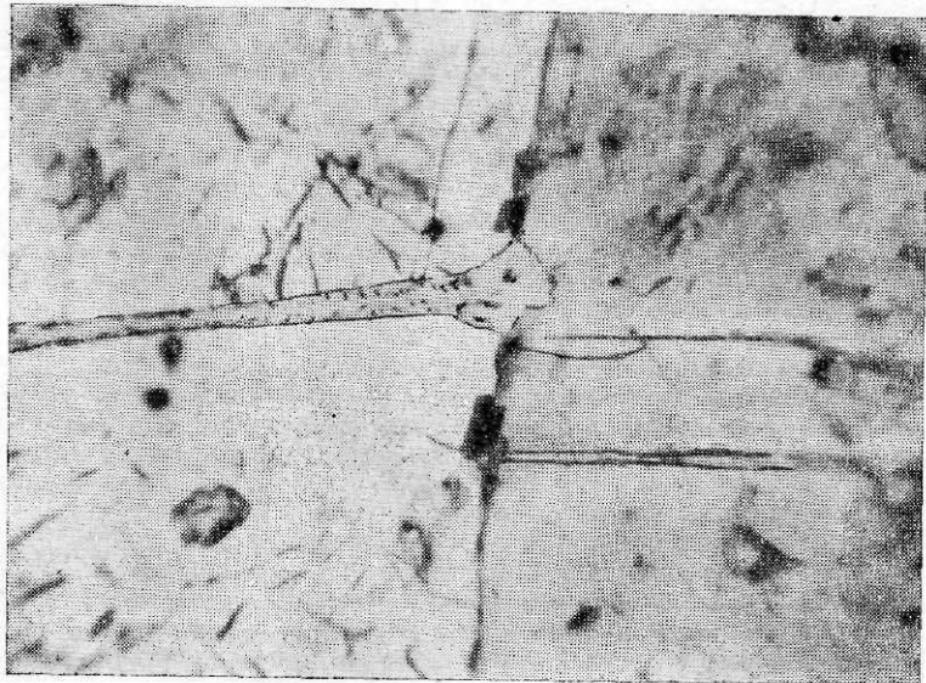


Рис. 95. Пластинчатые вrostки ильменита в магнетите и образование сегрегации ильменита при метаморфизме отдельных пластинчатых вростков ильменита. Мелкозернистый рудный оливиновый пироксенит. Гусевогорское месторождение. Главная залежь. $\times 200$.

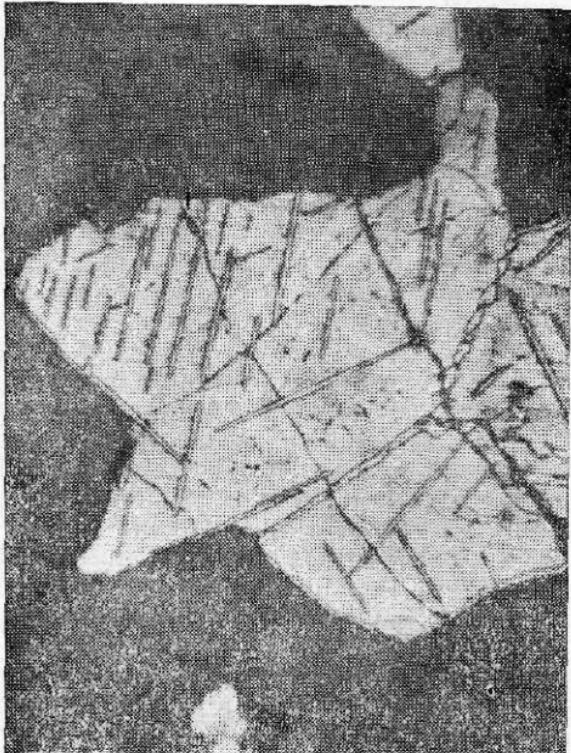


Рис. 96. Вростки шпинели в крупной пластинке ильменита. Оливиновый пироксенит. Гусевогорское месторождение, Западная залежь. С иммерсией. $\times 575$.

Таблица 18

Химический состав ильменитов пород и руд Качканарского массива, мас. %

Компонент	1*	2	3	4	5
SiO ₂	1,0	1,41	1,06	0,25	0,30
TiO ₂	48,31	48,11	48,2	48,50	49,0
Al ₂ O ₃	0,37	0,58	1,07	1,36	1,68
Fe ₂ O ₃	7,74	7,94	10,84	11,83	11,98
FeO	41,11	40,40	33,53	31,96	28,73
MnO	0,84	0,93	0,39	2,77	1,60
MgO	0,45	0,45	3,87	3,76	6,40
CaO	—	—	0,33	Не обн.	6,40
K ₂ O	—	—	0,10	—	—
Na ₂ O	—	—	0,05	—	—
П. п. п.	—	—	0,12	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	0,02	—	—
Ni	—	—	0,01	—	—
V ₂ O ₅	—	0,20	0,14	0,12	Сл.
P	—	—	0,01	—	—
S	—	—	0,16	—	—
Zn	—	—	0,10	—	—
Сумма	100,06	100,05	100,0	100,55	99,69

* 1—5 — Гусевогорское месторождение (1—4 Главная залежь); 1 — пироксенит полевошпатовый от тонкозернистого до крупнозернистого трахитоидного, 2 — габбро такситовое; 3 — горнбледит крупнозернистый, 4 — среднезернистый рудный пироксенит. 5 — массивная титаномагнетитовая руда. Высокая залежь. Анализы 1, 2 выполнены в химической лаборатории ВСЕГЕИ, 3 — в Полевской химической лаборатории ПГО «Уралгеология», 4, 5 — в химической лаборатории Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР (аналитик Т. В. Амелина).

внимание необычно высокое содержание в ильмените гейкелитовой молекулы. Это обусловлено, по-видимому, наличием в пластинке ильменита значительного количества мелких зерен шпинели.

Интересные данные получены при определении титана в гомогенных участках магнетита из титаномагнетитовых руд. По двум определениям из различных зерен титаномагнетита, в гомогенных участках магнетита установлено содержание двуокиси титана 2,31 и 2,12 %, что аналогично второму типу магнетитовых руд Первоуральского месторождения и свидетельствует об изоморфном вхождении части титана в решетку магнетита, с чем связаны, по-видимому, низкие точки Кюри — 545—560° [123].

Ильменит является основным минералом-носителем титана в месторождении, который может извлекаться в промышленных масштабах при добыче титаномагнетитов, и должен рассматриваться как один из главных элементов комплексного использования данного типа руд. В связи с этим важно знать закономерность распределения ильменита, его состав и размер зерен.

На Качканарском горно-обогатительном комбинате в лабораторных условиях гравитационно-магнитным методом был получен ильменитовый концентрат с содержанием двуокиси титана 44—45 % и сделан вывод о принципиальной возможности использования этого способа для извлечения ильменита из бедных титаномагнетитовых руд в промышленных условиях [15].

Оценка характера распределения зерен первично обособленного

Рис. 97. Гистограмма распределения значений размеров зерен первично обособленного ильменита в различных типах пород и руд Гусевогорского месторождения.

1 — рудный пироксенит (диаллагит); 2 — амфиболовый рудный пироксенит; 3 — оливиновый пироксенит; 4 — верлит; 5 — амфиболизированный и фельдшпатизированный пироксенит; 6 — пироксенит рудный оливинсодержащий; 7 — оливинит; 8 — амфиболизированный и фельдшпатизированный оливинсодержащий пироксенит; 9 — в целом для всех пород.

ильменита в рудах Гусевогорского месторождения производилась нами с помощью количественно-минералогических подсчетов в полированных шлифах на интеграционном столике типа Иса на участках размером 3×3 см.

Расстояние между линиями подсчетов 1 мм. При количественно-минералогических подсчетах определяли количество ильменита и силикатов. Одновременно с подсчетом устанавливали размеры зерен ильменитов. Чтобы исключить вероятность попадания в ильменит зерен титаномагнетита, перед подсчетами полированную поверхность аншлифа покрывали магнитным порошком. Всего по месторождению подсчитано свыше 1000 полированных шлифов, отобранных нами в различные годы.

В основу классификации ильменитовых руд месторождения положены количественно-минералогические подсчеты и определения размеров зерен первично обособленного ильменита на основании исследования свыше 300 полированных шлифов, отобранных по Главной залежи Гусевогорского месторождения.

По результатам определения размеров зерен первично обособленного ильменита по Главной залежи были построены кривые распределения (рис. 97), которые имеют сложный полимодальный характер. Для основных групп руд выделяется три статистических коллектива с модами: 0,065, 0,12 и 0,25 мм с размахами соответственно от 0 до 0,1 мм, от 0,1 до 0,2 мм и свыше 0,2 мм.

Эти значения и были положены нами в основу классификации ильменитовых руд по размеру зерен.

Таким образом, по размеру зерна на Гусевогорском месторождении выделены три основных типа ильменитовых руд:

- 1) мелковкрапленные с размером зерен

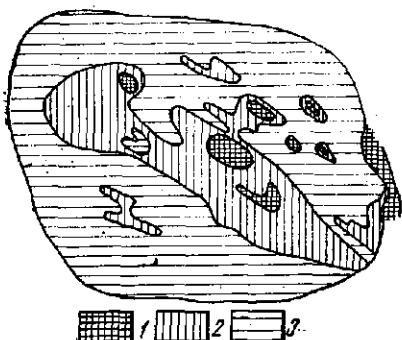
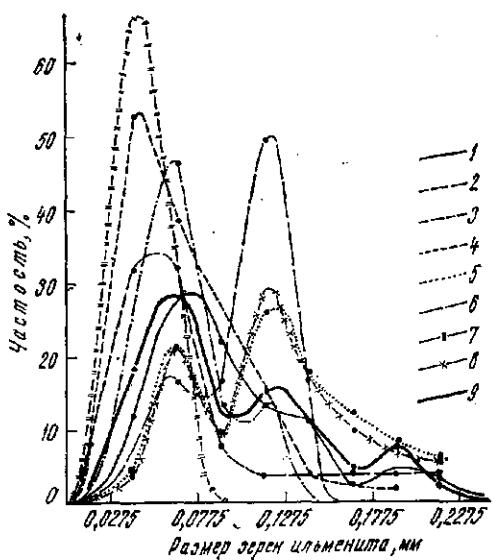


Рис. 98. Схематическая карта распределения первично обособленного ильменита по размеру зерен в Главной залежи Гусевогорского месторождения.

1—3 — содержание ильменита, мас.%: 1 — более 0,5; 2 — 0,2—0,5; 3 — менее 0,2.



ильменита¹ выше 0,2 мм; 2) тонковкрапленные с размером зерен от 0,1 до 0,2 мм и 3) дисперсновкрапленные с размером зерен менее 0,1 мм.

На основании полученных материалов с учетом элементов залегания была построена схематическая карта распределения выделенных типов ильменитовых руд (рис. 98). На ней мелковкрапленный тип руд в виде отдельных участков занимает центральную часть залежи среди средне- и крупнозернистых рудных (титаномагнетитовых) пироксенитов, которые располагаются в полосе пироксенитов с тонковкрапленным типом ильменитовых руд мощностью 270—300 м, имеющей северо-западное простирание, согласно геологической структуре залежи. Значительная часть залежи, ограниченная контуром карьера, сложена дисперсновкрапленным типом ильменитовой руды.

Исходя из этой классификации, мы провели изучение распределения размеров зерен первично обособленного ильменита в полированных шлифах из различных типов пород и определили средние размеры зерен ильменита по Главной и Западной залежам Гусевогорского месторождения. Максимальными размерами зерен ильменита характеризуются рудные безоливиновые, амфиболизированные и фельдшпатизированные пироксениты, т. е. при амфиболизации, наряду с уменьшением содержания в титаномагнетите двуокиси титана и общего увеличения размера зерен силикатов [122], происходит увеличение размеров зерен первично обособленного ильменита. В то же время значительное количество исследованных пород Главной залежи содержит ильмениты с размером менее 0,1 мм (доля выше 50 %) за исключением амфиболизированных и фельдшпатизированных пироксенитов, в которых доля проб в классе крупности ильменита 0,1 мм менее 50 %. В других классах крупности соотношения долей распределения иные.

Нами проведены расчеты распределения размеров зерен ильменита в рудных пироксенитах с учетом выделяемых текстурных типов титаномагнетитовых руд. В исследованных эталонных полированных шлифах пяти текстурных типов титаномагнетитовых руд месторождения (дисперсном, тонком, мелком, среднем и крупновкрапленном) выделены три статистических коллектива ильменитовых руд (рис. 99), на которых наглядно видно, как возрастает доля крупнозернистых разностей ильменита в более крупных текстурных типах титаномагнетитовых руд месторождения, и в то же время отмечается неоднородность зерен ильменита по размеру зерен в каждом отдельном текстурном типе титаномагнетитовых руд.

Изучение распределений различных текстурных типов титаномагнетитовых руд в трех основных текстурных типах ильменитовых руд показало, что с возрастанием размера зерен первично обособленного ильменита рудных пироксенитов возрастает доля более крупнозернистых текстурных типов титаномагнетитовых руд.

Статистическая обработка данных количественно-минералогических подсчетов зерен ильменита по Главной залежи на основании изучения выше 300 полированных шлифов (рис. 100) позволила выявить сложное полимодальное распределение содержаний ильменита в породах и рудах месторождения. На кривых распределения содержаний ильменита вы-

¹ Условно мелковкрапленный тип может быть подразделен еще на два подтипа: а) средневкрапленные руды с размером зерен ильменита от 1 до 3 мм; б) мелковкрапленные руды с размером зерен ильменита от 0,2 до 1 мм. Первый подтип встречается относительно редко в крупно- и гигантозернистых пироксенитах и сплошных титаномагнетитовых рудах.

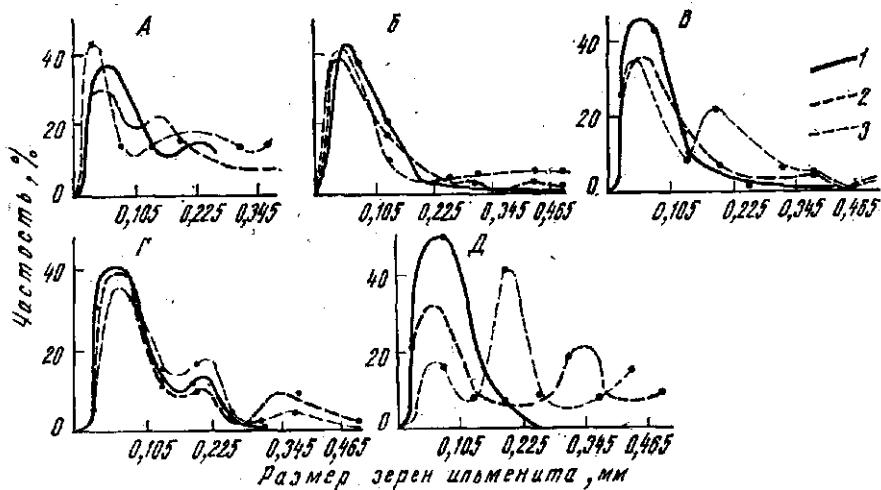


Рис. 99. Гистограммы распределения значений размеров зерен первично обособленного ильменита.

Текстурные типы ильменитовой руды: 1 — дисперсновкрапленный, 2 — тонковкрапленный, 3 — мелковкрапленный. А — Д — текстурные типы титаномагнетитовой руды: А — дисперсновкрапленный, Б — Д — крупновкрапленный.

деляют две совокупности: первая — наиболее крупная с модой 0,2 % имеет значительную левостороннюю асимметрию; вторая — симметричная и имеет моду 1 %. Разложение первой методом подбора центров рассеяния позволило выделить две совокупности распределения: первую — с модой 0,2 % и вторую с модой 0,5 %.

На основании этих материалов нами условно выделено три типа пород и руд по содержанию ильменита: 1) безрудные породы с содержанием первично обособленного ильменита менее 0,2 %; 2) бедные руды с содержанием ильменита от 0,2 до 0,5 % и 3) богатые руды с содержанием ильменита более 0,5 %.

Согласно принятой классификации, построена схематическая карта распределения первично обособленного ильменита в породах и рудах Главной залежи Гусевогорского

Рис. 100. Гистограммы распределения содержаний зерен первично обособленного ильменита в различных типах пород и руд Гусевогорского месторождения.

1 — рудный пироксенит (диаллагит); 2 — амфиболовый рудный пироксенит; 3 — оливиновый пироксенит; 4 — верлит; 5 — амфиболизированный и фельдшпатализированный пироксенит; 6 — пироксенит рудный оливинсодержащий; 7 — оливинит; 8 — амфиболизированный и фельдшпатализированный оливинсодержащий пироксенит; 9 — в целом для всех пород.

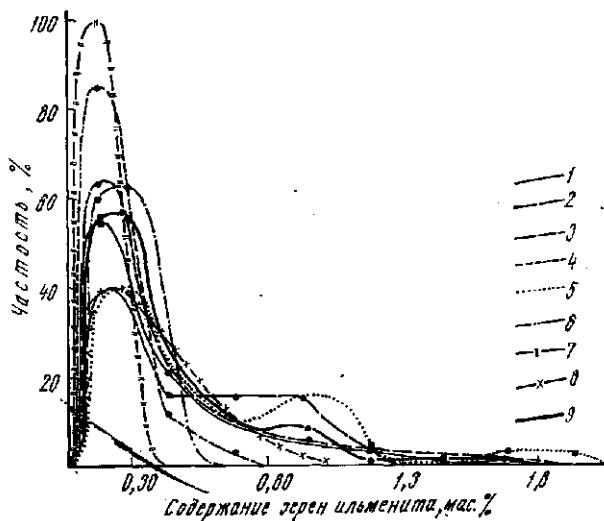
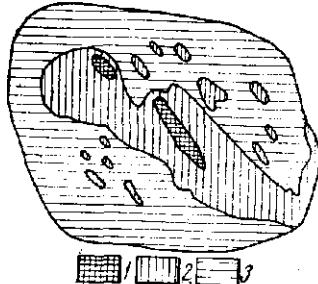


Рис. 101. Схематическая карта распределения зерен первично обособленного ильменита по Главной залежи Гусевогорского месторождения.

Размер зерен ильменита, мм: 1 — более 0,1; 2 — 0,1—0,2; 3 — менее 0,2



месторождения (рис. 101). Участки богатых ильменитовых руд, как видно на этой карте, незначительные по площади ($20 \text{ м} \times 50 \text{ м}$) и неправильные по форме. Они располагаются в полосе бедных ильменитовых руд.

Полоса бедных ильменитовых пород также имеет неправильные контуры. Она вытянута в северо-западном направлении на протяжении 1,3—1,4 км при мощности 0,2—0,3 км, занимает центральную часть Главной залежи. Контуры распределения количества ильменита на схематической карте соответствуют контурам распределения текстурных типов руды и указывают, что в средне- и крупнозернистых разностях пироксенитов увеличивается количество ильменита.

Расчет средневзвешенных содержаний ильменита в целом по залежам месторождения, по классам крупности и по отдельным типам пород показал: 1) повышенное содержание ильменита отмечается в породах и рудах Главной залежи (0,188 %), а минимальное в Западной (0,128 %); 2) максимальное содержание ильменита устанавливается в рудных безоливиновых пироксенитах, а в оливиновых и амфиболизированных разновидностях содержание ильменита уменьшается; оливиновые пироксениты, как правило, содержат пониженное количество титаномагнетита, а зерна первично обособленного ильменита, обычно тяготеют к зернам титаномагнетита; 3) распределение содержаний ильменита по классам крупности в различных типах пород различно как в пределах одной залежи, так и по различным залежам месторождения. Тем не менее во всех случаях отмечается уменьшение количества ильменита с увеличением класса крупности в среднем от 40 % в классе крупности менее 0,1 мм до 25 % в классе крупности более 0,2 мм. Некоторое исключение представляет распределение содержаний ильменита в породах и рудах Северной залежи, в которой в классе крупности менее 0,1 мм доля содержаний обособленного ильменита возрастает до 70 %, а в классе крупности более 0,2 мм — падает до 15 %.

Изучение распределения содержаний ильменита по типам ильменитовых руд в различных типах титаномагнетитовых руд Гусевогорского месторождения показало, что в целом средневзвешенное содержание ильменита максимально в крупновкрапленном типе титаномагнетитовых руд и составляет 0,239 %, возрастаая от 0,089 (дисперсновкрапленный ильменитовый тип) до 0,339 и 0,345 % (мелко- и средневкрапленный ильменитовые типы). Аналогичная закономерность наблюдается как в Главной, так и в других залежах для всех типов титаномагнетитовых руд.

Отклонения от этой закономерности отмечаются, как правило, в дисперсном типе ильменитовых руд, что обусловлено сложностью подсчетов мелких зерен ильменита и возрастанием ошибки подсчета при очень низких содержаниях зерен первично обособленного ильменита.

Для выяснения статистических параметров распределения содержаний первично обособленного ильменита и существующих с ними

титаномагнетитов и размеров их в основных группах пород и руд Главной залежи Гусевогорского месторождения нами проведено 97 количественно-минералогических подсчетов по эталонным полированным шлифам геологического отдела Качканарского ГОКа им. Я. М. Свердлова для различных типов пород. Статистическая обработка этих материалов проведена на ЭВМ М-222 (табл. 19). Были рассчитаны: \bar{X} — средние значения; $m\bar{X}$ — ошибка среднего; $G_1 G_2$ — границы доверительного интервала; S^2 — дисперсия; S — стандартное отклонение; mS — ошибка стандартного отклонения; v — коэффициент вариации; mv — ошибка коэффициента вариации; A — асимметрия; mA — ошибка асимметрии; $| \frac{A}{mA} |$ — абсолютное значение отношения $\frac{A}{mA}$; E — эксцесс; mE — ошибка эксцесса; $| \frac{E+b(N+1)}{mE} |$ — абсолютная величина отношения $\frac{E+b(N+1)}{mE}$, где N — число анализов. Расчет проводился с 0,05 %-ным уровнем значимости, при t -критерии Стьюдента 2,06 для $n=27$ и $t=2$ для $n=69$.

Сравнивали размеры зерен ильменитов и существующих с ними титаномагнетитов и содержания их в двух крупных выборках: в рудных безоливиновых пироксенитах ($n=69$) и в оливиновых пироксенитах и верлитах ($n=27$) (табл. 19). В результате обработки материалов по этим выборкам установлено, что средний размер зерен ильменита в рудных пироксенитах несколько выше и равен 0,1 мм, а в безрудных 0,08 мм, тогда как размер зерен титаномагнетита больше в безрудных оливиновых пироксенитах и верлитах (0,51 мм), чем в рудных пироксенитах (0,34 мм).

Среднее содержание этих минералов выше в рудных пироксенитах по сравнению с оливиновыми породами и соответственно равно: ильменита 0,36 и 0,27 %, титаномагнетита 18,4 и 6,75 %.

Величина дисперсии и коэффициенты вариации показывают, что колебания размеров зерен ильменита и титаномагнетита более значительны в оливиновых пироксенитах и верлитах, тогда как наибольший разброс в содержании ильменита и титаномагнетита наблюдается в рудных пироксенитах.

По абсолютным величинам отношений $| \frac{A}{mA} |$ и $| \frac{E+b(N+1)}{mE} |$, которые при нормальном законе распределения должны быть ≤ 3 , можно судить, что распределение значений размеров зерен ильменита и содержание ильменита и титаномагнетита в оливиновых пироксенитах и верлитах нормальное, тогда как в рудных пироксенитах эти величины не подчиняются ни нормальному, ни логнормальному законам распределения и, по-видимому, представляют собой полимодальное распределение.

Ульвошинель — редкий рудный минерал, входящий в состав титаномагнетита Качканарского массива. Впервые он обнаружен в качканарских рудах П. Рамдором [86] при изучении музейных образцов. Нами ульвошинель была встречена и описана в нескольких полированных шлифах из сплошных и вкрашенных руд Гусевогорского и Собственно-Качканарского месторождения в виде тончайших пластинчатыхростков (около 0,005 мм и менее) в магнетите по (100), совместно с пластинчатымиростками плеонаста как продукт распада твердого рас-

Таблица 19

Статистические параметры распределения размеров зерен и содержания ильменита и титаномагнетита в рудных и безрудных пироксенитах Гусевогорского месторождения

Параметр	Минерал	Колич. проб	\bar{X}	$m\bar{X}$	G_1G_2	S^2	S			
Пироксениты рудные										
Размер зерен, мм	Il	69	0,10	0,004	0,11—0,09	0,001	0,03			
	$Ti-mt$	69	0,34	0,02	0,39—0,29	0,04	0,21			
Содержание, мас. %	Il	69	0,36	0,05	0,48—0,24	0,24	0,49			
	$Ti-mt$	69	18,40	1,43	21,3—15,5	14,25	11,9			
Пироксениты оливиновые и верлиты										
Размер зерен, мм	Il	27	0,08	0,008	0,10—0,07	0,001	0,04			
	$Ti-mt$	27	0,51	0,08	0,69—0,33	0,19	0,44			
Содержание, мас. %	Il	27	0,27	0,05	0,38—0,17	0,07	0,26			
	$Ti-mt$	27	6,75	1,08	16,9—12,5	32,04	5,66			
Параметр	Минерал	mS	v	$\bar{m}v$	A	mA	$\left \frac{A}{mA} \right $	E	me	$\frac{E + b}{N + 1} - me$
Пироксениты рудные										
Размер зерен, мм	Il	0,002	37,14	3,16	1,05	0,28	3,73	1,99	0,52	3,92
	$Ti-mt$	0,01	62,4	5,31	1,49	0,28	5,30	2,83	0,52	5,52
Содержание, мас. %	Il	0,04	135,8	11,5	4,84	0,28	17,1	28,8	0,52	54,7
	$Ti-mt$	1,01	64,8	5,52	2,37	0,28	8,4	6,04	0,52	11,5
Пироксениты оливиновые и верлиты										
Размер зерен, мм	Il	0,005	49,3	6,71	0,47	0,42	1,12	0,98	0,71	1,07
	$Ti-mt$	0,06	86,6	11,7	2,46	0,42	5,82	6,92	0,71	9,93
Содержание, мас. %	Il	0,03	94,8	12,9	1,26	0,42	2,99	0,80	0,71	1,42
	$Ti-mt$	0,77	38,35	5,2	0,28	0,42	0,67	-1,0	0,71	1,09

твора [122]. Электронно-микроскопическое изучение полированных шлифов показывает постоянное присутствие отдельных пластинок ульвошинели в титаномагнетитах. Состав ульвошинели отвечает теоретической формуле Fe_2TiO_4 без содержания Fe_3O_4 в твердом растворе, о чем свидетельствуют параметры ее элементарной ячейки: $a_0 = 8,51 - 8,53 \text{ \AA}$ (данные микродифракционного анализа) [112].

Данные химических анализов титаномагнетитов с вrostками ульвошинели показывают избыток закисного железа, и в пересчете на нормативный состав количество ее колеблется от 1 до 8,5 %. Количество ульвошинели возрастает в магнетитах из сплошных руд, в которых она наблюдается в виде ориентированных, изометричных и удлиненных (иногда прямоугольной формы), а также неправильных выделений размером от 0,3 до 1 мкм, образующих своеобразные закономерные срастания с магнетитом, типа «субграфических». В магнетитах вкрашенных руд с пониженными содержаниями титана ульвошинель развита неравномерно и наблюдается в виде отдельных мелких пластинок.

Гематит встречается с магнетитом и ильменитом. В последнем гематит образует пластинчатые вrostки, возникшие в результате распада твердого раствора с закономерным расположением их в зернах ильменита: более крупные — в центральных частях ильменитовых зерен, более мелкие — в периферических..

Чаще встречается гематит, развивающийся при окислении магнетита. Отмечены зерна магнетита, почти полностью замещенные гематитом. Гематит, как правило, развивается по периферии или по трещинкам зерен магнетита, его пластинчатые выделения, ориентированные по трем направлениям, создают при этом решетчатую структуру. Размер пластинок гематита измеряется тысячными и сотыми долями миллиметра. Часто гематитом замещается оливин, который превращается в землистый агрегат бурого цвета. Это окисление и гематитизация оливина происходят в зоне окисления титаномагнетитовых руд и по зонам нарушения.

Хромшпинелид в виде единичных зерен, размером около 0,05 мм, обычно корродированных титаномагнетитом, отмечен лишь в верлитах при просмотре полированных шлифов. Для диагностики и количественной оценки хромшпинелид был выделен путем химического разложения проб.

Количество хромшпинелида варьирует от 0,01 (пироксенит) до 0,36 % (верлит). Рентгенометрическое определение параметра решетки по линиям с индексами 220, 311, 400 и 800, равное $8,28 \text{ \AA}$, позволяет диагностировать его как хромпикотит.

В состав хромшпинелида входят, мас. %: SiO_2 1,30; TiO_2 0,80; Al_2O_3 7,86; Fe_2O_3 12,87; FeO 12,19; MnO 1,70; MgO 11,80; CaO 0,22; K_2O 0,07; Na_2O 0,05; п. п. п. 0,30; Cr_2O_3 49,66; Ni 0,05; Co 0,0015; V_2O_5 0,10; P 0,05; S 0,09, сумма — 99,13. Кристаллохимическая формула исследованного хромшпинелида соответствует хромпикотиту: $[(\text{Mg}_{4,66} \cdot \text{Fe}_{2,70} \cdot \text{Mn}_{0,38} \times \text{Ca}_{0,06})_{7,80} (\text{Cr}_{10,41} \cdot \text{Fe}_{2,58} \cdot \text{Al}_{2,45} \cdot \text{Fe}_{0,35} \cdot \text{Ti}_{0,16})_{15,95}]_{23,75} \cdot \text{O}_{82}$.

Сульфиды. В группе сульфидных рудных минералов отмечаются наиболее часто два основных минерала: пирит и халькопирит. Оба минерала являются низкотемпературными образованиями. Пирит отмечается как среди силикатных, так и рудных минералов. В зернах пироксена, роговой обманки и плагиоклаза наблюдается в виде очень мелких (со-

тые и тысячные доли миллиметра) идиоморфных зерен. Крупные выделения пирита, до 10 мм в поперечнике, выполняют промежутки между силикатными и рудными минералами. Совместно с халькопиритом и другими сульфидами пирит обычно развивается по трещинам в зернах силикатных и рудных минералов. Зерна пирита, как правило, не содержат включений других минералов. Наиболее часто выделения сульфидов, в том числе и пирита, отмечаются в зонах амфиболизации пироксенитов. Особенно хорошо это можно наблюдать в Западном и Главном карьерах Гусевогорского месторождения.

Халькопирит отмечается совместно с пиритом, но реже, чем последний. Выполняет трещины в зернах силикатных и рудных минералов и промежутки между ними. Размеры зерен халькопирита колеблются от 0,1 до 1,5 мм в поперечнике. Иногда наблюдаются редкие выделения халькопирита с вrostками борнита, возникающими в результате распада твердого раствора. Из вторичных минералов по пириту и халькопириту развиваются лимонит (наиболее часто), ковеллин, медная зелень и медная синь. Последние часто образуют многочисленные призмы в зонах амфиболизации и в участках тектонических нарушений.

В выделенных сульфидных концентратах наряду с сульфидами железа и меди работами института Уралмеханобр и Качканарского ГОКа было установлено повышенное содержание платиноидов и выявлены сульфиды, арсениды, теллуриды палладия и платины (высоцкит и платиновый высоцкит, брэггит, железистый и ртутный брэггит, атенеит, мартинит, теллурид палладия, ртутный теллурид палладия и др.), а также единичные зерна платины, представленные высокожелезистым поликсеном в срастании с лауритом, эрлиманитом, куперитом [14, 21]. Этот тип, представленный гидротермально-пневматолитовой минерализацией с преобладанием палладия в породах и рудах массива, распределяется неравномерно и связан с зонами амфиболизации, появлением в них апатита и сульфидов железа и меди. Основная же масса платиновой минерализации раннего этапа связана с поликсеном, железистым поликсеном, невьянскитом, сысертским, осмием самородным и др. [57, 133]. При наложении вторичных процессов амфиболизации на пироксениты происходит изменение состава поликсенов. Наряду с уменьшением титана в титаномагнетите в составе поликсена уменьшается содержание железа и увеличивается содержание палладия.

Среди главнейших рудообразующих элементов Качканарского массива и его руд следует назвать элементы семейства железа (железо, титан и ванадий) [16]. Содержание этих элементов сильно колеблется и в целом зависит от состава руд, главным образом от количества рудных минералов, в основном титаномагнетита — главного их концентратора.

Несмотря на то что рассматриваемые элементы входят в одно семейство, роль их и геохимические особенности различны. Полученные нами данные по их распределению подтверждают это.

ЖЕЛЕЗО

В породах Качканарского массива железо образует самостоятельные окисные минералы (магнетит, ильменит, гематит) и входит в состав основных силикатных минералов — клинопироксена, амфибала и др. Распределение железа в породах зависит в первую очередь от количества магнетита в них.

В результате статистической обработки данных химических анализов Н. Н. Ивченко, П. П. Бастан [47], В. Г. Фоминых, П. И. Самойловым и другими [122] установлены закономерности распределения железа в различных типах руд и пород.

Кривые распределения железа [47] по типам пород и руд Главной залежи Гусевогорского месторождения показали, что рудные породы и оливиновые безрудные имеют бимодальное распределение (рис. 102): первые — 16,7 %, вторые — 8 %. В то же время разновидности рудных пород имеют различное одномодальное распределение железа (рис. 103). Рудные пироксениты имеют моду около 16 %, их амфиболизированные разности 15 %, а рудные оливиновые пироксениты 18 %.

Геохимическая характеристика руд во многом определяется количеством железа (пределы содержаний которого колеблются от 4 до 30 мас. %), являющегося носителем основных корреляционных связей с другими компонентами [47, 122]. Это позволило использовать закономерности распределения железа для выделения статистически однородных по химическому составу разностей пироксенитов и их более детального расчленения.

Статистическая модель распределения содержаний железа была выбрана исходя из представлений о генезисе железа как эволюционном многоэтапном процессе, при котором отдельные акты минералообразования незначительны по объему, примерно равнозначны и слабо связанны [50, 149].

Статистическая обработка материалов опробования разведочных скважин Гусевогорского месторождения показала, что как оливиновые, так и магнетитовые пироксениты (рис. 104, 105) неоднородны.

Выборка химических анализов оливиновых пироксенитов в количестве 1931 проб может быть расчленена на две однородные совокупности с параметрами $x_0=2,5\%$, $\sigma=\pm 1,6\%$ и $x_0=0,9\%$, $\sigma=\pm 2,8\%$.

Магнетитовые пироксениты (выборка из 4933 проб) могут быть пред-

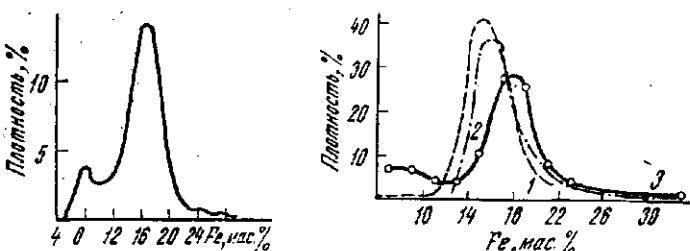


Рис. 102. Распределение содержаний железа в рудах Главной залежи Гусевогорского месторождения [47].

Рис. 103. Распределение содержаний железа в рудных породах Главной залежи Гусевогорского месторождения [47].

1 — пироксениты; 2 — амфиболизированные пироксениты; 3 — оливиновые пироксениты.

ставлены тремя однородными совокупностями, две из которых имеют те же параметры, что и составляющие выборку оливиновых пироксенитов, а третья имеет параметры $x_0 = 11,7\%$ и $\sigma = \pm 1,73\%$. В обоих случаях подобранные распределения находились в статистически значимом согласии с фактическим материалом по критериям К. Пирсона (0,61; 0,73) и А. Н. Колмогорова (0,95; 0,99).

Выделяются три основные группы концентрации железа в породах и рудах Гусевогорского месторождения. Первая группа представляет собой концентрацию железа в оливиновых пироксенитах.

Основной рудный процесс, с которым связано формирование вкрапленных титаномагнетитовых руд качканарского типа, характеризуется совокупностью, показанной на рис. 105 (кривая 3). Значительную часть в двух описанных выборках составляет еще одна, ранее не установленная совокупность, занимающая промежуточное положение между безрудными и магнетитовыми пироксенитами.

Изучение пространственного распределения содержаний железа по Главной залежи Гусевогорского месторождения показало, что в контактах оливиновых и магнетитовых пироксенитов выделяются зоны мощностью от 10 до 20 м, представленные оливинсодержащими рудными пироксенитами; содержание железа в них колеблется от 13 до 15%; по-видимому, это реакционные каймы, возникшие в результате воздействия основного процесса рудоотложения на более ранние оливи-

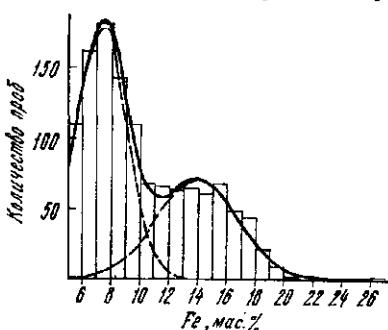


Рис. 104. Распределение содержаний железа в оливиновых пироксенитах.

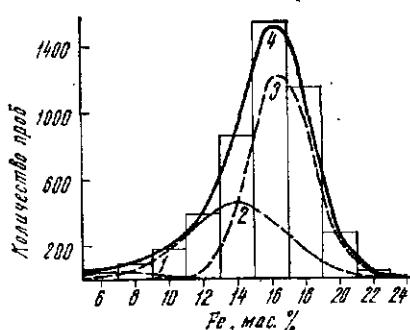


Рис. 105. Распределение содержаний железа в магнетитовых пироксенитах.

1 — оливиновые пироксениты, 2 — оливиновые магнетитовые пироксениты, 3 — магнетитовые пироксениты, 4 — общая выборка проб (4933 пробы).

Таблица 20

Распределение железа в породах и рудах Гусевогорского месторождения

№ п.п.	Интервал содержания, мас. %	Габбро	Магнетитовый пироксенит			Пироксенит амфибилизированный и фельдшпатизированный	Оливиновый пироксенит	Верлит	Без разделения на типы			
			мелко-зернистый	средне-зернистый	крупно-зернистый				n	p	n	p
1	0—2	—	—	—	—	1	0,05	—	—	—	1	1,32
2	2—4	—	—	—	—	2	0,10	—	—	—	—	2
3	4—6	2	1,28	1	2,08	12	0,65	—	—	3	1,44	30
4	6—8	14	15,47	—	—	56	3,13	—	—	7	3,40	129
5	8—10	39	25,19	—	—	43	2,36	—	—	10	4,86	89
6	10—12	39	25,19	—	—	63	3,37	—	—	14	6,81	57
7	12—14	24	15,52	2	4,16	135	7,37	—	—	10	4,88	85
8	14—16	13	8,37	3	6,37	353	18,87	1	5,9	47	22,89	118
9	16—18	7	4,51	13	27	14,655	34,17	5	28,38	78	38,08	137
10	18—20	5	3,22	23	47,77	378	20,24	6	35,22	30	14,76	78
11	20—22	2	1,28	4	8,32	191	5,39	2	11,8	2	0,96	31
12	22—24	—	—	1	2,08	34	1,86	2	11,8	1	0,48	5
13	24—26	—	—	—	—	22	1,18	—	—	2	0,96	5
14	26—28	—	—	1	2,08	14	1,16	1	5,9	1	0,48	1
										1	0,13	1
										1	1,32	19
												0,60

* Здесь и далее n — число проб, p — частота встречаемости, %.

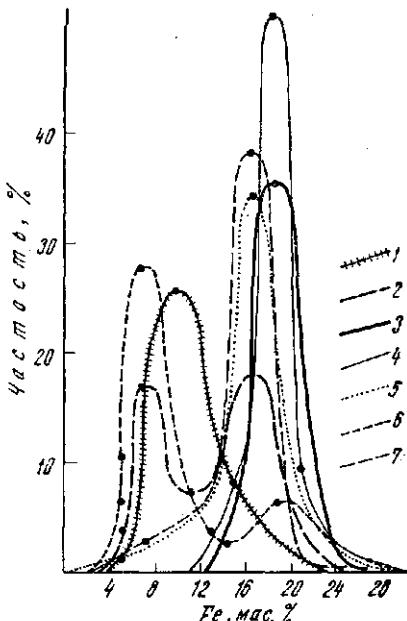
новые пироксениты. С этим, вероятно, связаны и постепенно возрастающая железистость сосуществующих клинопироксена и оливина, повышенная титанистость титаномагнетита в пироксенитах Качканара от безрудных оливиновых к магнетитовым пироксенитам [122].

Распределение содержаний валового железа по различным горизонтам и профилям Главной залежи Гусевогорского месторождения в целом остается неизменным на протяжении всей рудной залежи, а с глубиной намечается тенденция уменьшения его [47]. Кривые распределения валового железа для всех типов пород и руд месторождения, построенные нами на основе обработки нескольких тысяч химических анализов разведочного и эксплуатационного опробования (табл. 20) и по отдельным рудным залежкам, позволили детализировать особенности распределения валового железа (рис. 106) и сделать несколько выводов.

1. Все породы, независимо от пет-

Рис. 106. Гистограммы распределения содержаний железа в породах и рудах Гусевогорского месторождения.

1 — габбро; 2 — оливиновый пироксенит; 3 — крупно-зернистый рудный пироксенит; 4 — среднезернистый рудный пироксенит; 5 — тонко-мелкозернистый рудный пироксенит; 6 — верлит; 7 — амфибилизированный и фельдшпатизированный пироксенит.



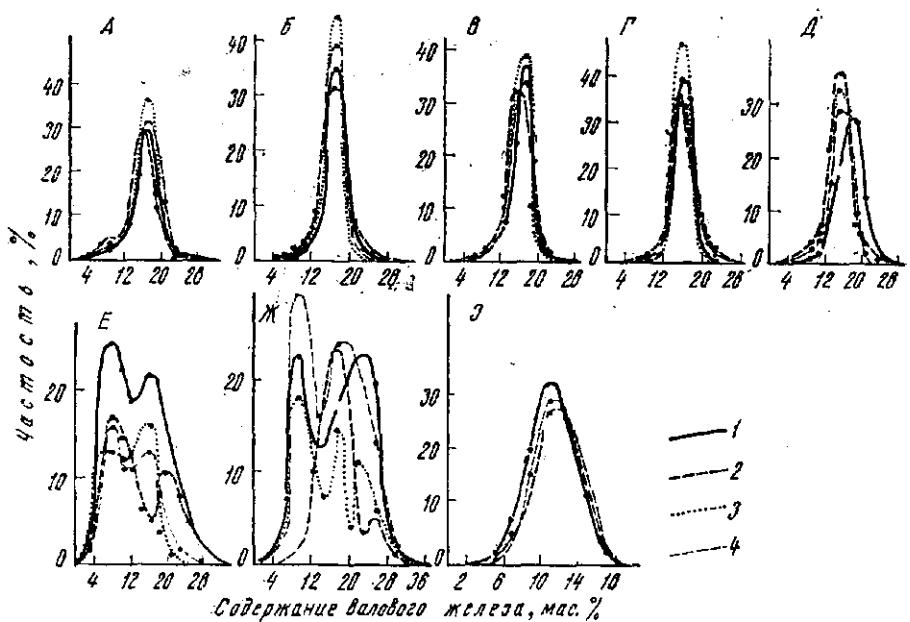


Рис. 107. Распределение содержаний железа в породах и рудах Гусевогорского месторождения.

Залежи: 1 — Главная, 2 — Западная, 3 — Северная, 4 — в целом по месторождению. А — без расчленения по типам пород (1—4 — соответственно количество проб 7319, 3079, 5808, 16255); Б — в рудных пироксенитах (3447, 436, 2986, 6869); В — в амфиболизированных рудных пироксенитах (1655, 841, 855, 335); Г — в фельдшпатизированных рудных пироксенитах (242, 1103, 58, 403); Д — в оливинсодержащих рудных пироксенитах (396, 70, 1128, 1594); Е — в оливиновых пироксенитах (1279, 77, 28, 268); Ж — в верлитах (179, 61, 28, 268); З — в габбро (119, 193, 312).

рографического состава, имеют одномодальное распределение железа, за исключением оливиновых пироксенитов.

2. Рудные пироксениты имеют одномодальное распределение железа, но содержание его зависит от крупности зерен клинопироксена и рудных вкрапленников в пироксените, т. е. от структурно-текстурного типа рудного пироксенита. Максимальное содержание железа устанавливается в крупно- и среднезернистых рудных пироксенитах (мода 18 %) в центральных частях залежей. По мере уменьшения зернистости пироксенитов содержание железа падает (в тонко-мелкозернистых пироксенитах мода около 16,5 %). Этот тип пироксенитов располагается

в краевых частях рудных залежей и возникает в результате бластомилонитизации крупнозернистых разностей рудных клинопироксенитов.

3. Изучение распределения содержаний железа без разделения на петрографические типы по отдельным залежам показало, что кривые распределения имеют одинаковый облик и близкие модальные значения —

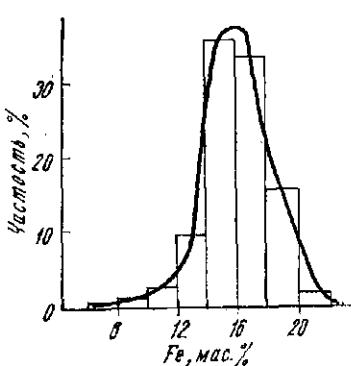


Рис. 108. Распределение содержаний валового железа в рудных оливиновых пироксенитах из экзоконтактной зоны Главной залежи (380 проб).

Рис. 109. Распределение содержаний валового железа в рудных пироксенитах Собственно-Качканарского месторождения (365 проб).

16,5 % (рис. 107).

4. Амфиболизированные и фельдшпатизированные пироксениты по отдельным залежам также имеют одинаковый облик и моду, близкую к 16,5 %.

5. В оливинсодержащих рудных пироксенитах всех залежей Гусевогорского месторождения, за исключением Главной, кривые распределения имеют симметричный характер, и модальные значения содержаний близки к 16 %.

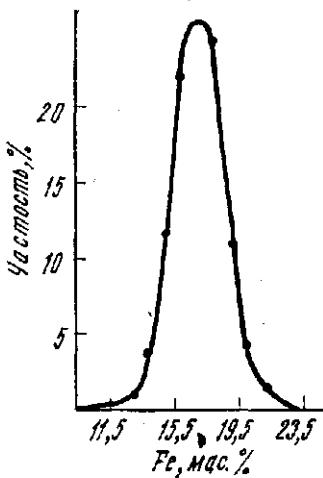
6. Кривые распределения содержаний железа в оливиновых пироксенитах бимодальные для всех рудных залежей. Первая мода соответствует безрудным оливиновым пироксенитам и составляет около 8 %, вторая — оруденелым и равна 16 %. Аналогичны кривые распределения верлитов.

7. Габброиды, вмещающие пироксенитовые тела, как правило, безрудные. Кривые распределения содержаний валового железа в них имеют одинаковый облик и модальное значение, равное 12 %.

Анализы проб оливиновых пироксенитов из контактной зоны с магнетитовыми пироксенитами показали, что модальное значение содержаний валового железа составляет 16 %, а кривая распределения носит ярко выраженную левую асимметрию (рис. 108) и занимает промежуточное положение между оливиновыми и безрудными и безоливиновыми магнетитовыми пироксенитами [131]. Кривая распределения содержаний валового железа в рудах Собственно-Качканарского месторождения носит одновершинный характер с модой около 17 % и аналогична кривой для вкрапленных руд Гусевогорского месторождения (рис. 109). Корреляционный анализ, выполненный нами на ЭВМ, показал следующие значения коэффициентов корреляции: Fe—V 0,61, Fe—Ti 0,71, V—Ti 0,83.

Изучение распределения валового железа в пространстве с использованием данных анализов колонкового бурения позволило нам еще в середине шестидесятых годов построить феррометрические карты по отдельным горизонтам Главной залежи Гусевогорского месторождения и сводный феррометрический план залежи [122]. Было установлено, что руды с различным содержанием железа в рудных залежах распределяются неравномерно. Размещение их в горизонтальной плоскости по горизонту 235 (рис. 110, A) подчиняется определенной закономерности. Поля магнетитовых пироксенитов с повышенным содержанием железа (18—20 % и выше) имеют более четкие контуры и тяготеют к юго-западной и северо-восточной частям залежи. Они образуют полосы, вытянутые в северо-западном направлении, и занимают периферийную часть залежи вблизи контакта с безрудными оливиновыми пироксенитами. На западном выклинивании залежи они сближаются.

Поля руд с содержанием железа 16—18 и 14—16 % составляют большую часть залежи и имеют извилистые контуры. Руды с содержанием железа 16—18 % занимают центральную часть залежи, а с мини-



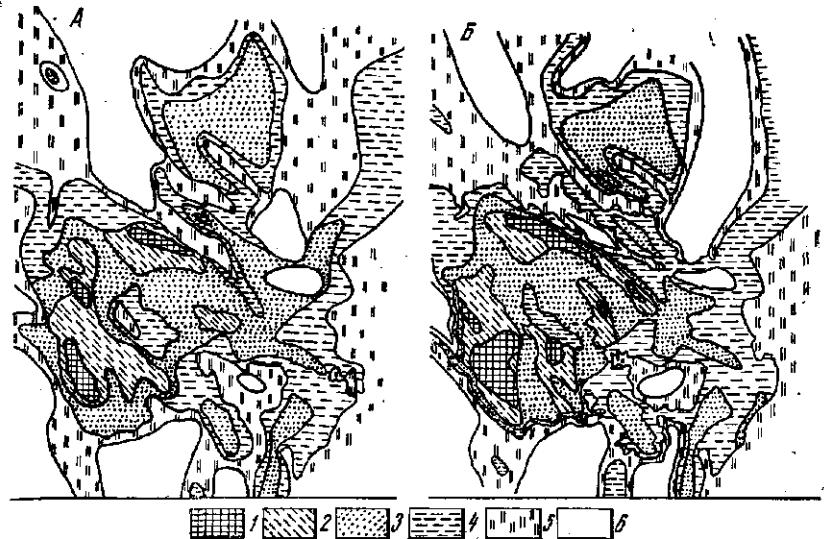


Рис. 110. Феррометрические планы Главной залежи Гусевогорского месторождения по горизонту 235 м (А) и с поверхности (Б).

1—6 — породы с различным содержанием железа, %: 1 — более 20; 2 — 18—20; 3 — 16—18; 4 — 14—16; 5 — 10—14; 6 — менее 10.

мальным промышленным (14—16 %) приурочены к периферии. Аналогичное расположение имеет поле с содержанием железа 10—14 %. Таким образом, в распределении железа на горизонтальной плоскости намечается узкая дугообразная полоса первичного обогащения на северо-востоке и юго-востоке залежи, приуроченная к приконтактовой зоне с безрудными оливиновыми породами и соответствующая возникновению первичной зональности залежи; в миниатюре залежь напоминает зарисовку штуфа (рис. 111). Бедные руды (16—14 %) узкой кай-

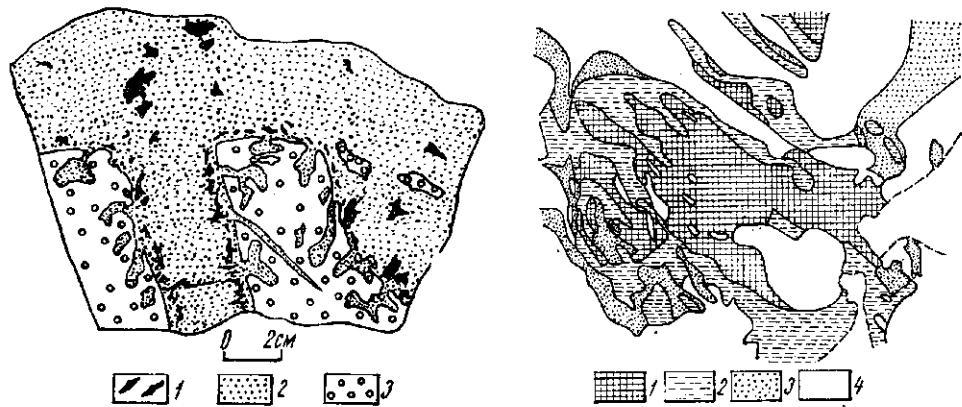


Рис. 111. Характер выделения титаномагнетита (1) в зоне контакта рудных пироксенитов (2) с останцом оливинита (3). Зарисовка штуфа. Гора Б. Гусева.

Рис. 112. Феррометрический поверхностный план Главной залежи Гусевогорского месторождения.

Содержание валового железа, мас. %: 1 — менее 14; 2 — 14—16; 3 — 16—18; 4 — более 18.

Рис. 113. Феррометрический поверхностный план Северной залежи Гусевогорского месторождения.

Содержание валового железа, мас.%: 1 — менее 14; 2 — 14—16; 3 — 16—18; 4 — более 18.

мой обрамляют контур промышленного оруденения. Такое же распределение с различным содержанием железа повторяется на поверхностном феррометрическом плане Главной залежи (рис. 110, Б).

Распределение двуокиси титана и пятиокиси ванадия на поверхностных и погоризонтных планах в целом повторяет распределение валового железа [122]. Феррометрические планы, построенные по данным опробования керна колонкового бурения, подтвердили полученные нами ранее результаты (рис. 112—114) [122] и позволили детализировать некоторые особенности. Установленная неравномерность в распределении железа в целом повторяется в останцах оливиновых пироксенитов, т. е. участки с повышенным содержанием железа (18 % и выше) располагаются в призальбандовой части в контактной зоне с оливиновыми пироксенитами. Это особенно наглядно видно на погоризонтных планах Главной залежи Гусевогорского месторождения, построенных по данным эксплуатационного опробования (рис. 115).

На всех погоризонтных феррометрических планах выявляется первичная зональность в распределении железа и в первую очередь магнетита, так как железистость сосуществующего с ними клинопироксена рудных пироксенитов не превышает 24 %.

Исследования, выполненные на Главной залежи Гусевогорского месторождения Р. Г. Иблаимовым [43], подтвердили полученные нами данные по распределению валового железа, зернистости клинопироксенитов и рудных титаномагнетитовых вкраплеников и хорошо фиксируют выявленную нами зональность, возникшую в результате бластомилонитизации.

Развитие интенсивной амфиболизации и фельдшпатизации особенно в восточной части Главной и западной — Западной залежи привело к ликвидации первичной зональности, перераспределению железа и к еще большей неоднородности его распределения в связи с появлением прожилкового типа оруденения и замещением клинопироксена амфиболом.

Минералы-концентраторы железа и их распределение в рудах. Железо — главный элемент и полезный компонент титаномагнетитовых руд. Он образует два самостоятельных Fe — Ti окисных минерала (магнетит

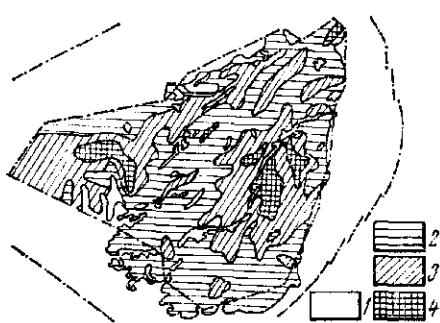
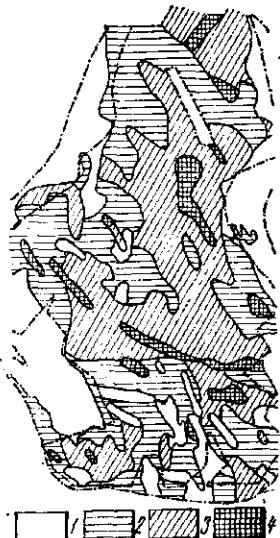


Рис. 114. Феррометрический поверхностный план Западной залежи Гусевогорского месторождения.

Содержание валового железа, мас.%: 1 — менее 14; 2 — 14—16; 3 — 16—18; 4 — более 18.



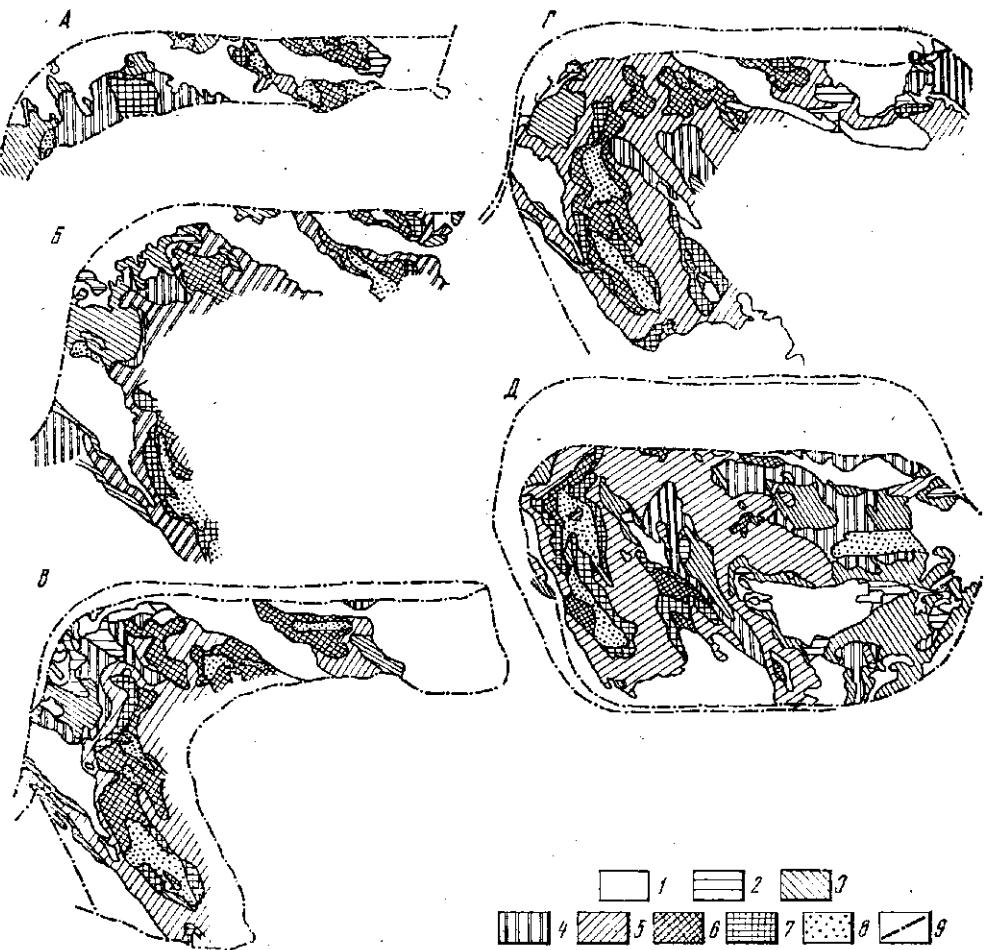


Рис. 115. Феррометрические планы горизонтов Главной залежи Гусевогорского месторождения по данным эксплуатационного опробования.

A — 310 м; *B* — 295 м; *C* — 280 м; *D* — 265 м; *E* — 235 м. Содержание валового железа, мас.%: 1 — менее 14; 2 — 14—15; 3 — 15—16; 4 — 16—17; 5 — 17—18; 6 — 18—19; 7 — 19—20; 8 — свыше 20; 9 — границы горизонта.

и ильменит) и входит в виде двух- и трехвалентного иона как изоморфная примесь в состав всех силикатных минералов Гусевогорского месторождения. Содержание окисного и закисного железа в различных минералах из пород и руд различно (табл. 21). Максимальное количество его отмечено в титаномагнетитах и ильменитах, в силикатах его содержание минимальное. В силикатных минералах максимальное содержание железа устанавливается в оливине. Кроме того, содержание железа в минералах из различных пород различное. Так, ильмениты из рудных пироксенитов содержат на 5 % больше валового железа по сравнению с ильменитами из сплошных титаномагнетитовых руд, а содержание из этих же пород соответственно закисного железа в ильменитах — на 8 % больше.

В магнетите — основном минерале-концентраторе — из сплошных

Таблица 21

Содержание окисного (а), закисного (б) и валового (в) железа в минералах пород и руд Гусевогорского месторождения, мас. %

Основные породы и руды	Формула железа	Титаномагнетит	Ильменит	Клинопироксен	Амфибол	Оливин
Сплошная титаномагнетитовая руда	а	60,23 (12)	11,98	3,65 (4)	6,62 (2)	2,35
		56,20—62,48		2,35—4,21	4,90—8,33	
		28,18 (12)		3,23 (4)	3,97 (2)	
		20,13—32,70		2,0—5,85	1,73—6,20	
	б	64,03 (12)	28,73	5,14 (4)	7,71 (2)	15,76
		58,40—66,74		4,50—6,19	7,17—8,25	
	в	30,71				13,89
Рудный пироксенит	а	61,96 (32)	9,79 (2)	3,41 (30)	9,91 (4)	1,06 (3)
		52,02—63,83	7,74—11,83	1,90—5,63	4,27—6,43	0,40—1,59
		29,39 (32)	36,54 (2)	3,83 (30)	13,63 (4)	15,57 (3)
		25,13—30,83	31,96—41,11	1,57—6,42	5,48—9,65	14,18—16,45
	б	64,22 (32)	35,24 (2)	5,33 (30)	8,76 (4)	12,85 (3)
		58,46—66,85	33,12—37,37	3,23—8,24	7,53—11,99	
	в					
Рудный анортозит	а	59,30 (2)	—	—	—	—
		58,46—60,15				
		31,86 (2)				
		30,60—33,12				
	б	66,24 (2)				
		65,85—66,63				
	в					
Рудный оливиновый пироксенит	а	59,10 (3)	—	3,15 (7)	4,83	—
		57,35—60,78		1,33—4,61		
		29,84 (3)		4,33 (7)		
		29,40—30,45		1,90—4,28		
	б	64,53 (3)		4,46 (7)	4,88	—
		63,78—65,58		3,63—4,93		
	в					
Амфиболизированный рудный пироксенит	а	61,42 (15)	—	3,63 (10)	5,54 (12)	—
		55,71—66,03		1,51—4,96	4,23—7,40	
		28,27 (15)		3,59 (10)	6,18 (12)	
		26,15—29,50		2,86—5,71	3,21—9,27	
	б	64,93 (15)		5,23 (10)	8,49 (12)	—
		60,07—67,57		4,86—5,81	7,07—11,98	
	в					
Оливиновый пироксенит безрудный	а	59,94 (7)	—	2,42 (6)	4,07	1,82
		51,41—65,01		1,80—3,32		
		29,32 (7)		3,73 (6)		
		28,37—30,23		2,16—5,59		
	б	64,71 (7)		4,47 (6)	4,57	17,62
		58,87—68,97		3,01—5,63		
	в					

Продолжение табл. 21

Основные породы и руды	Формула железа	Титаномагнетит	Ильменит	Клино-пироксен	Амфибол	Оlivин
Верлит	a	52,89 (5) 41,79—65,86 26,34 (5)	—	3,12	—	3,74
	б	19,66—30,53 57,47 (5)	—	2,86	—	16,07
	в	44,51—66,72	—	4,41	—	15,11
Оливинит	a	60,13 (2) 56,37—63,88 27,05 (2)	—	—	—	1,46
	б	26,91—27,10 63,04 (2)	—	—	—	16,07
	в	60,49—65,60	—	—	—	13,97
Горнблендит	a	61,13 (2) 57,33—64,92 27,43 (2)	10,84	3,30 (4) 2,18—5,76 5,99 (4)	4,75 (5) 4,56—4,89 6,25 (5)	—
	б	26,91—27,95 64,07 (2)	33,53	3,70—11,80 6,99 (4)	5,05—7,42 8,18 (5)	—
	в	61,01—67,13	33,64	4,64—10,80	7,28—9,01	—
Габбро	a	63,11 (7) 60,60—68,20 30,53 (7)	7,94	—	5,44	—
	б	27,80—33,71 67,70 (7)	40,40	—	8,52	—
	в	64,46—69,46	36,96	—	10,43	—

Примечание. Таблица составлена по данным полных химических анализов минералов. Анализы выполнены в Полесской лаборатории ПГО «Уралгеология». В числителе — среднеарифметическое содержание, в скобках — количество проб; в знаменателе — пределы колебаний.

руд, рудных пироксенитов и других разновидностей рудных пород содержание валового железа составляет приблизительно 64,5 %; незначительно меняются и содержания закисного и окисного железа, но в каждой группе пород пределы колебания меняются сильно, что связано с различным количеством элементов-примесей в магнетитах.

Химические анализы титаномагнетитов из различных типов пород и руд приведены ранее. Составлена гистограмма распределения валового железа в магнетитах из различных пород и руд месторождения (рис. 116). В целом магнетиты имеют одинаковое содержание валового железа (64,7 %), а кривые распределения содержаний железа имеют одномодальный облик, лишь в ряде случаев отмечено бимодальное распределение в габбро и средне-крупнозернистых рудных пироксенитах. Последние отличаются повышенным содержанием железа от титаномагнетитов мелкозернистых рудных пироксенитов. Несколько понижено

Рис. 116. Распределение содержаний железа в титаномагнетитах различных типов пород и руд.

1 — мелкозернистый пироксенит (23 пробы); 2 — средне- и крупнозернистый пироксениты (17 проб); 3 — габбро (21 проба); 4 — горнбледит (4 пробы); 5 — сплошная титаномагнетитовая руда (50 проб); 6 — в целом по месторождению (115 проб).

содержание валового железа в магнитном концентрате из рудных пироксенитов Собственно-Качканарского месторождения (рис. 117), что, по-видимому, связано с тем, что в состав концентратов, полученных на Качканарском ГОКе, входит большее количество силикатных зерен.

Другими важными концентриаторами железа являются фемические силикатные минералы: клинопироксен, оливин и амфибол. По качественному содержанию в породах (пироксенитах) значительная часть силикатного железа приходится на долю клинопироксена.

Клинопироксены Качканарского массива представлены рядом диопсид — геденбергит с низкой и умеренной железистостью. Содержание железа в них колеблется от 1 до 5 %, при этом большие колебания относятся к окисному железу (см. табл. 21) за счет появления фассаитовой составляющей, молярная доля которой значительно увеличивается в крупнозернистых рудных и в мелкозернистых перекристаллизованных разностях пироксенитов, тогда как в оливиновых она минимальна. Возрастает также общая железистость клинопироксенов из рудных пироксенитов от 8 до 24.

Среди клинопироксенов, как указывалось ранее, отчетливо выделяются два типа пироксенов, между которыми существует постепенный переход: а) бледно-зеленые макроскопически и бесцветные под микроскопом; б) темно-зеленые макроскопически и зеленоватые под микроскопом. Пироксины первой группы слагают оливиновые пироксениты и другие безрудные породы и характеризуются малым содержанием глинозема, двуокиси титана, несколько пониженным содержанием железа и повышенным содержанием магнезии. Пироксины второй группы сложены рудные породы (пироксениты, верлиты и др.).

При изучении контактных зон рудных пироксенитов с вмещающими оливиновыми установлено, что железистость существующих оливинов и клинопироксенов возрастает от оливиновых безрудных пироксенитов к рудным постепенно, возрастает также содержание элементов семейства железа в рудах, количество магнетита и величина магнитной восприимчивости, в целом повторяя описанную нами первичную зональность и в то же время указывая на повышенное количество магнетита в эндоконтактной зоне рудных пироксенитов.

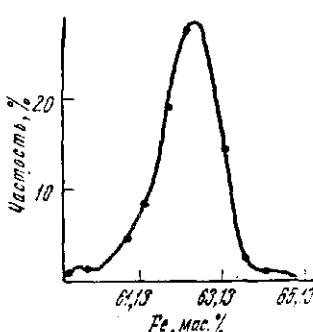
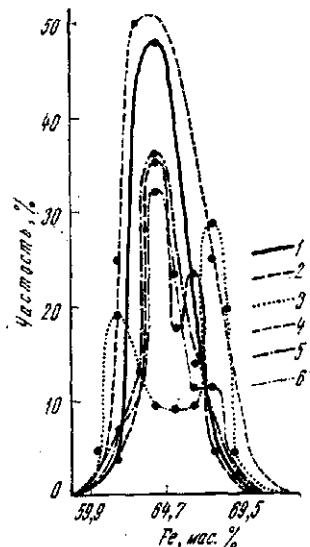


Рис. 117. Распределение содержаний валового железа в магнитном концентрате из руд Качканарского месторождения (373 пробы).



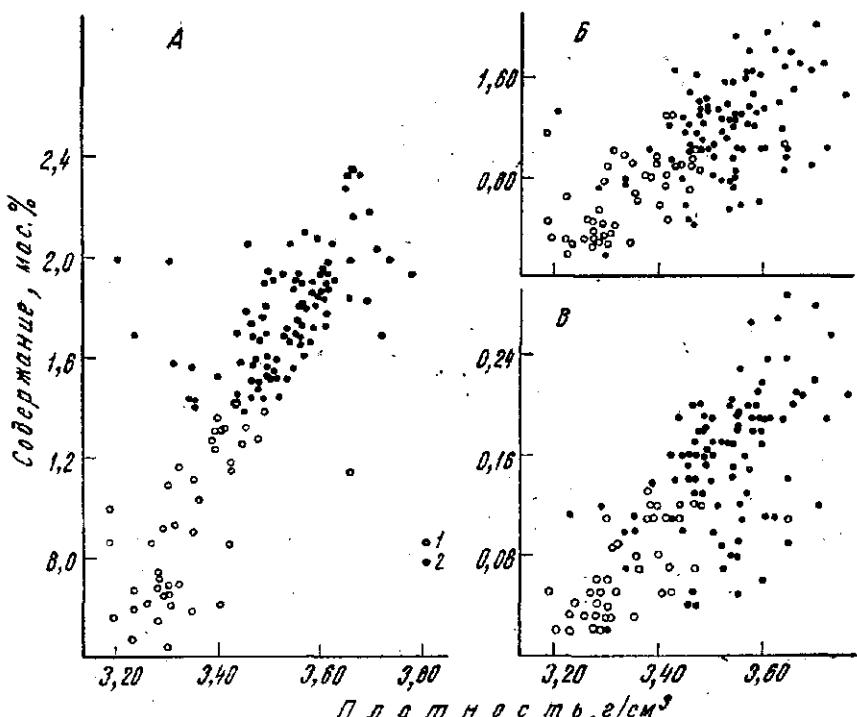


Рис. 118. Зависимость содержаний железа (А), двуокиси титана (Б) и пятиокси ванадия (В) в оливиновых (1) и магнетитовых (2) пироксенитах от плотности.

Для определения физических свойств пород и руд Гусевогорского месторождения и выявления зависимости их от состава отобрано 196 проб. Проведены измерения магнитной восприимчивости, плотности и определено количество магнетита, валового железа и пятиокси ванадия. Плотность руд зависит от содержания элементов семейства железа, в том числе и от самого железа, и от количества магнетита (рис. 118, 119). Магнитная восприимчивость также связана с содержанием в рудах магнетита (рис. 120). В свою очередь плотность и магнитная восприимчивость находятся в прямой зависимости (рис. 121, 122).

Исследования показали [68, 84] возможность применения каппометрии порошковых проб (использования магнитной восприимчивости) для определения в них валового железа. Нами сделана попытка вы-

явить основные зависимости физических свойств пород и руд Гусевогорского месторождения от химического и минерального состава с использованием современных вычислительных средств. Из карьера Главной залежи Гусевогорского месторождения были

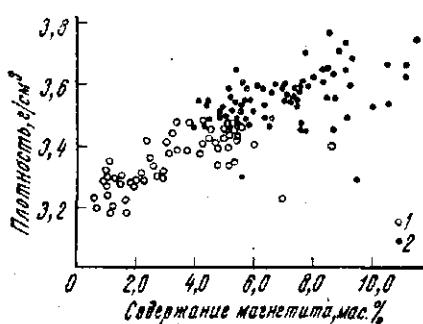


Рис. 119. Зависимость плотности оливиновых (1) и магнетитовых (2) пироксенитов от содержания в них магнетита.

Рис. 120. Зависимости магнитной восприимчивости оливиновых (1) и магнетитовых (2) пироксенитов от содержания в них магнетита.

отобраны 69 образцов основных типов пород и руд. Из образцов изготовлены кубики размером 30×30 мм и порошковые пробы. Все образцы, приведенные к одному объему и форме, использованы для измерения плотности (δ) (гидростатическим методом), магнитной проницаемости (μ), остаточного намагничения (Br) и коэрцитивной силы (He).

Магнитные свойства измерены стандартным ферротестометром в намагниченном поле ≈ 400 Э промышленной частоты. Точность определения магнитных свойств не ниже $\pm 5\%$ к измеряемой величине. Все порошковые пробы подвергали полному силикатному анализу и определению удельной магнитной восприимчивости (УМВ). Измерение УМВ осуществляли капилляром типа ИМВ по специально разработанной методике. С этой целью из органического стекла была изготовлена кювета, форма и положение которой на датчике выбирали так, чтобы вся емкость оказывалась в однородной части магнитного потока. Пробу засыпали в кювету до ее полного заполнения, что обеспечивало строго постоянный объем измеряемой массы, после чего кювету фиксировали в установленном положении.

При таком способе измерения кажущаяся величина магнитной восприимчивости (χ), отсчитываемая по индикатору, пропорциональна удельной магнитной восприимчивости порошка (x) и его весу (P):

$$\chi = Px.$$

Для повышения надежности и точности измерений для каждой пробы выполняли три-четыре независимых определения магнитной восприимчивости при разной плотности упаковки порошка. В качестве окончательного значения УМВ брали величину, вычисленную из всех частных значений (n) по способу наименьших квадратов:

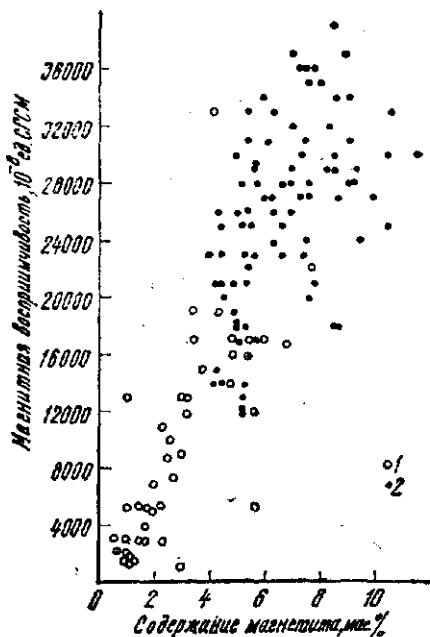
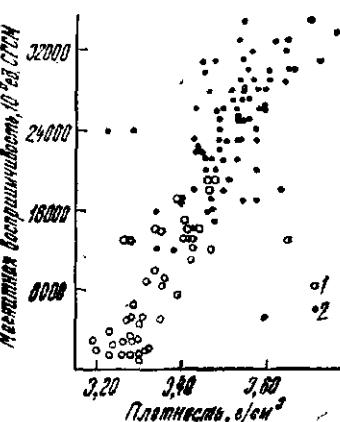
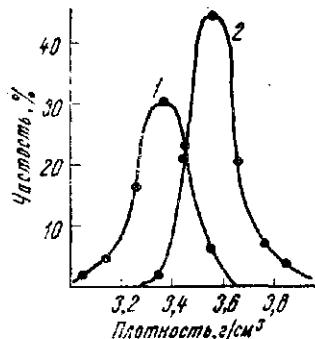


Рис. 121. Зависимость магнитной восприимчивости оливиновых (1) и магнетитовых (2) пироксенитов от плотности. Гусевогорское месторождение. Главная залежь.

Рис. 122. Распределение значений плотности оливиновых (1) и магнетитовых (2) пироксенитов.



Как показали независимые контрольные измерения, величина УМВ определялась со среднеквадратической погрешностью ± 5 ед. СГСМ/ч.

Описание взаимоотношений физических свойств пород и руд и вещественного состава с математической точки зрения сводится к построению многомерной функции, насчитывающей более 10 переменных величин, что, естественно, встречает известные трудности. Поэтому нам при-

шлось сократить число переменных и ограничиться анализом частных связей. Из всех магнитных параметров нами рассмотрена лишь удельная магнитная восприимчивость, из соединений железа — валовое железо.

Частный характер связей заключается в том, что каждая из них включала всего лишь три переменные: плотность, удельную магнитную восприимчивость и концентрацию одного из компонентов химического состава. По числу химических компонентов составлено девять связей.

Первым вопросом, возникающим при построении функции $c = f(x, \delta)$, где c — концентрация химического элемента, x — удельная магнитная восприимчивость, δ — плотность, является выбор подходящего аналитического выражения. Сложность зависимости и отсутствие теоретических разработок не позволяют на основе априорных представлений установить общий вид функции. Предложенный Р. И. Дубовым [28] способ отбора функций по наименьшему числу в них параметров, с которыми достигается средняя квадратическая погрешность приближения, одинаковая со стандартом «шумов» исходных данных, пока не имеет алгоритма для быстрого сужения класса рассматриваемых аналитических выражений. Это приводит к необходимости искусственного ограничения поиска произвольным набором функций. Этот же недостаток присущ и методу Е. И. Пустыльника [85], в котором выбор функций ведется по минимуму средней квадратической погрешности приближения, подсчитываемой с учетом уменьшения степеней свободы. Поэтому допустимо, в частности, приближение степенным рядом. Вслед за таким условным решением возникает вопрос о подходящем способе устойчивого суммирования ряда.

Необходимость принятия специальных мер при суммировании вызывается переходом погрешностей исходных данных на вычисляемые по ним коэффициенты ряда и его сумму. Как показывают исследования [7, 28, 109], суммирование рядов происходит устойчиво при согласовании точности исходных данных и самого приближения. Такое согласование достигается применением специальных регулирующих множителей. В частном случае множители могут иметь значения 0 или 1, т. е. члены ряда суммируются как вычисленные или отбрасываются [109]. Г. И. Боганик [7] и Р. И. Дубов [28] предложили простой алгоритм суммирования ряда с регулирующими множителями 0 и 1, полином наращивается, т. е. члены ряда берутся с единичным регулирующим множителем до получения погрешности приближения, одинаковой со стандартом помех в исходных данных.

В рассматриваемом случае стандарт помех складывается из ошибок определений удельной магнитной восприимчивости, плотности, концентраций химического компонента и некоторого рассеяния в соответствии физических свойств и вещественного состава руд. Неизвестная величина последнего не позволяет рассчитывать общую дисперсию помех. Однако, опираясь на часть ее, связанную с погрешностями, удалось установить, что приближение параболами третьего и более высокого порядка в соответствии с критериями Р. И. Дубова [28] и Г. И. Бога-ника [7] не имеет смысла.

В то же время известно, что концентрация минерала, обладающего избыточными магнитными и плотностными свойствами, нелинейно связана с соответствующими параметрами среды. Следовательно, для аппроксимации функции, если ее вести степенным рядом, нужен полином второго порядка. Все вычисления выполнены на ЭВМ по специальному составленной программе, которой предусматривалось повышение порядка аппроксимирующего полинома до получения погрешности приближения, одинаковой или меньшей, чем известная часть стандарта помех исходных данных. Для полинома каждой степени на печать выдавались коэффициенты, аппроксимирующие значения во всех исходных точках, величина корреляционного отношения между аппроксимирующими и исходными значениями концентраций, средняя квадратическая и средняя относительная ошибки приближения. После анализа материала приближений и установления окончательного порядка аппроксимирующего полинома его коэффициенты использовали в другой программе, позволяющей вычислить координаты изоконцентрат рассматриваемых компонентов в плоскости физических параметров.

Таким образом, получены аналитические выражения функции, их статистические оценки и данные для построения регрессий изоконцентрат химических компонентов по значениям физических параметров.

Характер связей вещественного состава пород и руд Гусевогорского месторождения с их магнитными и плотностными свойствами хорошо виден на графиках регрессии изоконцентрат химических компонентов по значениям физических параметров (рис. 123). Отрезки осей координат охватывают практически весь диапазон изменения физических свойств, но не все их сочетания имеют реальный смысл, и не вся часть плоскости, заключенная между осями координат, совпадает с возможной областью рассеяния физических свойств на месторождении. Наиболее вероятные сочетания физических параметров (с доверительной вероятностью не менее 0,98) отвечают на рассматриваемой плоскости сравнительно узкой полосе, ограниченной двумя параллельными прямыми.

Максимальный размах физических параметров наблюдается вдоль полосы: плотность изменяется от 3,0 до 4,2 г/см³, удельная магнитная восприимчивость — от 0 до $1200 \cdot 10^{-6}$ СГСМ/Г. Вещественный состав при этом варьирует от практически стерильных силикатов до густо-вкрашенных и почти сплошных титаномагнетитовых руд. Наиболее отчетливо прослеживается увеличение физических параметров с концентрацией рудных компонентов. Баловое железо растет практически равномерно, а двуокись титана и пятиокись ванадия — с постепенно уменьшающимися градиентами. Этую особенность можно объяснить неравномерным распределением зерен первично обособленного ильменита. Несколько возрастает количество окислов марганца и хрома. Уменьшается концентрация кремнезема и извести.

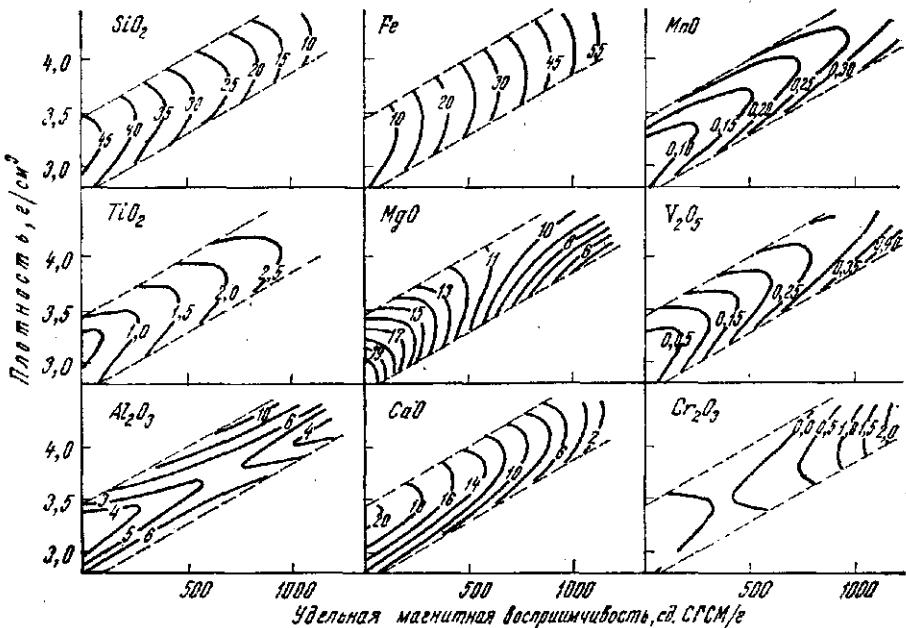


Рис. 123. Графики регрессии изоконцентрат химических компонентов пород и руд по значениям их физических параметров.

Окись магния понижается до 9 % и затем практически стабилизируется, концентрация глинозема около 4—5 %. Такое поведение окислов связано с распределением их в различных минералах-концентраторах (силикатах и шпинели). Количество шпинели возрастает вместе с титаномагнетитом, что компенсирует убывание силикатов (клинопироксена и амфибола).

Другие направления изменения физических свойств в связи с неоднородностью пород и руд имеют меньший размах. Связанные с ними вариации вещественного состава достаточно полно могут быть охарактеризованы лишь при стабилизации одного из физических параметров.

При увеличении плотности и постоянной удельной магнитной восприимчивости отмечается рост концентраций Fe, TiO₂, V₂O₅, Al₂O₃, MnO и уменьшение — MgO, CaO, SiO₂ и Cr₂O₃ к верхней границе рассеяния. Подобные взаимоотношения плотности и вещественного состава пород согласуются с установленными ранее [122] изменением состава клинопироксена при увеличении его железистости и соотношением клинопироксенов и амфибола (табл. 22).

Имеющиеся данные [122] о составе и физических свойствах роговой обманки на месторождении позволяют объяснить наблюдаемые соотношения амфиболизацией пород. Плотность роговой обманки может снижаться до 3,1 г/см³, но основным фактором уменьшения плотности пород, по-видимому, является изменение их физического состояния в процессе амфиболизации (появление микротрещиноватости, повышенной пористости и т. п.).

Увеличение удельной магнитной восприимчивости до нижней границы области рассеяния физических свойств при постоянной плотности

Таблица 22

Состав клинопироксенов и амфибола из пироксенитов Гусевогорского месторождения, мас. %

Минерал	Железистость,	Плотность, г/см ³	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅
Клинопироксен I	20,9	3,40	47,98	0,55	5,17	4,15	3,09	0,13	14,51	22,66	0,03	0,02
Клинопироксен II	14,5	3,24	53,14	0,19	1,51	2,16	2,73	0,10	15,30	24,33	0,22	—
Амфибол	28,2	3,20	38,81	1,96	14,42	4,77	8,76	0,21	14,28	12,34	0,03	0,04

отвечает возрастанию интенсивности оруденения амфиболизированных разностей пород. Стабилизация плотности объясняется избыточностью ее у титаномагнетита.

Уменьшение удельной магнитной восприимчивости до верхней границы области рассеяния при постоянной плотности объясняется уменьшением содержания титаномагнетита в пироксенитах, сложенных железистым клинопироксеном.

Таким образом, величина плотности и удельной магнитной восприимчивости пород позволяет установить их состав и интенсивность оруденения. На плоскости, образованной осами физических параметров, область их рассеяния можно разделить на части, отвечающие определенному составу пород и интенсивности оруденения (рис. 124).

1. Приосевая часть, связанная с оруденением в оливиновых пироксенитах и оливинитах.

2. Часть области, прилегающая к верхней границе и характерная для развития вкрапленного оруденения в типичных пироксенитах качканарского типа.

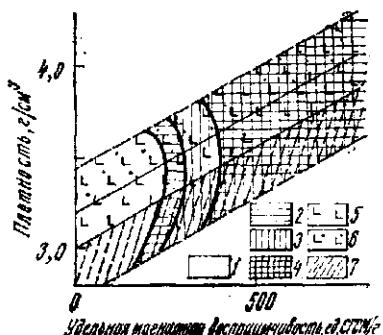
3. Часть области, прилегающая к нижней границе рассеяния, типичная для амфиболизированных разностей пород и руд месторождения.

Увеличение интенсивности оруденения происходит при смещении вдоль оси выделенной области слева вверх направо. Каждой паре значений физических свойств отвечают некоторые усредненные содержания химических компонентов состава пород.

Полученные по физическим параметрам оценки содержаний всех химических компонентов находятся в статистически значимой связи с результатами химических анализов. Особенно надежно определяются содержания рудных компонентов и кремнезема. Сравнительно небольшая величина корреляционного отношения для Al₂O₃, MnO и MgO показывает, что изменение содержания этих компонентов мало отражается на физических свойствах пород и руд.

Рис. 124. Схема регрессии минерального состава пород и руд по их физическим параметрам.

1—4 — интенсивности оруденения (количество валового железа, мас. %): 1 — безрудные пироксениты (менее 14), 2 — бедные вкрапленные руды (14—16), 3 — вкрапленные руды (16—20), 4 — богатые вкрапленные руды (более 20); 5—7 — породы: 5 — пироксениты, сложенные маложелезистым клинопироксеном; 6 — пироксениты, сложенные железистым пироксеном; 7 — амфиболизированные пироксениты.



Сужение диапазона изменения физических свойств и вещественного состава до наиболее вероятных значений позволяет перейти к линейной связи без ущерба для ее тесноты и точности экспрессных оценок. В частности, валовое содержание железа до 20 % описывается линейным уравнением с коэффициентом корреляции 0,98, средней квадратической погрешностью в определении железа $\pm 0,58$ мас.% и средней относительной ошибкой 4,2 %, т. е. в пределах допусков химических анализов.

Баланс распределения железа. Изучение распределения железа в различных по составу и структурно-текстурным типам пород и руд Гусевогорского месторождения из основных рудных залежей (Главной и Западной) проведено нами методом составления и анализа баланса распределения окисного, закисного и валового железа (табл. 23). Расчет баланса основан на данных содержания окисного, закисного и валового железа в породах и минералах, слагающих их, с учетом количественных соотношений минералов.

Основным минералом-носителем железа является магнетит (титаномагнетит), от количества которого зависит его распределение в породах и рудах Гусевогорского месторождения. Такие минералы, как ильменит, шпинель, плагиоклаз и даже амфибол (за исключением интенсивно амфиболизированных разновидностей пироксенитов и горнблендитов), не влияют на содержание магнетита ввиду незначительного их количества в породах и рудах (до первых процентов).

В неамфиболизированных разностях рудных пироксенитов месторождения с увеличением содержания титаномагнетита доля силикатного железа в породе уменьшается от 50 % при содержании титаномагнетита ~6 % (проба 1) до 30 % при содержании титаномагнетита 15 % (проба 2), а доля железа, связанного с титаномагнетитом, увеличивается более чем в два раза — с 30,55 до 63,88 % (валовое железо). При дальнейшем увеличении содержания титаномагнетита до 19,0—32,9 % в рудных мелкозернистых пироксенитах количество валового железа, приходящегося на долю титаномагнетита, возрастает медленнее от 69,81 до 79,13 % (пробы 4, 6, 8, 12, 19, 21).

В гигантозернистом рудном пироксените с содержанием 49,6 % титаномагнетита на долю его приходится 85,86 % валового железа (проба 7). Наибольшее количество железа отмечено в прожилке сплошной руды в оливиновом пироксените (верлите): окисного 94,35, закисного 94,19 (валового 90,07 % с содержанием титаномагнетита 69,5 %).

Сравнивая распределение железа в рудных пироксенитах и рудных оливинитах (пробы 4 и 10), видим, что доля железа, связанного с магнетитом, больше в рудах из пород с пироксенитовой основой, чем с оливиновой, и составляет соответственно 71,63 и 51,5 % валового железа при практически одинаковом содержании титаномагнетита в породах, соответственно 19,0 и 19,9 %, т. е. это указывает на значительно большее количество железа, входящего в состав оливина по сравнению с клинопироксеном. Особенно наглядно это положение иллюстрируется балансами распределения железа в оливиновых пироксенитах.

В оливиновых пироксенитах (проба 1), где количество магнетита составляет 5,8 %, содержится 53,43 % окисного и 30,95 % валового железа. Наибольший процент закисного железа здесь, как и во всех оливиновых породах, связан с оливином. В пробе 1, например, его количество 46,03 %, тогда как на долю клинопироксена приходится 20,99 % валового железа. В оруденелых оливиновых пироксенитах (проба 3), где количество титаномагнетита возрастает до 9,8 %, на долю магнетита

приходится 57,31 % валового железа, остальное связано с клинопироксеном и оливином.

При амфиболизации происходит перераспределение железа между новообразованными амфиболом и титаномагнетитом. Так, в амфибилизированном крупнозернистом нерудном пироксените при содержании титаномагнетита 2,7 % (проба 9) на его долю приходится 35,71 % окисного или 24,63 % валового железа, т. е. основной процент железа (60,99 % — закисного или 50,48 % валового железа) приходится на долю клинопироксена, количества которого в породе 80 %, а на долю амфибала — 18,9 % валового железа при содержании минерала в породе 17,0 %.

В мелкозернистом пироксените при увеличении степени амфибилизации, где содержание амфибала доходит до 55,0 % (проба 14), а титаномагнетита всего 4,9 %, наибольшее содержание железа (особенно в закисной форме, 56,83 %) приходится на амфибол, а на долю титаномагнетита — 37,07 % окисного, 24,83 % закисного и 30,3 % валового железа. На 40 % клинопироксена приходится в этом случае 23,61 % валового железа. Но с увеличением содержания титаномагнетита в пироксените (проба 15) до 19,8 % при достаточно сильной амфибилизации (содержание амфибала 35,0 %) основное количество валового железа (61,58 %) падает на долю титаномагнетита, а на долю амфибала приходится 18,91 % валового железа, в клинопироксene железа менее 10 %.

ТИТАН

Один из главных элементов титаномагнетитовых руд Урала. По содержанию двуокиси титана в магнетитах Д. С. Штейнбергом и В. Г. Фоминых [43, 144, 147] была предложена классификация титаномагнетитовых месторождений Урала с выделением высокотитанистого (содержание двуокиси титана в магнетите 10—14 %) и малотитанистого (содержание двуокиси титана в магнетите 2—4 %) типов.

Кроме титаномагнетита, носителем титана являются клинопироксены. Если в высокотитанистом типе клинопироксен представлен авгитом (редко титанавгитом) с содержанием двуокиси титана около 0,8—1 % (редко 2,5), то клинопироксены пород и руд малотитанистого типа титаномагнетитовых месторождений представлены диопсид-геденбергитом и содержат 0,15—0,55 % двуокиси титана [122].

В результате статистической обработки данных химических анализов А. И. Ивченко и П. П. Бастан [47], В. Г. Фоминых, П. И. Самойлов и другие [122] показали различное распределение двуокиси титана в различных типах пород и руд. По содержанию двуокиси титана выделяются две группы. Первая группа включает безрудные породы с содержанием двуокиси титана 0,7 % и ниже (в значительной степени оливиновые пироксениты, верлиты, оливиниты и частично габброиды); вторая — рудные породы: магнетитовые пироксениты, верлиты, оливиниты, рудные оливиновые пироксениты, содержание двуокиси титана в них колеблется от 0,7 до 2,7 %.

Гистограммы распределения титана (рис. 125), по А. И. Ивченко и др. [47], в различных типах пород и руд месторождения позволяют выделить четыре группы: две в оливиновых пироксенитах с модальным содержанием 0,7 и 1,2 %, одну в рудных пироксенитах с модальным содержанием 1,45 % и одну — в амфибилизованных пироксенитах

Таблица 23

Баланс распределения окисного (а), зажигного (б) и валового (в) железа в минералах основных типов пород и руд Гусевогорского месторождения, мас.%

Номер контрольной пункта	Пироксен	Оlivин	Амфибол	Среднезернистый оливиновый пироксенит, Главная залежь			Ильменит	Сурьма
				Плагиоклаз	Шпинель	Титаномагнетит		
1	а	2,93—50,0	0,40—26,0	4,07—15,0	—	7,44—3,0	10,07—0,2	6,12—100,0
		1,47—24,2	0,10—1,63	0,61—9,97	0,22—3,59	3,27—53,43	0,02—0,33	5,69—92,98
		3,48—50,0	16,09—26,0	4,57—15,0	15,18—3,0	27,1—5,8	35,15—0,2	9,07—100,0
		1,74—19,16	4,18—46,03	0,69—7,60	0,46—5,07	1,57—17,18	0,07—0,77	8,71—95,93
2	б	4,75—50,0	12,79—26,0	6,40—15,0	17,0—3,0	60,49—5,8	34,37—0,2	11,34—100,0
		2,38—20,99	3,33—29,37	0,96—8,47	0,51—4,50	3,51—30,95	0,07—0,62	10,76—96,64
2	а	1,33—65,0	1,19—14,0	4,83—5,0	—	7,44—1,0	60,78—14,8	10,07—0,2
		0,86—8,19	0,17—1,62	0,24—2,29	—	0,07—0,67	9,00—85,71	0,02—0,19
		4,28—65,0	16,45—14,0	4,88—5,0	—	15,18—1,0	29,68—14,8	35,15—0,2
		2,78—27,8	2,30—23,0	0,24—2,4	—	0,15—1,5	4,39—43,90	0,07—0,7
2	б	4,26—65,0	13,62—14,0	7,17—5,0	—	17,0—1,0	65,58—14,8	34,37—0,2
		2,77—18,22	—	0,36—2,37	—	0,17—1,12	9,71—63,88	0,07—0,46
3	а	4,61—80,0	—	4,86—7,0	—	7,44—3,0	59,18—9,8	10,07—0,2
		3,69—36,46	—	0,34—3,36	—	0,22—2,17	5,8—57,31	0,02—0,20
		1,9—80,0	—	5,8—7,0	—	15,18—3,0	29,4—9,8	35,15—0,2
		1,52—28,15	—	0,41—7,59	—	0,46—8,52	2,88—53,33	0,07—1,30
3	б	4,70—80,0	—	7,91—7,0	—	17,0—3,0	64,24—9,8	34,37—0,2
		3,76—33,33	—	0,55—4,88	—	0,51—4,52	6,30—55,85	0,07—0,62

Продолжение табл. 23

№	Форма кварца	Пироксен	Оливин	Амфибол	Плагиоклаз	Шпинель	Титаномагнетит	Ильменит	Сумма
Рудный пироксенит, Западная залежь									
a	5,76—45,0	—	—	4,89—15,0	—	7,44—7,0	58,8—32,90	10,07—0,10	24,0—100,0
8	2,59—10,79	—	—	0,73—3,04	—	0,52—2,17	19,35—80,63	0,07—0,04	23,20—96,67
6	3,7—45,0	—	—	6,8—15,0	—	15,18—7,0	30,13—32,90	35,15—0,10	14,3—100,0
b	1,67—11,68	—	—	1,02—7,13	—	1,06—7,41	9,91—69,4	0,03—0,2	13,69—95,73
	6,90—45,0	—	—	8,71—15,0	—	17,00—7,0	64,55—32,90	34,37—0,10	27,9—100,0
	3,11—11,15	—	—	1,31—4,70	—	1,19—4,27	21,24—79,13	0,03—0,11	26,87—96,36
Крупнозернистый амфиболизированный пироксенит, Главная залежь									
a	2,35—80,0	—	—	4,67—17,0	—	—	64,92—2,7	10,84—0,3	4,90—100,0
9	1,88—38,37	—	—	0,79—16,12	—	—	1,75—35,71	0,03—0,61	4,45—90,81
6	3,85—80,0	—	—	6,15—17,0	—	—	27,95—2,7	33,53—0,3	5,05—100,0
b	3,08—60,99	—	—	1,05—20,79	—	—	0,75—14,85	0,10—1,98	4,98—98,61
	4,64—80,0	—	—	8,05—17,0	—	—	67,13—2,7	33,64—0,3	7,35—100,0
	3,71—50,48	—	—	1,39—18,91	—	—	1,81—24,63	0,10—1,36	7,01—95,37
Рудный серпентинизированный оливинит, Главная залежь									
a	1,80—1,0	—	—	1,46—70,0	4,23—9,0	—	63,88—19,90	10,07—0,10	15,0—100,0
10	0,18—1,2	—	—	1,02—6,8	0,38—2,53	—	12,71—84,73	0,01—0,07	14,30—95,33
6	5,59—1,0	—	—	16,66—70,0	5,42—9,0	—	26,91—19,90	35,15—0,10	19,1—100,0
b	0,56—2,93	—	—	11,66—61,05	0,49—2,57	—	5,36—28,06	0,04—0,21	18,11—94,82
	5,6—1,0	—	—	13,97—70,0	7,17—9,0	—	65,60—19,90	34,37—0,10	25,34—100,0
	0,56—2,21	—	—	9,78—38,60	0,65—2,57	—	13,05—51,50	0,03—0,12	24,07—94,99

Микрозернистый рудный пироксенит, Высокая залежь

		<u>4,40—75,0</u>	<u>4,41—5,0</u>	<u>4,40—10,0</u>	<u>0,44—5,49</u>	<u>0,44—2,74</u>	<u>0,22—2,74</u>	<u>1,80—22,44</u>	<u>2,40—75,0</u>
11	a	<u>1,80—22,44</u>	<u>0,22—2,74</u>	<u>0,44—5,49</u>	<u>5,31—10,0</u>	<u>6,29—5,0</u>	<u>0,53—6,97</u>	<u>3,30—43,42</u>	<u>4,40—75,0</u>
	b	<u>5,10—75,0</u>	<u>7,93—5,0</u>	<u>7,2—10,0</u>	<u>0,31—4,08</u>	<u>0,53—6,97</u>	<u>7,2—10,0</u>	<u>5,10—75,0</u>	<u>3,83—33,25</u>
	c	<u>0,40—3,47</u>	<u>0,40—3,47</u>	<u>0,72—6,25</u>	<u>0,40—3,47</u>	<u>0,40—3,47</u>	<u>0,72—6,25</u>	<u>0,40—3,47</u>	<u>0,40—3,47</u>

		<u>52,02—9,9</u>	<u>5,15—64,21</u>	<u>0,01—0,12</u>	<u>10,07—0,10</u>	<u>5,15—64,21</u>	<u>28,4—9,9</u>	<u>35,15—0,10</u>	<u>7,62—95,00</u>
		<u>2,81—36,97</u>	<u>58,46—9,9</u>	<u>0,35—4,61</u>	<u>34,37—0,10</u>	<u>2,81—36,97</u>	<u>58,46—9,9</u>	<u>0,35—4,61</u>	<u>7,30—96,05</u>
		<u>5,79—50,26</u>	<u>5,79—50,26</u>	<u>0,34—2,95</u>	<u>0,34—2,95</u>	<u>5,79—50,26</u>	<u>5,79—50,26</u>	<u>0,34—2,95</u>	<u>11,52—100,0</u>
		<u>11,08—96,18</u>							

		<u>62,51—24,8</u>	<u>15,50—77,50</u>	<u>0,02—0,10</u>	<u>10,07—0,2</u>	<u>62,51—24,8</u>	<u>27,30—24,8</u>	<u>35,15—0,2</u>	<u>19,17—95,85</u>
		<u>0,22—1,10</u>	<u>15,18—3,0</u>	<u>0,02—0,10</u>	<u>10,07—0,2</u>	<u>0,22—1,10</u>	<u>15,18—3,0</u>	<u>35,15—0,2</u>	<u>10,13—100,0</u>
		<u>0,46—4,54</u>	<u>6,77—66,83</u>	<u>0,07—0,69</u>	<u>9,71—95,85</u>	<u>0,46—4,54</u>	<u>6,77—66,83</u>	<u>34,37—0,2</u>	<u>21,86—100,0</u>
		<u>17,0—3,0</u>	<u>64,94—24,8</u>	<u>0,07—0,32</u>	<u>20,95—95,83</u>	<u>17,0—3,0</u>	<u>64,94—24,8</u>	<u>34,37—0,2</u>	<u>20,95—95,83</u>
		<u>0,51—2,33</u>	<u>16,11—73,70</u>	<u>0,07—0,32</u>	<u>20,95—95,83</u>	<u>0,51—2,33</u>	<u>16,11—73,70</u>	<u>0,07—0,32</u>	<u>20,95—95,83</u>

		<u>7,44—3,0</u>	<u>0,74—6,63</u>	<u>5,40—48,39</u>	<u>3,02—27,05</u>	<u>10,07—0,3</u>	<u>11,16—100,0</u>	
		<u>15,18—1,0</u>	<u>27,15—9,7</u>	<u>35,15—0,3</u>	<u>7,18—100,0</u>	<u>15,18—1,0</u>	<u>27,15—9,7</u>	<u>35,15—0,3</u>
		<u>2,63—36,63</u>	<u>9,11—1,53</u>	<u>7,03—97,91</u>	<u>13,39—100,0</u>	<u>2,63—36,63</u>	<u>9,11—1,53</u>	<u>7,03—97,91</u>
		<u>60,07—9,7</u>	<u>34,37—0,3</u>	<u>0,10—0,75</u>	<u>10,64—79,99</u>	<u>60,07—9,7</u>	<u>34,37—0,3</u>	<u>0,10—0,75</u>
		<u>5,83—43,54</u>	<u>5,83—43,54</u>	<u>0,10—0,75</u>	<u>10,64—79,99</u>	<u>5,83—43,54</u>	<u>5,83—43,54</u>	<u>0,10—0,75</u>

		<u>56,78—4,9</u>	<u>2,78—37,07</u>	<u>0,01—0,13</u>	<u>10,07—0,10</u>	<u>56,78—4,9</u>	<u>2,78—37,07</u>	<u>0,01—0,13</u>	<u>7,50—100,0</u>
		<u>27,86—4,9</u>	<u>1,37—22,83</u>	<u>35,15—0,10</u>	<u>0,04—0,67</u>	<u>27,86—4,9</u>	<u>1,37—22,83</u>	<u>35,15—0,10</u>	<u>6,00—100,0</u>
		<u>61,37—4,9</u>	<u>34,37—0,10</u>	<u>34,37—0,10</u>	<u>0,03—0,3</u>	<u>61,37—4,9</u>	<u>34,37—0,10</u>	<u>34,37—0,10</u>	<u>9,91—100,0</u>
		<u>3,01—30,37</u>	<u>3,01—30,37</u>	<u>3,01—30,37</u>	<u>0,03—0,3</u>	<u>3,01—30,37</u>	<u>3,01—30,37</u>	<u>3,01—30,37</u>	<u>9,74—98,28</u>

Продолжение табл. 23

Номер кварца	Пироксен	Оливин	Амфибол	Плагиоклаз	Шпинель	Титаномагнетит	Ильменит	Сумма
a	2,93—40,0	—	—	6,46—35,0	—	7,44—5,0	65,20—19,8	10,07—0,2
b	1,17—6,88	—	—	2,26—13,26	—	0,37—2,18	12,91—75,94	0,02—0,12
c	3,48—40,0	—	—	9,27—35,0	—	15,18—5,0	28,10—19,8	35,15—0,2
d	1,39—11,03	—	—	3,24—25,71	—	0,76—6,03	5,56—44,13	0,07—0,56
e	4,78—40,0	—	—	11,72—35,0	—	17,0—5,0	67,44—19,8	34,37—0,2
f	1,91—8,81	—	—	4,10—18,91	—	0,85—3,92	13,35—61,58	0,07—0,32

Амфиболизированный среднезернистый рудный пироксенит, Западная залежь

Номер кварца	Пироксен	Оливин	Амфибол	Плагиоклаз	Шпинель	Титаномагнетит	Ильменит	Сумма
a	2,15—70,0	—	—	4,27—17,0	—	—	56,68—12,9	10,07—0,10
b	1,51—15,08	—	—	0,73—7,29	—	—	7,31—73,03	0,01—0,10
c	5,57—70,0	—	—	5,92—17,0	—	—	33,12—12,9	35,15—0,10
d	3,90—41,14	—	—	1,01—10,65	—	—	4,27—45,04	0,04—0,42
e	5,83—70,0	—	—	7,59—17,0	—	—	65,39—12,90	34,37—0,10
f	4,08—28,39	—	—	1,29—8,98	—	—	8,44—58,73	0,03—0,21

Мелкозернистый рудный пироксенит, Главная залежь

Горнбллендит из зоны контакта габбро с пироксенитами, Западная залежь

	<u>2,90—2,0</u>	<u>5,33—97,0</u>	<u>—</u>	<u>—</u>	<u>55,80—0,9</u>	<u>10,07—0,1</u>	<u>6,00—100,0</u>
a	<u>0,06—1,0</u>	<u>5,17—86,17</u>	<u>—</u>	<u>—</u>	<u>0,50—8,33</u>	<u>0,01—0,17</u>	<u>5,74—95,67</u>
	<u>4,62—2,0</u>	<u>7,33—97,0</u>	<u>—</u>	<u>—</u>	<u>28,74—0,9</u>	<u>35,15—0,10</u>	<u>7,23—100,0</u>
17	<u>0,09—1,24</u>	<u>7,11—98,34</u>	<u>—</u>	<u>—</u>	<u>0,26—3,60</u>	<u>0,04—0,55</u>	<u>7,50—103,73</u>
b	<u>5,62—2,0</u>	<u>9,43—97,0</u>	<u>—</u>	<u>—</u>	<u>61,37—0,9</u>	<u>34,37—0,10</u>	<u>9,82—100,0</u>
	<u>0,11—1,12</u>	<u>9,15—93,18</u>	<u>—</u>	<u>—</u>	<u>0,55—5,60</u>	<u>0,03—0,31</u>	<u>9,84—100,21</u>

Крупнозернистый пироксенит, Главная залежь

	<u>2,12—75,0</u>	<u>—</u>	<u>—</u>	<u>7,44—10,0</u>	<u>59,87—14,40</u>	<u>10,07—0,60</u>	<u>12,07—100,0</u>
a	<u>1,59—13,17</u>	<u>—</u>	<u>—</u>	<u>0,74—6,13</u>	<u>8,62—71,42</u>	<u>0,06—0,71</u>	<u>11,01—91,22</u>
	<u>6,32—75,0</u>	<u>—</u>	<u>—</u>	<u>15,18—10,00</u>	<u>31,28—14,40</u>	<u>35,15—0,60</u>	<u>11,18—100,0</u>
18	<u>4,74—42,40</u>	<u>—</u>	<u>—</u>	<u>1,52—13,60</u>	<u>4,50—40,25</u>	<u>0,21—1,88</u>	<u>10,97—98,12</u>
b	<u>6,40—75,0</u>	<u>—</u>	<u>—</u>	<u>17,0—10,0</u>	<u>66,19—14,40</u>	<u>34,37—0,60</u>	<u>17,13—100,0</u>
	<u>4,80—28,02</u>	<u>—</u>	<u>—</u>	<u>1,70—9,92</u>	<u>9,53—55,63</u>	<u>0,21—1,23</u>	<u>16,24—94,80</u>

Рудный пироксенит, Главная залежь, Южная стена

	<u>3,5—70,0</u>	<u>—</u>	<u>—</u>	<u>7,44—5,0</u>	<u>59,7—24,8</u>	<u>10,07—0,2</u>	<u>18,10—100,0</u>
a	<u>2,45—13,54</u>	<u>—</u>	<u>—</u>	<u>0,37—2,04</u>	<u>14,81—81—82</u>	<u>0,02—0,11</u>	<u>17,65—97,51</u>
	<u>2,4—70,0</u>	<u>—</u>	<u>—</u>	<u>15,18—5,0</u>	<u>32,3—24,8</u>	<u>35,15—0,2</u>	<u>11,7—100,0</u>
19	<u>1,68—14,36</u>	<u>—</u>	<u>—</u>	<u>0,76—6,50</u>	<u>8,01—68,46</u>	<u>0,07—0,60</u>	<u>10,52—89,92</u>
b	<u>4,31—70,0</u>	<u>—</u>	<u>—</u>	<u>17,0—5,0</u>	<u>66,86—24,8</u>	<u>11,96—0,2</u>	<u>21,75—100,0</u>
	<u>3,02—13,89</u>	<u>—</u>	<u>—</u>	<u>0,85—3,91</u>	<u>16,58—76,23</u>	<u>0,24—1,10</u>	<u>20,69—95,13</u>

Фракция по размерам мм. и % в объеме	Пироксен	Оlivин	Амфибол	Плагиоклаз	Шпинель	Титаномагнетит	Ильменит	Сумма
Мелкозернистый рудный пироксенит, Главная залежь								
a	2,59—85,0	—	—	—	—	60,22—14,60	11,83—0,40	12,2—100,0
20	2,25—18,44 3,50—85,0	— —	—	—	—	8,79—72,05 27,50—14,60	0,47—3,85 31,96—0,40	11,51—94,34 7,8—100,0
b	3,02—38,72 4,53—85,0	—	—	—	—	4,02—51,54 63,49—14,60	0,13—1,67 33,12—0,40	7,17—91,92 14,60—100,0
	3,85—26,37	—	—	—	—	9,27—63,49	0,13—0,89	13,25—90,75
Мелкозернистый рудный пироксенит, Промежуточная залежь								
a	2,16—80,0	—	—	—	—	52,02—19,6	10,07—0,40	12,1—100,0
21	1,73—14,3 4,72—80,0	— —	—	—	—	10,20—84,30 28,40—19,6	0,04—0,33 35,15—0,40	11,97—98,93 10,23—100,0
b	3,78—36,95 5,18—80,0	—	—	—	—	5,57—54,45 58,45—19,6	0,14—1,37 34,37—0,40	9,49—92,77 16,41—100,0
	4,14—25,23	—	—	—	—	11,46—69,84	0,13—0,85	15,74—95,92

Примечание. В числителе первое число означает содержание птиоксида ванадия в минерале, мас. %, второе — количество минерала в породе, мас. %, в знаменателе первое — содержание птиоксида ванадия, приходящееся на минерал, мас. %, второе — процент содержания птиоксида в породе. Содержание птиоксида ванадия (0,17 %) в пильмените взято как среднеграфитическое по пяти анализам ильменита, содержание птиоксида ванадия 0,02 % — среднеграфитическое по трем анализам шпинели. Количественно-минеральный состав определен с помощью подсчетов на интегральном ступе типа ИС по линии через весь пильф и аншилф. Расстояние между линиями 1 мм. Определение птиоксида ванадия в породах и минералах выполнены в химических лабораториях Качканарского ГОКа им. Я. М. Свердлова и в Полевской лаборатории ПГО «Уралгеология».

Рис. 125. Распределение содержаний двуокиси титана в различных типах пород Главной залежи Гусевогорского месторождения.

1 — магнетитовый пироксенит; 2 — оливиновый пироксенит; 3 — амфиболизированный пироксенит [47].

(1,35 %). Для оливиновых пироксенитов пределы колебания содержаний двуокиси титана у первого максимума от 0,3 до 0,9 % характеризуют безрудные оливиновые пироксениты с редкой вкрапленностью титаномагнетита, а у второго максимума — 0,9—1,7, более оруденелые породы с наличием мелких прожилков сплошных титаномагнетитовых руд. Кривые распределения содержаний двуокиси титана для всех основных типов пород и руд месторождения,

Таблица 24

Распределение двуокиси титана в породах и рудах Гусевогорского месторождения

№ п. п.	Интервал содержаний, мас. %	Магнетитовый пироксенит							
		Габбро		Мелкозернистый		Среднезернистый		Крупнозернистый	
		n	p	n	p	n	p	n	p
1	0—0,2	—	—	—	—	2	0,35	—	—
2	0,2—0,4	1	2,04	—	—	—	—	—	—
3	0,4—0,6	—	—	1	1,69	14	2,46	1	4,0
4	0,6—0,8	7	14,29	2	3,38	40	7,03	1	4,0
5	0,8—1,0	9	18,38	1	1,69	52	0,14	—	—
6	1,0—1,2	13	26,52	5	8,47	78	13,71	5	20
7	1,2—1,4	7	14,28	22	37,29	140	24,56	4	16,0
8	1,4—1,6	9	18,37	20	33,92	126	22,11	8	32,0
9	1,6—1,8	—	—	6	10,18	76	13,36	5	20,0
10	1,8—2,0	1	2,04	2	3,38	30	5,27	—	—
11	2,0—2,2	1	2,04	—	—	6	1,05	—	—
12	2,2—2,4	1	2,04	—	—	4	0,71	1	4,0
13	2,4—2,6	—	—	—	—	2	0,35	—	—
№ п. п.	Интервал содержаний, мас. %	Пироксенит амфиболизированный и фельдшпатизированный		Оливиновый пироксенит		Верлит		Без разделения на типы	
		n	p	n	p	n	p	n	p
		1	7,14	5	0,54	—	—	—	—
1	0—0,2	—	—	2	1,18	1	7,14	5	0,54
2	0,2—0,4	—	—	31	18,34	2	14,30	34	3,70
3	0,4—0,6	3	8,33	21	12,14	1	7,14	41	4,47
4	0,6—0,8	—	—	25	14,77	3	21,44	78	8,50
5	0,8—1,0	2	5,55	24	14,22	—	—	88	9,59
6	1,0—1,2	8	22,24	21	12,43	—	—	130	14,10
7	1,2—1,4	10	27,77	13	7,69	4	28,56	197	21,38
8	1,4—1,6	5	13,89	13	7,69	1	7,14	182	19,84
9	1,6—1,8	5	13,89	13	76,9	1	7,14	106	11,56
10	1,8—2,0	2	5,55	5	2,95	1	7,14	41	4,47
11	2,0—2,2	—	—	1	0,59	—	—	8	0,87
12	2,2—2,4	1	2,78	—	—	—	—	7	0,76
13	2,4—2,6	—	—	—	—	—	—	2	0,22

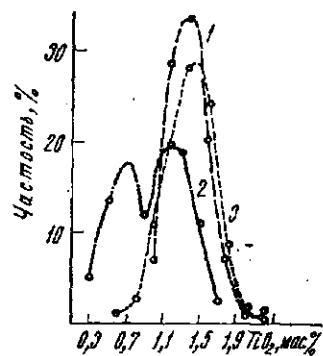
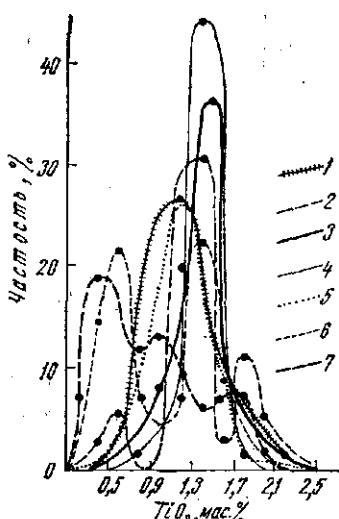


Рис. 126. Распределение содержаний титана в породах и рудах Гусевогорского месторождения.
 1 — габбро, 2 — оливиновый пироксенит, 3 — крупнозернистый рудный пироксенит, 4 — среднезернистый рудный пироксенит, 5 — тонко-мелкозернистый рудный пироксенит, 6 — верллит, 7 — амфиболизированный и фельдшпатизированный пироксенит.

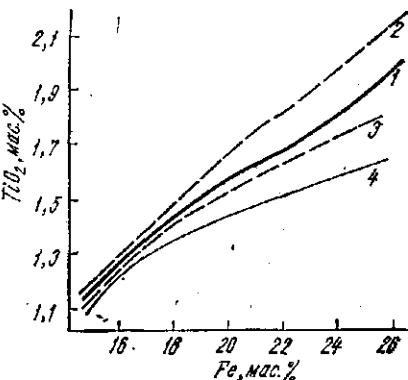


распределения имеет левостороннюю асимметрию. В среднезернистых рудных пироксенитах содержание двуокиси титана несколько меньше — мода 1,30 %. Минимальное содержание отмечается в тонкомелкозернистых рудных пироксенитах, на периферии залежей месторождения. Повышенное количество двуокиси титана в крупнозернистых разностях рудных пироксенитов хорошо демонстрирует рис. 127, где показана зависимость содержания двуокиси титана от содержаний общего железа в различных структурно-текстурных типах вкрашенных титаномагнетитовых руд.

2. Без разделения по типам руд на основании обработки 8903 проб по отдельным залежам и в целом по месторождению установлено, что кривые распределения имеют одновершинный левосторонний асимметричный вид с модой около 1,25 % (рис. 128). Некоторое смещение моды (1,15 %) у кривой распределения содержаний двуокиси титана в породах Западной залежи обусловлено наличием значительного количества проб габбро с низким содержанием двуокиси титана, тогда как появление второй вершины с модой 0,55 % у кривой распределения содержаний в породах Северной залежи обусловлено, по-видимому, значительным количеством проб пироксенитов с прожилками плагиоклазитов и оливиновых пироксенитов.

Построенные нами кривые распределения содержаний двуокиси титана по различным типам пород Гусевогорского месторождения (Главная, Западная и Северная залежи) в целом подтверждают сделанные выводы.

Рис. 127. Зависимость содержаний двуокиси титана от содержания железа в различных текстурных типах руд Главной залежи, по данным опробования скважин рудничной разведки. Кривые зависимости: 1 — без расчленения по типам руд (551 проба), 2 — для средне-крупновкрашенных руд (202 пробы); 3 — для мелковкрашенных руд (221 проба), 4 — для тонко-дисперсновкрашенных руд (128 проб).



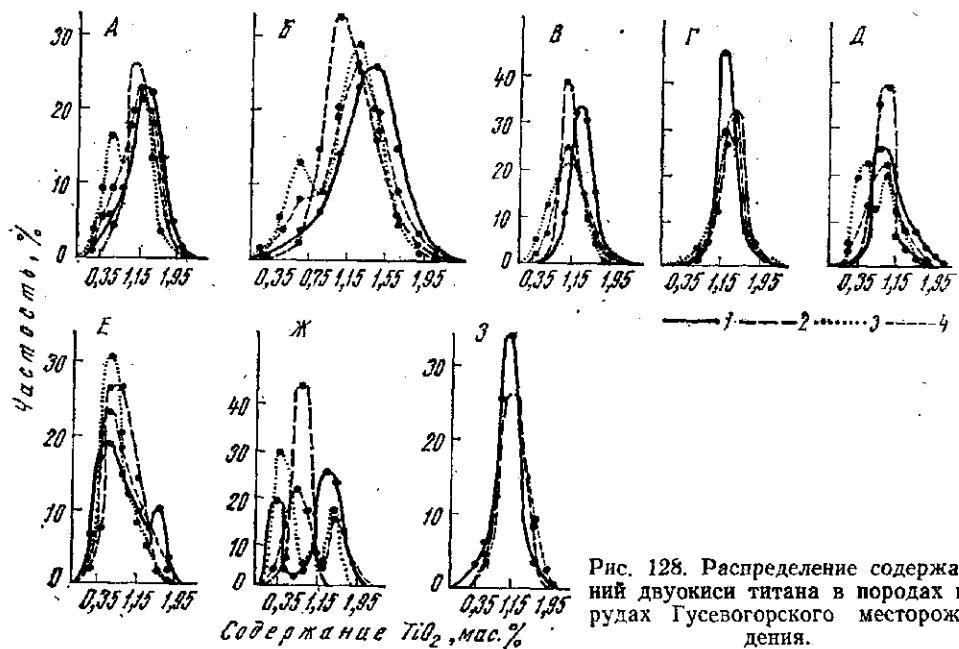


Рис. 128. Распределение содержаний двуокиси титана в породах и рудах Гусевогорского месторождения.

Залежи: 1 — Главная, 2 — Западная, 3 — Северная, 4 — в целом по месторождению. А — без расчленения по типам пород (1—4 — соответственно количество проб: 2421, 3081, 3390, 890); Б — врудных пироксенитах (1142, 418, 1334, 2894); В — в амфиболизированных рудных пироксенитах (366, 826, 888, 2080); Г — в фельдшпатизированных рудных пироксенитах (96, 1136, 45, 1277); Д — в оливинсодержащих рудных пироксенитах (300, 122, 845, 1267); Е — в оливиновых пироксенитах (394, 99, 205, 698); Ж — в верлитах (90, 73, 21, 184); З — в габбро (32, 3081, 3113).

3. Кривая распределения содержаний двуокиси титана в амфиболизированных и фельдшпатизированных породах — трехвершинная. Минимальное содержание двуокиси титана в первой группе проб этих пород с модой 0,5 % при размахе содержаний от 0,2 до 0,9 % соответствует безрудным верлитам и оливиновым пироксенитам.

Вторая группа с модой 1,3 % аналогична кривой распределения содержаний двуокиси титана среднезернистых рудных пироксенитов, а третья, с модой 1,8 %, соответствует рудным пироксенитам с повышенной вкрапленностью титаномагнетита. Следовательно, амфиболизация и фельдшпатизация касаются всех главных пород месторождения.

4. Оливиновые и оливинсодержащие пироксениты имеют также сложное трехвершинное распределение. Первая группа с модой 0,5 % двуокиси титана, при размахе содержаний 0,2—0,9 %, соответствует верлитам и амфиболизированным пироксенитам. Вторая, с модой 1 % (размах 0,6—1,5 %), — тонко-мелкозернистым рудным пироксенитам, третья, с модой 1,7 %, — третьему коллективу амфиболизированных и фельдшпатизированных пироксенитов.

Выделение трех типов оливиновых и оливинсодержащих пироксенитов по содержанию двуокиси титана, по-видимому, соответствует выделенным нами ранее по содержанию железа группам оливиновых пироксенитов.

Распределение руд с различным содержанием двуокиси титана на различных горизонтах Главной залежи различно и зависит от распределения пород в месторождении [47, 122]. На самых верхних горизонтах (340—310 м), выходы которых имеются только в северной краевой

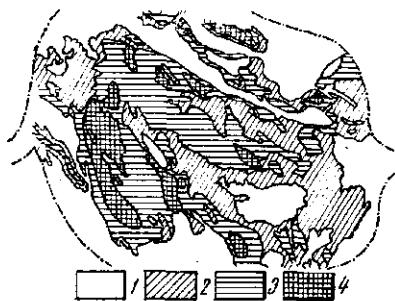


Рис. 129. Схематический поверхностный план распределения содержаний двуокиси титана Главной залежи Гусевогорского месторождения.

Содержание титана, мас. %: 1 — более 1,5; 2 — 1,2—1,5; 3 — 0,9—1,2; 4 — менее 0,9.

ции двуокиси титана (около 1,45 %), начиная с горизонта 220 м намечается тенденция к снижению содержания его. Наиболее обогащены титаном руды в зоне между отметками 220 и 295 м. С глубины горизонта 205 м среднее содержание уменьшается до 1,3 %. Анализ распределения титана по геологическим профилям Главной залежи показал, что наиболее устойчивое и высокое содержание его в рудах (1,7 %) приурочено к центральной части залежи, где распределяются рудные безоливиновые пироксениты. Здесь на долю руд с этим содержанием двуокиси титана приходится 30—35 %. Характерно, что и содержание железа на этих профилях наиболее устойчивое и высокое и составляет около 20 % всех запасов руды с содержанием железа около 17 %.

Характер распределения двуокиси титана в пространстве хорошо иллюстрируется на схематических погоризонтных планах, построенных на основании разведочных и эксплуатационных данных (рис. 129), где в изолиниях оконтурены участки с содержанием двуокиси титана в породах и рудах Главной залежи Гусевогорского месторождения в интервалах более 1,5; 1,2—1,5, 0,9—1,2 и менее 0,9 %. Участки с пониженным содержанием двуокиси титана (более 1,5 %) тяготеют в основном к крупно-средневкрапленному типу титаномагнетитового оруденения и приурочены к северо-восточному и юго-западному флангам залежи; отдельные разрозненные участки этих руд фиксируются в центральной части рудного тела. Площади этих участков вытянуты в северо-западном направлении. Руды с содержанием двуокиси титана 1,2—1,5 % занимают преобладающую площадь в средней части залежи и оконтуривают участки, богатые двуокисью титана. Они вытянуты в том же направлении. Участки с пониженными содержаниями титана (0,9—1,2 и менее 0,9 %) примыкают в виде разобщенных полос вдоль юго-западной и северо-западной границ залежи. Чаще всего они встречаются в северо-западном окончании рудного поля. Интересно, что поля с повышенным содержанием двуокиси титана соответствуют на ферромагнитных планах полям с повышенным содержанием железа.

Статистическая обработка 363 проб пироксенитов Собственно-Качканарского месторождения показала, что кривая распределения содержаний двуокиси титана в нем аналогична кривой для Гусевогорского и имеет одновершинный ле-

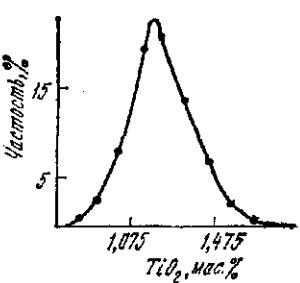


Рис. 130 Распределение содержаний двуокиси титана в рудных пироксенитах Собственно-Качканарского месторождения (363 пробы).

Рис. 131. Распределение содержаний двуокиси титана в титаномагнетитах различных пород и руд.

1 — мелкозернистый пироксенит (25 проб); 2 — средне- и крупнозернистые пироксениты (19 проб); 3 — габбройды (30 проб); 4 — гориблендит (6 проб); 5 — сплошная титаномагнетитовая руда (60 проб); 6 — в целом по месторождению (140 проб).

восторонний асимметричный облик с модальным содержанием двуокиси титана 1,27 % (рис. 130).

Минералы-концентраты титана и их распределение в рудах. Титан в породах и рудах месторождения образует как самостоятельный минерал (ильменит), в котором количество его достигает 49 %, так и входит в состав силикатных минералов в виде изоморфных примесей. Содержание титана в различных минералах различно. Максимальное количество отмечается в ильменитах, а так как количество зерен первично обособленного ильменита незначительно, то вторым по значимости концентратором титана является титаномагнетит. Но и в этом случае титан в основном концентрируется в ильмените, который в виде пластинчатых вростков по (111), возникших в результате распада твердого раствора, устанавливается в магнетите. Поскольку количество титаномагнетита значительно, большая часть титана руд месторождения сконцентрирована в нем.

Силикатные минералы содержат значительную часть титана. В составе амфиболов постоянно фиксируется 1,4—1,8 % двуокиси титана.

Клинопироксен — главный концентратор титана в рудах месторождения. По содержанию двуокиси титана клинопироксены, слагающие пироксениты массива, разделены нами [122] на две группы: пироксены рудных пироксенитов, в которых содержание двуокиси титана 0,34—0,60 %, и пироксены безрудных оливиновых пироксенитов, в которых содержание двуокиси титана 0,15—0,30 %. Между этими основными

двумя группами отмечаются постепенные переходы.

В целом, содержание двуокиси титана в породах и рудах месторождения зависит от количества вкрапленности титаномагнетита. Чем богаче вкрапленность титаномагнетита, тем выше содержание двуокиси титана в породах и рудах месторождения, так как содержание первично обособленных зерен невелико и не превышает в среднем

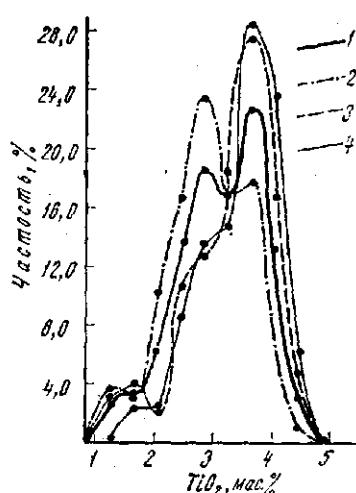
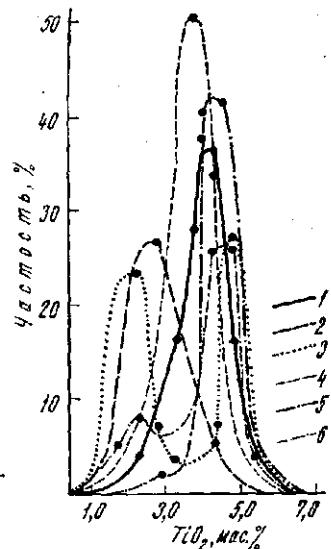
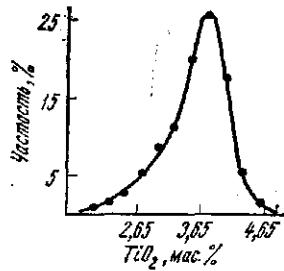


Рис. 132. Распределение содержаний двуокиси титана в магнитных фракциях по текстурным типам руд Главной залежи, по данным лабораторного магнитного обогащения керновых проб рудничной разведки. 1 — без расчленения по типам руд (374 пробы); 2 — средне-крупновкрапленный тип (191 пробы); 3 — мелковкрапленный тип (102 пробы); 4 — тонко-дисперсновкрапленный тип (81 пробы).

Рис. 133. Распределение содержаний двуокиси титана в магнитном концентрате из руд Собственно-Качканарского месторождения (363 пробы).



0,2 %, а количество титаномагнетита колеблется от единиц процента до 70—80 %. Гистограммы распределения содержаний двуокиси титана в титаномагнетитах из различных типов пород и руд (рис. 131) показали однородное нормальное распределение. Максимальное среднее модальное

содержание двуокиси титана отмечается в сплошных рудах (4,5 %) и мелкозернистых пироксенитах (4,2 %) за счет перекристаллизации крупнозернистых разностей в результате бластеза, в титаномагнетитах которых содержание двуокиси титана минимально. Самое низкое содержание двуокиси титана отмечается в титаномагнетитах из габброидов, 2,8 %. Без разделения на типы пород и руд распределение титана в титаномагнетитах месторождения бимодальное. Эта особенность подчеркивается данными по содержанию двуокиси титана в концентратах из пироксенитов, полученных при лабораторном обогащении на Качканарском ГОКе (рис. 132). Кривая распределения имеет более сложную конфигурацию, что отражает значительные различия в содержании двуокиси титана в различных типах руд месторождения. Даже среди рудных пироксенитов различных структурно-текстурных типов кривые распределения имеют сложный полимодальный вид. При этом если кривые различных текстурных типов руд имеют одинаковое значение мод по содержанию двуокиси титана в магнитных фракциях, то характер вытянутости и соотношение их различны. В средне-крупновкрашенном типе преобладает модальное значение двуокиси титана в титаномагнетите 2,8 %, тогда как в титаномагнетите мелковкрашенного и тонкодисперсновкрашенного типов значительно преобладает модальное содержание двуокиси титана 3,8 %.

Обработка 363 проб магнитных концентратов рудных пироксенитов Собственно-Качканарского месторождения мелко-тонковкрашенных руд показала аналогию с гусевогорскими (рис. 133), кривая распределения имеет форму одномодальной асимметричной левосторонней кривой с содержанием двуокиси титана около 3,8 %. Устанавливается также четкая прямая зависимость содержания двуокиси титана в магнитных концентратах от содержания двуокиси титана в рудах (рис. 134).

Баланс распределения титана. Изучение распределения титана в породах и рудах Гусевогорского месторождения по различным породам и структурно-текстурным типам руд основных залежей (Главной, Западной, Северной и Высокой) проведено нами методом составления и анализа баланса распределения (табл. 25).

Рис. 134. Зависимость содержаний двуокиси титана в магнитной фракции от содержания ее в руде, по данным опробования участков добычи (1239 проб). Главная залежь.

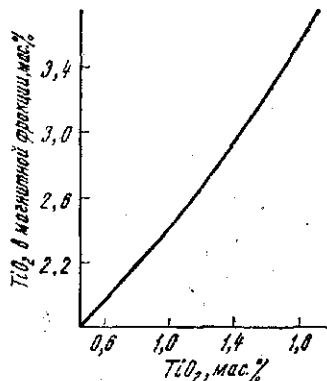
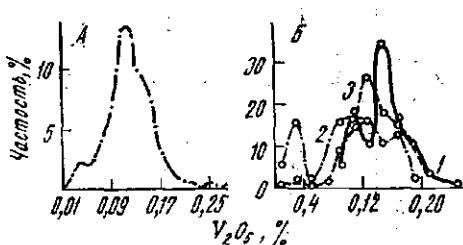
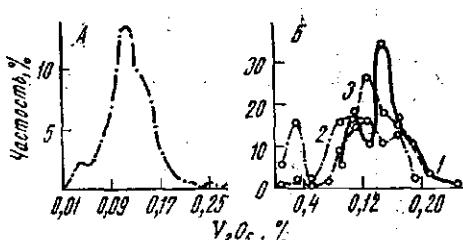


Рис. 135. Распределение содержаний пятиокиси ванадия в породах и рудах в целом (A) и в породах и рудах Главной залежи (B).

1 — амфиболизированный пироксенит; 2 — оливиновый пироксенит; 3 — рудный пироксенит [47].



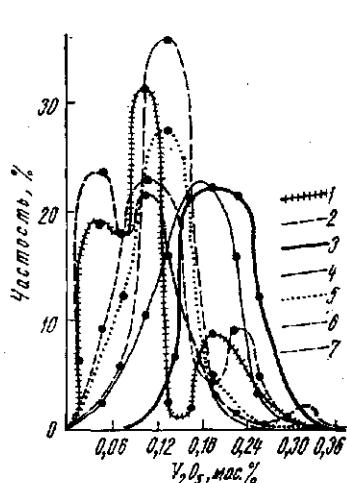
Расчет баланса распределения основан на данных содержания элемента в породе и минералах, слагающих ее, с учетом количественных соотношений минералов, и аналогичен расчету баланса железа. Основными минералами-носителями титана являются фемические минералы (клинопироксен и амфибол), а также магнетит, от количественного соотношения которых зависит характер распределения.

В типичных рудных пироксенитах месторождения на долю силикатных минералов приходится около 45—50 % титана от общего содержания его в руде; на 5—10 % меньше приходится на долю магнетита (титаномагнетита). И только около 10 % титана в балансе приходится на долю зерен первично обособленного ильменита.

При амфиболизации рудных пироксенитов происходит перераспределение содержаний титана между клинопироксеном и амфиболовом, но в целом при одинаковом количестве титаномагнетита общее количество титана сохраняется на одном уровне. Особенно это показательно в пробах, где количество амфиболов не превышает 1,5 %. При интенсивной амфиболизации, приводящей к образованию горнбледитов, доля титана, приходящаяся на амфиболов, значительно возрастает (до 64—86 %).

В оливиновых безрудных пироксенитах значительный процент двуокиси титана (66 %) приходится на клинопироксен и амфибол и лишь 31 % — если они рудные.

В сплошных титаномагнетитовых рудах, сложенных на 70 % титаномагнетитом, количество двуокиси титана составляет 86,5 %, при этом, чем богаче вкрапленность титаномагнетита в рудах месторождения, тем больше доля титана, приходящаяся на него в балансе распределения.



ВАНАДИЙ

Распределение ванадия в породах и рудах Гусевогорского месторождения зависит в первую очередь от количества и состава магнетита в них. Ванадий в рудах месторождения входит в состав минералов, слагающих породы, в виде трехвалентного иона, изоморфно замещая окисное железо.

Распределение пятиокиси ванадия [47]

Рис. 136. Распределение пятиокиси ванадия в породах и рудах.

1 — габбро; 2 — оливиновый пироксенит; 3 — крупнозернистый рудный пироксенит; 4 — среднезернистый рудный пироксенит; 5 — мелкозернистый рудный пироксенит; 6 — верлит; 7 — амфиболизированный и фельдшпатализированный пироксенит.

Таблица 25

Баланс распределения двуокиси титана в минералах основных типов пород и руд Гусевогорского месторождения

№ п.п.	Пироксен	Оlivин	Амфибол	Плагкоклаз	Шпинель	Титаномагнетит	Ильменит	Сумма
Среднеаэренистый оливиновый пироксенит, Главная залежь								
1	$\frac{0,55-50,0}{0,27-33,75}$	$\frac{0,03-26 \%}{0,0078-1,00}$	$\frac{1,6-15,0}{0,24-30,0}$	—	$\frac{0,12-3,0}{0,0036-0,5}$	$\frac{3,11-5,8}{0,18-22,5}$	$\frac{48,99-0,2}{0,10-12,5}$	$\frac{0,80-100,0}{0,801-100,25}$
2	$\frac{0,35-65,0}{0,23-22,7}$	$\frac{0,08-14,0}{0,011-1,1}$	$\frac{1,87-5,0}{0,094-9,4}$	—	$\frac{0,12-1,0}{0,001-0,10}$	$\frac{3,46-14,8}{0,46-46,0}$	$\frac{48,99-0,2}{0,097-9,7}$	$\frac{1,0-100,0}{0,893-89,00}$
Крупнозернистый рудный пироксенит, Главная залежь								
3	$\frac{0,46-80,0}{0,368-41,82}$	—	$\frac{1,74-7,0}{0,122-13,86}$	—	$\frac{0,12-3,0}{0,03-0,34}$	$\frac{2,50-9,8}{0,245-27,84}$	$\frac{48,99-0,2}{0,097-11,02}$	$\frac{0,88-100,0}{0,835-94,88}$
Мелкозернистый рудный пироксенит, Западная залежь								
4	$\frac{0,54-65,0}{0,354-35,1}$	—	$\frac{1,7-10,0}{0,17-17,0}$	—	$\frac{0,12-3,0}{0,006-0,60}$	$\frac{2,10-19,0}{0,399-39,9}$	$\frac{48,99-0,1}{0,48-4,8}$	$\frac{1,00-100,0}{0,804-97,4}$
Титаномагнетитовые прожилки в рудном оливиновом пироксените, Главный карьер								
5	$\frac{0,69-10,0}{0,069-1,99}$	$\frac{0,02-8,0}{0,001-0,03}$	$\frac{1,52-2,0}{0,03-1,1}$	—	$\frac{0,12-10,0}{0,012-0,35}$	$\frac{4,31-69,5}{2,99-86,56}$	$\frac{48,99-0,5}{0,244-7,05}$	$\frac{3,46-100,0}{3,34-96,42}$
Мелкозернистый рудный пироксенит, Главная залежь								
6	$\frac{1,0-60,0}{0,6-36,58}$	—	$\frac{1,58-10,0}{0,158-9,63}$	—	$\frac{0,12-5,0}{0,006-0,37}$	$\frac{2,43-24,5}{0,595-36,28}$	$\frac{48,99-0,5}{0,244-14,88}$	$\frac{1,64-100,0}{1,603-97,74}$
7	$\frac{0,87-35,0}{0,30-13,04}$	—	—	—	$\frac{0,12-15,0}{0,018-0,78}$	$\frac{4,0-49,6}{1,80-78,26}$	$\frac{48,99-0,4}{0,195-8,48}$	$\frac{2,3-100,0}{2,313-100,5}$

Рудный пироксенит, Западная залежь

8	$\frac{0,72-45,0}{0,324-22,04}$	—	$\frac{1,50-15,0}{0,325-22,11}$	—	$\frac{0,12-7,0}{0,008-0,54}$	$\frac{2,54-32,9}{0,835-56,8}$	$\frac{48,99-0,1}{0,048-3,27}$	$\frac{1,47-100,0}{1,540-104,76}$
9	$\frac{0,62-80,0}{0,496-48,63}$	—	$\frac{1,63-17,0}{0,276-26,06}$	—	—	$\frac{2,15-2,7}{0,058-5,69}$	$\frac{48,2-0,3}{0,144-14,12}$	$\frac{1,02-100,0}{0,974-94,5}$
10	$\frac{0,45-1,0}{0,004-0,33}$	$\frac{0,01-70,0}{0,007-0,58}$	$\frac{1,56-9,0}{0,14-11,67}$	—	—	$\frac{4,38-19,9}{0,87-72,5}$	$\frac{48,99-0,1}{0,05-4,17}$	$\frac{1,2-100,0}{1,071-89,25}$
11	$\frac{0,73-75,0}{0,547-44,11}$	$\frac{0,04-5,0}{0,002-0,16}$	$\frac{1,62-10,0}{0,162-13,06}$	—	—	$\frac{4,50-9,9}{0,445-36,88}$	$\frac{48,99-0,1}{0,048-3,87}$	$\frac{1,24-100,0}{1,042-97,09}$
12	$\frac{0,67-55,0}{0,368-26,29}$	—	$\frac{1,5-17,0}{0,10-7,14}$	—	$\frac{0,12-3,0}{0,003-0,21}$	$\frac{3,0-24,8}{0,74-53,14}$	$\frac{48,99-0,2}{0,097-6,93}$	$\frac{1,4-100,0}{1,308-93,71}$
13	$\frac{0,57-60,0}{0,342-27,14}$	—	$\frac{1,73-20,0}{0,346-27,46}$	$\frac{0,02-9,0}{0,002-0,16}$	$\frac{0,12-1,0}{0,001-0,08}$	$\frac{3,48-9,7}{0,337-26,75}$	$\frac{48,99-0,3}{0,146-11,59}$	$\frac{1,26-100,0}{1,174-93,18}$
14	$\frac{0,70-40,0}{0,28-18,92}$	—	$\frac{1,72-55,0}{0,946-63,92}$	—	—	$\frac{3,50-4,9}{0,171-11,55}$	$\frac{48,99-0,1}{0,048-3,24}$	$\frac{1,48-100,0}{1,45-97,63}$
15	$\frac{0,46-40,0}{0,18-11,1}$	—	$\frac{1,63-35,0}{0,57-35,18}$	—	—	$\frac{0,12-5,0}{0,006-0,37}$	$\frac{48,99-0,2}{0,756-46,67}$	$\frac{1,62-100,0}{1,61-99,31}$

Амфиболизированный и фельшпатизированный рудный пироксенит, Главный карьер

Мелкозернистый рудный пироксенит, Западная залежь
Амфиболизированный среднезернистый рудный пироксенит, Западная залежь

Окончание табл. 25

№ п. п.	Пироксен	Оливин	Амфибол	Плагиоклаз	Шпинель	Титаномагнетит	Ильменит	Сумма
Мелкозернистый рудный пироксенит, Главная залежь								
16	$0,50-80,0$ $0,4-37,38$	—	$1,68-17,0$ $0,286-26,73$	—	—	$3,88-2,9$ $0,12-10,47$	$48,99-0,1$ $0,048-4,48$	$1,07-100,0$ $0,846-79,06$
Горноблендит из зоны контакта габбро с пироксенитами, Западная залежь								
17	$0,73-2,0$ $0,146-9,54$	—	$1,36-97,0$ $1,319-86,2$	—	—	$2,5-0,9$ $0,022-1,44$	$48,99-0,1$ $0,048-3,14$	$1,53-100,0$ $1,535-100,3$
Крупнозернистый пироксенит, Главная залежь								
18	$0,50-75,0$ $0,3-25,0$	—	—	$0,12-10,0$ $0,02-1,0$	$3,80-14,4$ $0,543-45,58$	$48,99-0,6$ $0,293-24,42$	$1,2-100,0$ $1,148-96,0$	
Рудный пироксенит, Главная залежь, южная стена								
19	$0,43-70,0$ $0,30-18,69$	—	—	$0,12-5,0$ $0,006-0,44$	$4,27-24,8$ $1,058-76,66$	$48,99-0,2$ $0,097-7,03$	$1,38-100,0$ $1,46-105,8$	
Мелкозернистый рудный пироксенит, Главная залежь								
20	$0,58-85,0$ $0,476-38,08$	—	—	—	$3,10-14,6$ $0,452-36,16$	$48,50-0,4$ $0,194-15,52$	$1,25-100,0$ $1,22-89,76$	
Мелкозернистый рудный пироксенит, Промежуточная залежь								
21	$0,34-80,0$ $0,272-23,05$	—	—	—	—	$4,50-19,6$ $0,657-55,7$	$50,28-0,4$ $0,201-17,03$	$1,18-100,0$ $1,13-95,78$

Причечные. В числителе: первое — содержание двуокиси титана в минерале, мас.%; второе — процент содержания двуокиси титана, приходящегося на минерал, второе — процент содержания двуокиси титана, приходящегося на минерал, от общего содержания двуокиси титана в породе. Содержание двуокиси титана 48,99% в Ильмените взято как среднегеометрическое по теме «Ильменит», содержание двуокиси титана 0,12% в шпинели — как единичное определение содержания двуокиси титана в зерне шпинели с помощью электронного микрорентгенофлюоресцентного микронализатора JXA-3. Проведено в ВИМС на наших материалах. Количественно-минеральный состав определен с помощью подсчетов на интеграционном столике типа ИС-2 по линиям, приведенным в таблице.

Межд. линиями 1 ММ. Определение двуокиси титана в породах и минералах выполнены в химических лабораториях Канканско-ГОКа им. Я. М. Свердлова и в Полевской лаборатории ГГО «Уралгеология».

Таблица 26

Распределение пятиокиси ванадия в породах и рудах Гусевогорского месторождения,
масс. %

№ п. п.	Интервал содержаний	Габбро		Магнетитовый пироксенит					
				Мелкозернистый		Среднезернистый		Крупно-зернистый	
		n	p	n	p	n	p	n	p
1	0,0—0,04	13	22,36	2	2,08	43	7,57	—	—
2	0,04—0,07	11	18,99	9	9,36	41	7,22	1	3,03
3	0,07—0,10	14	24,05	6	6,24	84	14,79	2	6,06
4	0,10—0,13	10	17,27	9	9,46	152	26,65	—	—
5	0,13—0,16	1	1,73	10	10,40	148	25,94	4	12,12
6	0,16—0,19	—	—	29	30,20	71	12,50	5	15,15
7	0,19—0,22	7	12,14	21	21,86	16	2,81	12	26,37
8	0,22—0,25	—	—	6	6,24	8	1,45	6	18,18
9	0,25—0,28	—	—	1	1,04	3	0,53	1	3,03
10	0,28—0,31	2	3,46	2	2,08	—	—	1	3,03
11	0,31—0,34	—	—	1	1,04	2	0,36	1	3,03
12	0,34—0,37	—	—	—	—	1	0,18	—	—

№ п. п.	Интервал содержаний	Пироксенит амфиболизированный фельдшпато-эпидотизированный		Оlivиновый пироксенит		Верлит		Без разделения на типы	
		n	p	n	p	n	p	n	p
1	0,0—0,04	5	2,15	62	15,83	1	4,55	126	8,99
2	0,04—0,07	5	1,66	73	18,63	4	18,18	144	10,29
3	0,07—0,10	35	15,08	79	20,14	4	18,18	224	15,99
4	0,10—0,13	82	35,35	77	19,66	3	13,53	331	23,63
5	0,13—0,16	72	31,03	48	12,25	5	22,71	288	20,56
6	0,16—0,19	29	12,50	35	8,90	2	9,10	171	12,21
7	0,19—0,22	5	2,15	6	1,52	1	4,55	68	4,85
8	0,22—0,25	—	—	6	1,52	2	9,10	28	2,00
9	0,25—0,28	—	—	2	0,51	—	—	7	0,49
10	0,28—0,31	—	—	3	0,75	—	—	8	0,57
11	0,31—0,34	—	—	—	—	—	—	4	0,28
12	0,34—0,37	—	—	1	0,25	—	—	2	0,14

в различных типах пород и руд месторождения различно [47] и в целом носит сложный полимодальный характер (рис. 135). Во всех породах выделяются безванадиевые породы (содержание пятиокиси ванадия менее 0,05 %), беднованадиевые руды (0,05—0,08 %), ванадиевые (0,08—0,12 %) и богатые ванадием (более 0,12 %).

Каждый петрографический тип пород месторождения в зависимости от количества в нем магнетита может быть представлен каждым из выделенных четырех типов. По мере изменения содержания железа, которое зависит от содержания магнетита, меняется и содержание ванадия, при этом отношение ванадия к железу практически остается постоянным (0,076) всюду в Главной залежи. В целом среднее содержание пятиокиси ванадия (0,11—0,12 %) неизменно на всем протяжении рудной залежи, но на горизонте 85 м группа богатых ванадием проб выделяется из общего распределения.

Кривые распределения содержаний пятиокиси ванадия для пород и руд месторождения (табл. 26, рис. 136, 137) позволили уточнить осо-

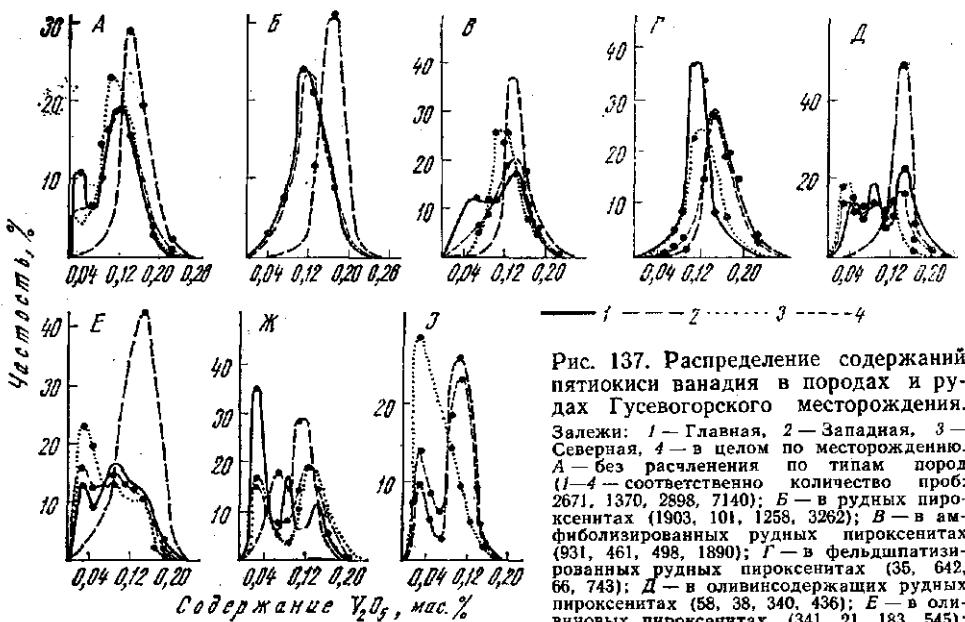


Рис. 137. Распределение содержаний пятиокиси ванадия в породах и рудах Гусевогорского месторождения.

Залежи: 1 — Главная, 2 — Западная, 3 — Северная, 4 — в целом по месторождению. А — без разделения по типам пород (1—4 — соответственно количество проб: 2671, 1370, 2898, 7140); Б — в рудных пироксенитах (1903, 101, 1258, 3262); В — в амфиболизированных рудных пироксенитах (931, 461, 498, 1890); Г — фельдшпатизированных рудных пироксенитах (35, 642, 66, 743); Д — в оливинсодержащих рудных пироксенитах (58, 38, 340, 436); Е — в оливиновых пироксенитах (341, 21, 183, 545); Ж — в верлитах (84, 28, 17, 129); З — в габбро (21, 73, 94).

бенностями распределения ванадия в различных типах пород и руд Гусевогорского месторождения.

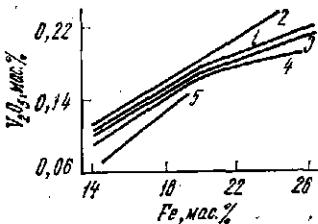
Все породы, независимо от петрографического состава, имеют сложный полимодальный характер распределения ванадия, что зависит от количества магнетита в них, за исключением рудных пироксенитов. Рудные пироксениты имеют одномодальное распределение, но модальное значение содержаний пятиокиси ванадия зависит от крупности зерен клинопироксена в пироксенитах. Максимальное содержание пятиокиси ванадия отмечается в крупнозернистых рудных пироксенитах (мода 0,21 %), которые устанавливаются в центральной части Главной залежи Гусевогорского месторождения. По мере уменьшения зернистости пироксенитов содержание ванадия в них падает (мода 0,18 %) и достигает минимального значения в мелкозернистых рудных пироксенитах (мода 0,12 %).

Повышение содержаний пятиокиси ванадия в рудах зависит от текстурных типов вкрапленных руд (рис. 138). Кривая распределения пятиокиси ванадия в амфиболизированных и фельдшпатизированных пироксенитах имеет также одномодальный облик с модой 0,18 %, т. е. при амфиболизации происходит усреднение содержания ванадия независимо от размера зерен пироксенитов.

Оливиновые пироксениты по содержанию ванадия подразделяются на безрудные (мода 0,05 %) и оруденелые (мода 0,12 % и более). Обработка данных анализов проб оливиновых пироксенитов из контактной зоны с магнетитовыми пироксенитами показала, что модальное содержание пятиокиси ванадия из каймы 0,08 % (рис. 139) промежуточное между оливиновыми безрудными и безоливиновыми магнетитовыми пироксенитами [131]. Кривые распределения пятиокиси ванадия без разделения на петрографические типы по основным рудным залежам

Рис. 138. Зависимость содержаний пятиокси ванадия в руде от содержаний валового железа в различных текстурных типах титаномагнетитовых руд, по данным опробования скважин рудничной разведки Главной залежи Гусевогорского месторождения.

1 — для руд без расщепления по типам; 2 — для средне-крупно-вкрашенных руд; 3 — для мелковкрашенных руд; 4 — для тонкокрашенных руд; 5 — для дисперсновкрашенных руд.



Гусевогорского месторождения показали, что максимальное модальное содержание отмечается в породах Западной залежи, причем кривая имеет одномодальное и симметричное распределение — мода 0,16 %, тогда как породы Северной и Главной залежей имеют бимодальное распределение ванадия, но меньшее среднее содержание — 0,12 % (главная мода).

Распределение содержаний ванадия в рудах Собственно-Качканарского месторождения одномодальное с модой 0,15 % (рис. 140). Кривые распределения имеют одновершинный облик.

Корреляционный анализ, выполненный на ЭВМ, показал следующие значения коэффициентов корреляции: Fe—V 0,61; Fe—Ti 0,71 и V—Ti 0,83.

Корреляционный анализ по основным рудным залежам Гусевогорского месторождения подтвердил полученные выводы. Так, если в рудах Западной залежи распределение валового железа и пятиокси ванадия одномодальное — эти компоненты находятся в прямой зависимости (в рудах Главной залежи эта закономерность прослеживается несколько хуже), а в Северной залежи выделяются две группы рудных пироксенитов с различными статистическими параметрами распределения железа и ванадия и соответственно коэффициентами корреляции.

Изучение распределения пятиокси ванадия в пространстве хорошо иллюстрируется на поверхностных планах распределения изосодержаний ванадия. В рудах Западной залежи оно однородное, в рудах Главной и Северной — более сложное (рис. 141).

Анализ материалов по Главной залежи позволяет сделать следующий вывод. Поля с повышенным содержанием ванадия в рудах (более 0,18 %) имеют локальное распространение и расположены в западной и северо-западной частях залежи. Они образуют вытянутые в северо-западном направлении участки, почти совпадающие с повышенным со-

держанием железа и титана. Северо-восточную и юго-западную части залежи слагают руды с содержанием ванадия 0,14—0,18 %, в контурах которых заключены мелкие участки самых высоких содержаний пятиокси ванадия (более 0,18 %). Центральная часть залежи, вытянутая в северо-западном направлении, и почти вся площадь юго-восточного участка характеризуются более бедным по ванадию оруденением. В участках повышенного количества пла-

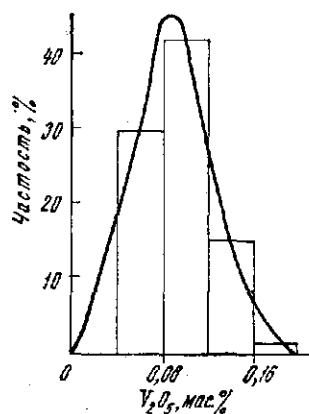
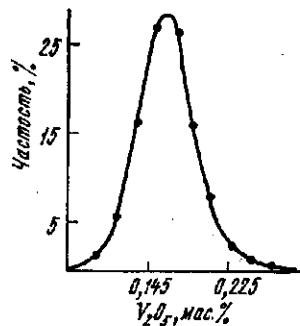


Рис. 139. Распределение содержаний пятиокси ванадия в рудных оливиновых пироксенитах из каймы Главной залежи Гусевогорского месторождения (377 проб).

Рис. 140. Распределение содержаний пятиокиси ванадия в рудах Собственно-Качканарского месторождения (378 проб).



глиоклазитовых жил в рудах отмечается пониженное содержание ванадия. Известно, что с формированием плагиоклазитовых жил происходит амфиболизация пироксенитов [122], вызывающая перекристаллизацию рудных минералов (титаномагнетитов), в результате чего образуется магнетит с пониженным количеством элементов семейства железа (в первую очередь титана и ванадия).

Минералы-концентраты ванадия и их распределение в рудах. Содержание пятиокиси ванадия в различных минералах пород и руд Гусевогорского месторождения различно (табл. 27). Максимальное содержание отмечается в титаномагнетитах — десятые доли процента, в силикатных же минералах — сотые. Из силикатных минералов в составе амфибала содержание пятиокиси ванадия максимально (0,08 %), а в клинопироксенах — в два раза меньше (0,04 %). Кроме того, содержание пятиокиси ванадия в минералах различных пород тоже различно. Так, максимальное содержание пятиокиси ванадия отмечается в магнетитах сплошных титаномагнетитовых руд (0,64 %), тогда как в рудных пироксенитах оно падает до 0,62 %, а в оливиновых — минимально, 0,05 %. В магнетитах верлитов и оливинитов содержание пятиокиси ванадия 0,48—0,50 %. При амфиболизации рудных пироксенитов магнетит содержит пятиокиси ванадия 0,59 %, а в магнетитах из горноблендитов, пород конечной стадии амфиболизации пироксенитов, 0,50 %. Следовательно, основным минералом-концентратором ванадия руд месторождения является магнетит.

Для определения однородности распределений элементов семейства железа и количественного определения их в отдельных зернах магнетита и ильменита различных типов пород и руд месторождения нами выполнены исследования на рентгеновском микроанализаторе методом сканирования. Эти данные показали, что ванадий в отдельных зернах магнетита распределяется однородно и его содержание различно в различных типах пород месторождения. В зернах же первично обособленного ильменита содержание ванадия меньше, чем в магнетите, и составляет 0,55 %, но ильмениты из различных типов пород содержат одинаковое количество ванадия.

Зависимость содержаний ванадия от содержаний железа в рудах и в рудных концентратах различных залежей Гусевогорского месторождения иллюстрируется рис. 142, 143.

Рис. 141. Поверхностный план изосодержания пятиокиси ванадия Главной залежи Гусевогорского месторождения.

Содержание V₂O₅, мас. %: 1 — более 0,18; 2 — 0,14—0,18; 3 — 0,10—0,14; 4 — менее 0,10; 5 — безрудные породы.

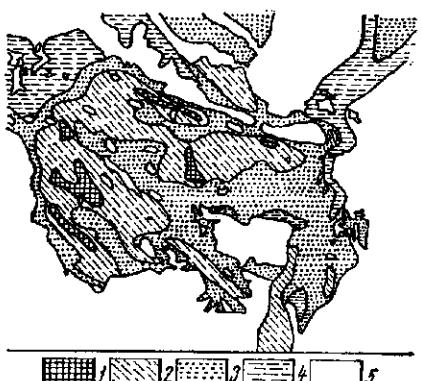


Таблица 27

Содержание пятиокиси ванадия в минералах пород и руд Гусевогорского месторождения, мас. %

Основные породы и руды месторождения	Титаномагнетит	Ильменит	Клинопироксен	Амфибол	Оlivин
Сплошная титаномагнетитовая руда	0,64 (10)	Сл. 0,12	0,04 (4)	0,08 (2)	Не обн. 0,007 (2) Не обн.—0,015
	0,49—0,80		0,03—0,05	0,06—0,10	
	0,62 (31)		0,04 (29)	0,06 (4)	
Рудный пироксенит	0,45—0,76	—	0,01—0,07	0,05—0,07	—
	0,63 (3)		—	—	
Рудный аортозит	0,38—0,69	—	—	—	—
	0,61 (6)		0,04 (2)	0,05	
Рудный оливиновый пироксенит	0,46—0,69	—	0,04	—	—
	0,59 (14)		0,04 (9)	0,08 (11)	
	0,43—0,77		0,04—0,07	0,05—0,12	
Амфиболизированный рудный пироксенит	0,50 (4)	—	0,04 (10)	0,06	Не обн.
	0,43—0,55		Не обн.—0,09	—	
	0,52 (3)		—	—	
Верлит	0,38—0,68	—	0,06	—	Сл.
Оlivинит	0,48	—	0,04	—	Не обн.
Горнбледит	0,50	0,14	0,06 (4)	0,07 (5)	—
	—		0,05—0,09	0,05—10,0	
Габбро	0,58 (7)	0,20	—	0,07 (2)	—
	0,42—0,70		—	0,07—0,08	

Приложение. Таблица составлена по данным полных химических анализов минералов, анализы выполнены в Полевской химической лаборатории ПГО «Уралгеология». В числителе — среднеарифметическое содержание пятиокиси ванадия, в скобках — количество проб; в знаменателе — пределы колебания содержаний.

Содержание пятиокиси ванадия в рудах Главной залежи растет с увеличением содержания валового железа от 0,08—0,10 % при содержании железа 14—16 % до 0,22—0,23 % при содержании железа 24—26 %; при этом в различных структурно-текстурных типах руд эта зависимость несколько видоизменяется, т. е. в дисперсных и тонкокврекапленных рудах содержание пятиокиси ванадия достигает 0,18 % при среднем содержании 0,12 %, а в мелких и средне-крупновкрапленных рудах оно 0,16 % при среднем 0,15 %, при одних и тех же содержаниях валового железа. Особенно наглядна зависимость содержаний пятиокиси ванадия в магнитных концентратах из руд различных залежей при одинаковых содержаниях железа.

Кривые зависимостей для всех залежей имеют одинаковый облик, и чем богаче концентрат железом (больше в нем магнетита и меньше силикатов), тем больше возрастает содержание пятиокиси ванадия, а затем при содержании железа порядка 61—62 % эти кривые выполняются. Для различных залежей эти кривые различны. Минимальное содержание ванадия отмечается в рудах Северной залежи, промежуточное — в Главной и максимальное — Западной. В зависимости от

Таблица 28

Баланс распределения пятоокиси ванадия в минералах основных типов пород и руд Гусевогорского месторождения

№ п. п.	Пироксент	Оливин	Амфибол	Плагиоклаз	Шпинель	Титаномагнетит	Ильменит	Сумма
Среднеэзернистый оливиновый пироксенит, Главная залежь								
1	$\frac{0,04-50,0}{0,020-40,0}$	$\frac{\text{Сл.---}26,0}{---$	$\frac{0,07-15,0}{0,0011-2,20}$	—	$\frac{0,02-3,0}{0,0006-0,40}$	$\frac{0,45-5,8}{0,0261-52,2}$	$\frac{0,17-0,2}{0,0003-0,60}$	$\frac{0,05-100,0}{0,0477-95,40}$
2	$\frac{0,04-65,0}{0,0260-21,67}$	$\frac{\text{Сл.---}14,0}{---$	$\frac{0,08-5,0}{0,004-3,33}$	—	$\frac{0,02-1,0}{0,0002-0,17}$	$\frac{0,45-14,8}{0,0666-55,50}$	$\frac{0,17-0,2}{0,0003-0,25}$	$\frac{0,12-100,0}{0,0971-80,91}$
Крупнозернистый рудный пироксенит, Западная залежь								
3	$\frac{0,04-80,0}{0,0320-35,56}$	—	$\frac{0,07-7,0}{0,0049-5,44}$	—	$\frac{0,02-3,0}{0,0006-0,66}$	$\frac{0,55-9,8}{0,0390-43,33}$	$\frac{0,17-0,2}{0,0003-0,33}$	$\frac{0,09-100,0}{0,0769-85,33}$
4	$\frac{0,04-65,0}{0,026-18,57}$	—	$\frac{0,07-10,0}{0,0070-5,00}$	—	$\frac{0,02-5,0}{0,001-0,71}$	$\frac{0,55-19,0}{0,1045-74,64}$	$\frac{0,17-0,1}{0,0002-0,12}$	$\frac{0,14-100,0}{0,1387-99,07}$
Мелкозернистые прожилки в рудном оливиновом пироксените, Главный карьер								
5	$\frac{0,04-10,0}{0,004-1,03}$	$\frac{\text{Сл.---}8,0}{---$	$\frac{0,08-2,0}{0,0016-0,41}$	—	$\frac{0,02-10,0}{0,002-0,51}$	$\frac{0,55-69,5}{0,3823-98,03}$	$\frac{0,17-0,5}{0,0009-0,23}$	$\frac{0,39-100,0}{0,3908-100,21}$
6	$\frac{0,04-60,0}{0,024-11,43}$	—	$\frac{0,08-10,0}{0,0080-3,81}$	—	$\frac{0,02-5,0}{0,001-0,48}$	$\frac{0,63-24,5}{0,1544-73,52}$	$\frac{0,17-0,5}{0,0009-0,43}$	$\frac{0,21-100}{0,1883-89,67}$
7	$\frac{0,04-35,0}{0,014-3,89}$	—	—	—	$\frac{0,02-15,0}{0,0030-0,83}$	$\frac{0,71-49,6}{0,3522-97,83}$	$\frac{0,17-0,4}{0,0007-0,19}$	$\frac{0,36-100}{0,3699-102,75}$

Рудный пироксенит, Западная залежь

8	$\frac{0,05-45,0}{0,0225-9,0}$	—	$\frac{0,07-15,0}{0,0105-4,2}$	—	$\frac{0,02-7,0}{0,0014-0,56}$	$\frac{0,65-32,9}{0,2139-85,56}$	$\frac{0,17-0,1}{0,0002-0,08}$	$\frac{0,25-100}{0,2485-99,40}$
---	--------------------------------	---	--------------------------------	---	--------------------------------	----------------------------------	--------------------------------	---------------------------------

Крупнозернистый амфиболизированный пироксенит, Главная залежь

9	$\frac{0,05-80,0}{0,040-50,00}$	—	$\frac{0,08-17,0}{0,0136-17,00}$	—	—	$\frac{0,75-2,7}{0,0203-25,38}$	$\frac{0,14-0,3}{0,0004-0,50}$	$\frac{0,08-100}{0,0743-92,88}$
---	---------------------------------	---	----------------------------------	---	---	---------------------------------	--------------------------------	---------------------------------

Рудный серпентинизированный оливинит

10	$\frac{0,04-1,0}{0,0004-0,33}$	$\frac{\text{Сл.}-70,0}{\text{—}}$	$\frac{0,08-9,0}{0,0072-6,0}$	—	—	$\frac{0,55-19,9}{0,1095-91,25}$	$\frac{0,19-0,1}{0,0002-0,17}$	$\frac{0,12-100}{0,1179-97,75}$
----	--------------------------------	------------------------------------	-------------------------------	---	---	----------------------------------	--------------------------------	---------------------------------

Мелкозернистый рудный пироксенит, Выйская залежь

11	$\frac{0,04-75,0}{0,030-30,0}$	—	$\frac{0,06-10,0}{0,006-6,00}$	—	—	$\frac{0,60-9,9}{0,0594-59,40}$	$\frac{0,17-0,1}{0,0002-0,20}$	$\frac{0,10-100}{0,0956-95,60}$
----	--------------------------------	---	--------------------------------	---	---	---------------------------------	--------------------------------	---------------------------------

Мелкозернистый безрудный пироксенит, Западная залежь

12	$\frac{0,07-55,0}{0,085-34,0}$	—	$\frac{0,07-17,0}{0,0119-4,76}$	—	$\frac{0,02-3,0}{0,0006-0,24}$	$\frac{0,64-24,8}{0,1587-63,48}$	$\frac{0,17-0,2}{0,0003-0,12}$	$\frac{0,25-100}{0,2565-102,60}$
----	--------------------------------	---	---------------------------------	---	--------------------------------	----------------------------------	--------------------------------	----------------------------------

Амфиболизированный и фельдшпатоизированный рудный пироксенит, Главный карьер

13	$\frac{0,04-60,0}{0,024-26,67}$	—	$\frac{0,07-20,0}{0,014-15,55}$	$\frac{\text{Сл.}-9,0}{\text{—}}$	$\frac{0,02-1,0}{0,0002-0,22}$	$\frac{0,50-9,7}{0,0485-53,89}$	$\frac{0,17-0,3}{0,0005-0,57}$	$\frac{0,09-100}{0,0872-96,89}$
----	---------------------------------	---	---------------------------------	-----------------------------------	--------------------------------	---------------------------------	--------------------------------	---------------------------------

Мелкозернистый рудный амфиболизированный пироксенит, Западная залежь

14	$\frac{0,01-40,0}{0,004-5,71}$	—	$\frac{0,06-55,0}{0,033-47,14}$	—	—	$\frac{0,56-4,9}{0,0274-39,14}$	$\frac{0,17-0,1}{0,0002-0,29}$	$\frac{0,07-100}{0,0646-92,28}$
----	--------------------------------	---	---------------------------------	---	---	---------------------------------	--------------------------------	---------------------------------

Амфиболизированный среднезернистый рудный пироксенит, Западная залежь

15	$\frac{0,09-40,0}{0,036-18,94}$	—	$\frac{0,07-35,0}{0,0245-12,89}$	—	$\frac{0,02-5,0}{0,001-0,53}$	$\frac{0,60-19,8}{0,1188-62,53}$	$\frac{0,17-0,2}{0,0003-0,16}$	$\frac{0,19-100}{0,1806-95,05}$
----	---------------------------------	---	----------------------------------	---	-------------------------------	----------------------------------	--------------------------------	---------------------------------

Окончание табл. 28

№ п.п.	Пироксенит	Оlivин	Амфибол	Плагиоклаз	Шпинель	Титаномагнетит	Ильменит	Сумма
Мелкозернистый рудный пироксенит, Главная залежь								
16	$\frac{0,04-70,0}{0,028-23,33}$	—	$\frac{0,08-17,0}{0,0136-11,33}$	—	—	$\frac{0,55-12,9}{0,0710-59,17}$	$\frac{0,17-0,1}{0,0002-0,17}$	$\frac{0,12-100}{0,1128-94,0}$
Горнбледит из зоны контакта габбро с пироксенитами, Западная залежь								
17	$\frac{0,08-2,0}{0,0016-2,00}$	—	$\frac{0,07-97,0}{0,0679-84,87}$	—	—	$\frac{0,50-0,9}{0,0045-5,63}$	$\frac{0,17-0,1}{0,0002-0,25}$	$\frac{0,08-100}{0,0742-92,75}$
Крупнозернистый пироксенит, Главная залежь								
18	$\frac{0,05-75,0}{0,0375-31,25}$	—	—	—	$\frac{0,02-10,0}{0,0020-1,67}$	$\frac{0,50-14,4}{0,072-60,0}$	$\frac{0,17-0,6}{0,001-0,83}$	$\frac{0,12-100}{0,1125-93,75}$
Рудный пироксенит, Главная залежь								
19	$\frac{0,06-70,0}{0,042-21,0}$	—	—	—	$\frac{0,02-5,0}{0,0010-0,5}$	$\frac{0,67-24,8}{0,1662-83,10}$	$\frac{0,17-0,2}{0,0003-0,15}$	$\frac{0,20-100}{0,2095-104,75}$
Мелкозернистый рудный пироксенит, Главная залежь								
20	$\frac{0,04-85,0}{0,034-28,33}$	—	—	—	—	$\frac{0,60-14,6}{0,0876-73,0}$	$\frac{0,12-0,4}{0,0005-0,41}$	$\frac{0,12-100}{0,1221-101,75}$
Мелкозернистый рудный пироксенит, Промежуточная залежь								
21	$\frac{0,03-80,0}{0,024-17,14}$	—	—	—	—	$\frac{0,60-19,6}{0,1176-84,00}$	$\frac{0,17-0,4}{0,0007-0,50}$	$\frac{0,14-100}{0,1423-101,64}$

П р и м е ч а н и е. В числителе первое число означает содержание пятиокиси ванадия в минерале, мас.%; второе — количество минерала в породе. Содержание минерала первого — содержание пятиокиси ванадия в породе. Содержание пятиокиси ванадия, приходящееся на минерал, мас.%; второе — процент содержания пятиокиси ванадия в породе. Содержание пятиокиси ванадия ($0,17\%$) в Ильмените взято как среднериффметическое по пяти анализам Ильменита, содержание пятиокиси ванадия в породе определено с помощью подсчета на интегральном стое типа ИС по калиграфическому методу с минералами I. ММ. Расстояние между линиями 1 мм. Определение пятиокиси ванадия в породах и минералах выполнены в химических лабораториях Катканарского ГСКА им. Я. М. Свердлова и в Полевской лаборатории ПГО «Уралгология».

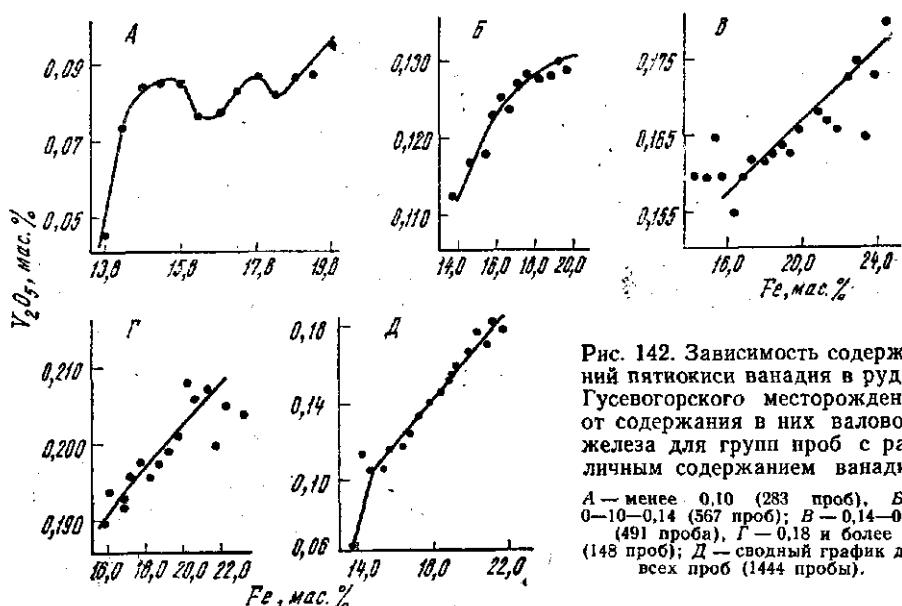


Рис. 142. Зависимость содержания пятиокиси ванадия в рудах Гусевогорского месторождения от содержания в них валового железа для групп проб с различным содержанием ванадия.
 А — менее 0,10 (283 проб); Б — 0,10—0,14 (567 проб); В — 0,14—0,18 (491 проб); Г — 0,18 и более (148 проб); Д — сводный график для всех проб (1444 пробы).

содержания в руде пятиокиси ванадия количество ее в концентратах возрастает. В малованадиевых рудах (пятиокиси ванадия 0,12 %) в магнитном концентрате содержание V_2O_5 постепенно возрастает от 0,20 до 0,50 %, а в рудах, богатых ванадием, магнитный концентрат содержит 0,68 % пятиокиси ванадия, при содержании пятиокиси ванадия 0,15 % отмечается экстремум в содержании ванадия в магнитных концентратах и, независимо от содержания его в породе, в магнитном концентрате оно не изменяется, т. е. при 0,15 % наступает в руде насыщение ванадием магнетита.

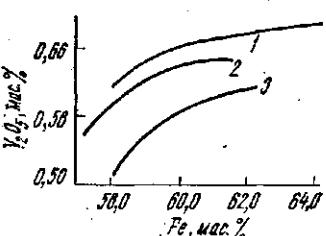
В связи с тем что ванадий в титаномагнетитовых рудах концентрируется в магнетите, нами была предпринята попытка классификации титаномагнетитовых месторождений по содержанию ванадия в магнетитах. На построенном графике зависимости содержания ванадия в магнетите от содержания в нем титана (рис. 144) были выделены два типа магнетитовых концентраций: а) мало-среднетитанистый (Первоуральское, Качканарское и другие месторождения дунит-клинопироксенитовой формации и Волковское месторождение); б) высокотитанистый (Копанское, Маткальское, Медведевское и другие месторождения, связанные с габбро-диабазовой формацией).

В первом типе наблюдается прямая зависимость содержания ванадия в магнетите от содержания титана, а во втором такой зависимости не обнаружено, разброс точек значителен.

Баланс распределения ванадия. Изучение распределения ванадия в породах из различных структурно-текстурных типов

Рис. 143. Зависимость содержаний пятиокиси ванадия и валового железа в магнитных концентратах различных залежей Гусевогорского месторождения.

1 — Западная залежь (159 проб); 2 — Главная залежь (341 проб); 3 — Северная залежь (106 проб).



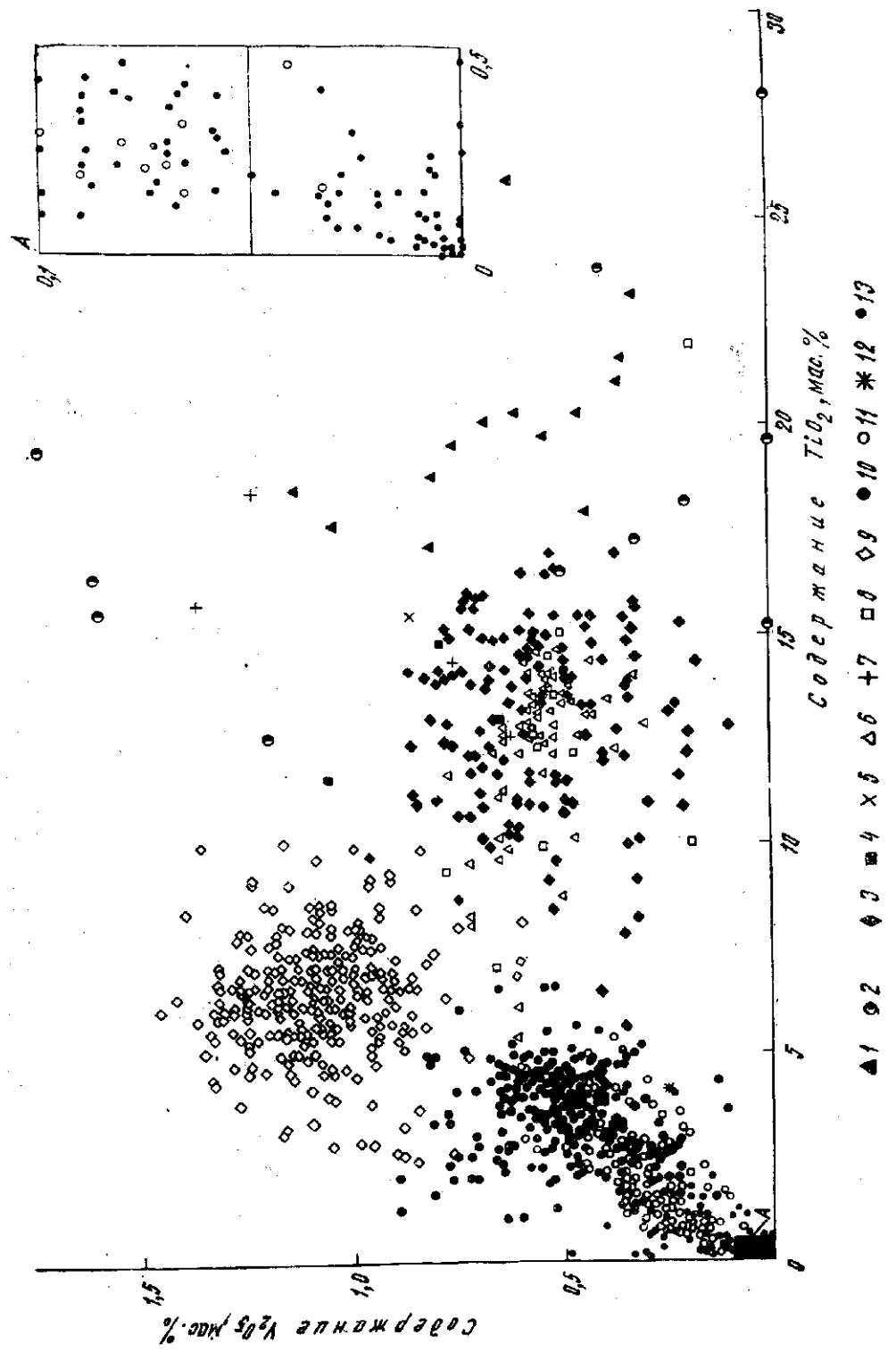


Рис. 144. Содержание титана и ванадия в магнетитах различных типов. Магнетит в изверженных породах базальтоидного ряда (производных базальтовой магмы).

1 — базальты, 2 — основные породы Скаергаардской интрузии и Бушвельдского комплекса; 3 — габбро-диабазы Копанского массива (Южный Урал) и западного склона Урала; 4 — габбро-диабазы Пудожского месторождения (Северная Карелия); 5 — габбро-диабазы Таберга, Швеция; 6 — габбро-диабазы Малого Куйбаса; 7 — траппы Сибирской платформы; 8 — габбро-диабазы США и Канады, 9 — габбро Волковского месторождения; 10, 11 — пироксениты, горнблендиты и габбро Платиноносного пояса Урала, (10 — Качканарский, Тагильский и Ревдинский массивы — качканарский тип, 11 — Кумбинский и Баранчинский массивы, Баяновско-Евсютинский тип); 12—13 — магнетит в боковых породах, связанных с интрузиями базальтоидного ряда, kontaktно-метасоматический тип (12 — с габбро, Копанский массив, 13 — с синекзитами и гранитоидами базальтоидного ряда, магнетит kontaktово-метасоматических месторождений железа: Осокино-Александровского, Евсютинского, Качарского, Гороблагодатского и др.).

руд Гусевогорского месторождения проведено нами методом составления и анализа баланса распределения ванадия (табл. 28). Расчет баланса распределения основан на данных содержания пятиокиси ванадия в породах и минералах, слагающих их, с учетом количественных соотношений минералов.

Несмотря на то что содержание пятиокиси ванадия в минералах, слагающих породы и руды месторождения, различно, доля распределения зависит от количественных соотношений минералов. Расчет баланса распределения пятиокиси ванадия в 21 пробе показал, что основным минералом-носителем ванадия является магнетит (титаномагнетит), от количества которого зависит характер его распределения.

Это особенно наглядно наблюдается в балансе распределения ванадия в сплошных титаномагнетитовых рудах (проба 5), где при содержании магнетита 69,5 % в нем содержится 98 % общего количества пятиокиси ванадия. В густовкрапленных рудах (проба 7) при содержании магнетита 49,6 % на его долю приходится 97,83 %. В рудных оливинитах, естественно, основным минералом-концентратором ванадия является магнетит, и несмотря на то, что его содержится в породе лишь 19,9 %, 91,25 % пятиокиси ванадия приходится на магнетит (титаномагнетит).

В типичных рудных пироксенитах месторождения (пробы 3, 4, 6, 8, 11, 16) на долю магнетита (титаномагнетита) приходится от 45 до 75 % пятиокиси ванадия при содержании магнетита от 9 до 19 мас.%, тогда как на долю клинопироксена, основного силикатного минерала, приходится лишь от 10 до 35 % пятиокиси ванадия.

При амфиболизации рудных пироксенитов происходит перераспределение содержаний ванадия между клинопироксеном и амфиболом, при этом доля пятиокиси ванадия возрастает в амфиболах от 5 до 17 %, а доля пятиокиси ванадия в пироксенитах падает (пробы 4, 9, 15). При интенсивной амфиболизации, приводящей к образованию горнблендитов (пробы 14 и 17), где количество амфибала возрастает до 55 и 97 %, доля пятиокиси ванадия, приходящейся на амфибол, возрастает, соответственно, до 47,14 и 84,87 % от общего содержания.

В оливиновых пироксенитах распределение ванадия прямо пропорционально и зависит от содержания магнетита, т. е. чем больше титаномагнетита, тем выше доля ванадия, приходящегося на него (пробы 1 и 2).

Изучение титаномагнетитовых руд Урала показало, что среди этого класса руд есть различные типы по условиям формирования. Эти различия в геолого-структурном и минералого-геохимическом отношении, составе руд и титаномагнетитов привели нас [74, 147] к выделению двух основных типов титаномагнетитовых руд, имеющих различные параметры формирования, т. е. удалось выяснить гетерогенность руд этого класса, а изучение отдельных месторождений привело к выделению различных этапов рудного процесса и наложения поздних процессов, приводящих к преобразованию руд ранних этапов.

Титаномагнетитовое оруденение качканарского типа, представленное малотитанистыми ванадийсодержащими рудами, установлено в оливинит-верлит-пироксенитовых породах Платиноносного пояса Урала и продуктах их метаморфизма.

В дунит-пироксенитовых комплексах положение пород перкнитового ряда строго определено [38, 34, 136] и подчиняется первичной зональности, возникшей в период формирования комплекса. Дуниты обычно в виде округлых, овальных или вытянутых тел располагаются в центральных частях комплекса, по мере приближения к периферии которых в дунитах появляются отдельные зерна клинопироксена, оливин становится более железистым, акцессорный хромшпинелид замещается магнетитом с образованием хромтитаномагнетита. При повышении железистости оливина дунит переходит в оливинит с образованием хромистых и хромсодержащих титаномагнетитов, а увеличение количества зерен клинопироксена приводит к образованию верлитов.

Последние постепенно сменяются сначала оливиновыми пироксенитами, затем оливинсодержащими, которые переходят в клинопироксениты, а среди последних встречаются участки (залежи) рудных пироксенитов (титаномагнетитовых). Рудные залежи титаномагнетитов качканарского типа неоднородны по строению, что хорошо фиксируется распределением основных полезных компонентов (железа, титана и ванадия), концентрирующихся в магнетите.

Проведенные исследования позволили нам выделить три типа зональности в рудных залежах, возникающих в различных условиях и обусловленных различными причинами, описанными выше.

Первичная зональность связана с формированием общей метасоматической зональности дунит-пироксенитовых комплексов.

Второй тип зональности связан с процессами амфиболизации и фельдшпатизации (габброизацией) пироксенитов и обусловлен более поздними процессами.

Третий тип зональности обусловлен тектоническими нарушениями и связанным с ними бластезом.

В результате наложения габброизации и бластомилонитизации в рудных залежах Качканара создается сложная картина общей зональности. Центральная часть залежей сложена средне-крупнозернистыми рудными пироксенитами, которые постепенно к контактам с оливино-

Таблица 29

Химический состав титаномагнетитов (а) и сосуществующих с ними ильменитов (б) из пород Качканарского массива

Компонент	1 *		2		3		4	
	а	б	а	б	а	б	а	б
SiO ₂	Сл.	1,06	1,72	0,25	0,55	0,30	2,32	1,41
TiO ₃	2,15	48,20	3,10	48,50	3,90	49,0	2,0	48,11
Al ₂ O ₃	2,00	1,07	4,20	1,36	2,84	1,68	2,98	0,58
Fe ₂ O ₃	64,92	10,84	60,22	11,86	59,64	11,98	61,27	7,94
FeO	27,95	33,53	27,50	31,96	29,59	28,73	27,80	40,40
MnO	0,26	0,39	0,36	2,77	0,22	1,60	0,20	0,93
MgO	0,91	3,87	2,03	3,76	2,03	6,40	1,43	0,45
CaO	1,04	0,33	0,43	Не обн.	0,33	Сл.	0,78	—
Na ₂ O	—	0,10	0,10	—	0,10	—	0,06	—
K ₂ O	—	0,05	0,20	—	0,20	—	0,06	—
П. п. п.	0,53	0,12	0,46	—	0,58	—	0,23	—
Ni	—	0,02	0,02	—	—	—	0,047	—
Co	0,06	0,01	0,01	—	0,01	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,033	—	0,022	—	0,021	—	0,002	—
V ₂ O ₅	0,75	0,14	0,60	0,12	0,80	Сл.	0,69	0,20
Сумма	100,60	99,73	100,97	100,55	100,81	99,69	100,37	100,02
U/Sr в Mt, мас. %	20,68		28,76		28,51		21,64	
Fe ₂ O ₃ в II, %		5,31		5,80		5,79		3,86
T, °C (±50)	700		775		775		675	
f _{o₂} (±1 атм)	17		16		16		19	

* 1 — горнблендиц крупнозернистый, Главная залежь; 2 — пироксенит мелко-среднезернистый рудный, Главная залежь; 3 — массивная титаномагнетитовая руда, Высокая залежь; 4 — габбро-амфиболовое, меланократовое, Главная залежь.

выми переходят в мелкозернистые и порфировидные пироксениты с полосчатыми и прожилковыми рудами, участками амфиболизированными в контактовых зонах с габброидами и плагиоклазитами. Горнблендицы и амфиболизированные пироксениты также частично рекристаллизуются.

Усложнение геологического строения залежей и распределения полезных компонентов заключается еще и в том, что все виды зональности проявляются по отношению к останцам вмещающих оливиновых пироксенитов и оливинитов, которые встречаются среди рудных пироксенитов во всех залежах рудного поля. Эти останцы имеют вытянутые формы согласно простиранию рудных залежей и представляют собой несмещенные участки (обломки, по А. Н. Заварицкому) при метасоматозе боковых пород.

Гетерогенность зональности рудных тел хорошо подчеркивается различием условий их формирования. Для определения условий формирования рудных пироксенитов и продуктов их изменения нами использованы несколько геотермометров, основанных на принципе фазового соответствия парагенезисов [48]: ильменит-магнетитовый, клинопироксен-ортопироксеновый, клинопироксен-амфиболовый [79]. Для барометрических исследований использованы составы клинопироксенов и амфиболов.

Результаты изучения фазового соответствия пары магнетит — ильменит (табл. 29) показали, что для рудных пироксенитов Качканара и

Таблица 30

Химический состав клинопирокснов (а) и сосуществующих с ними амфиболов (б) из пород и руд Качканара

Компонент	1*		2		3		4		5		6		7		8	
	a	6	a	6	a	6	a	6	a	6	a	6	a	6	a	6
SiO ₂	49,25	40,89	48,94	41,23	48,81	41,57	49,35	41,67	48,72	40,34	46,20	39,5	47,32	42,40	41,52	39,60
TiO ₂	0,52	1,12	0,50	1,22	0,57	1,47	0,52	1,36	0,50	1,37	0,73	1,28	1,16	1,38	0,65	1,13
Al ₂ O ₃	5,15	14,95	4,43	14,51	4,64	14,82	4,36	14,01	4,96	15,55	7,54	16,67	6,36	12,40	12,56	16,90
Fe ₂ O ₃	3,52	4,67	2,12	4,67	2,39	4,45	2,93	4,83	2,15	3,75	5,76	4,89	2,90	4,80	5,63	4,44
FeO	3,18	6,15	6,32	5,48	4,93	5,85	3,48	4,88	5,53	6,54	3,70	6,80	4,62	5,05	5,54	6,20
MnO	0,10	0,08	0,04	0,10	0,03	0,08	0,20	0,08	0,03	0,08	0,18	0,16	0,06	0,12	0,11	0,14
MgO	13,47	14,62	13,92	16,20	14,51	15,06	15,50	15,47	14,28	14,52	12,40	13,64	13,10	13,81	9,38	13,70
CaO	24,24	12,20	23,36	12,26	23,05	12,54	22,77	12,15	22,86	11,97	23,10	12,40	22,75	15,62	19,98	12,80
K ₂ O	0,04	0,35	0,05	0,35	0,05	0,57	0,04	0,61	0,05	0,50	0,018	0,54	0,06	0,50	0,05	0,50
Na ₂ O	0,17	1,55	0,12	1,55	0,16	1,79	0,17	2,0	0,17	1,47	0,19	1,75	0,18	1,70	0,09	1,50
П. п. п.	1,04	2,94	0,46	2,98	0,38	2,13	0,28	2,08	0,61	2,92	0,86	2,31	1,16	2,10	4,08	2,10
Ni	—	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02	0,02	0,24	0,01	0,04
Co	0,01	0,01	0,03	0,29	0,03	0,01	0,03	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,005	0,006	0,006	0,001	0,003	0,006	0,004	0,006	0,006	0,003	0,001	0,001	0,004	0,01	0,005	0,001
V ₂ O ₅	0,04	0,06	0,05	0,05	0,04	0,07	0,04	0,05	0,04	0,08	0,08	0,07	0,09	0,08	0,12	0,06
C _Y ма... .	100,735	99,606	100,35	100,90	99,60	100,43	99,68	99,22	99,95	99,15	100,78	100,04	99,79	100,22	99,73	99,12
X _{Mg}	0,89	0,81	0,80	0,84	0,84	0,82	0,89	0,81	0,82	0,78	0,85	0,78	0,83	0,83	0,75	0,80
X _{Fe}	0,11	0,19	0,20	0,16	0,16	0,18	0,11	0,19	0,18	0,20	0,14	0,22	0,17	0,17	0,25	,21
X _{Ca}	0,99	0,78	0,99	0,80	0,99	0,77	0,99	0,74	0,99	0,79	0,99	0,77	0,99	0,82	0,99	0,80
T, °C (±50°)	800	550	600	600	800	650	650	650	650	650	650	650	650	550	550	700

Окончание табл. 30

Компонент	9			10			11			12			13			14			15					
	a	6	a	6	a	6	a	6	a	6	a	6	a	6	a	6	a	6	a	6	a	6		
SiO ₂	47,08	40,61	47,55	40,41	47,46	40,87	49,37	41,76	48,10	41,97	48,50	42,31	50,65	39,02	53,02	39,41	—	—	—	—	—	—		
TiO ₂	1,0	1,45	0,80	1,30	0,75	1,45	0,65	1,10	0,67	1,08	0,64	1,16	0,58	1,82	0,16	1,48	—	—	—	—	—	—		
Al ₂ O ₃	8,09	17,10	8,21	17,36	7,56	16,97	6,15	15,91	7,0	14,98	5,40	14,14	4,07	14,64	1,60	13,02	—	—	—	—	—	—		
Fe ₂ O ₃	3,76	4,23	3,02	7,24	1,51	4,68	3,29	4,07	4,86	4,45	4,96	4,41	2,59	6,43	2,35	3,58	—	—	—	—	—	—		
FeO	3,14	5,42	3,99	3,21	5,71	5,57	2,57	4,57	2,70	5,41	3,00	6,29	3,50	9,65	2,29	8,07	—	—	—	—	—	—		
MnO	0,15	0,12	0,14	0,09	0,14	0,11	0,10	0,07	0,14	0,41	0,18	0,10	0,11	0,11	0,07	0,13	—	—	—	—	—	—		
MgO	13,54	14,76	13,33	15,31	12,41	14,36	14,76	15,92	13,10	13,88	13,0	14,00	15,36	13,16	17,05	14,41	—	—	—	—	—	—		
CaO	23,03	12,54	22,20	13,08	23,75	12,76	23,06	12,49	23,60	12,71	24,40	12,49	23,06	11,16	22,71	11,58	—	—	—	—	—	—		
K ₂ O	—	0,59	—	—	—	—	0,45	0,65	—	0,47	—	0,47	0,10	0,37	0,08	0,34	—	—	—	—	—	—		
Na ₂ O	0,23	1,92	0,036	—	—	—	1,81	0,17	1,71	—	1,67	—	1,80	0,20	2,0	0,38	1,79	—	—	—	—	—	—	
П. п. п.	0,74	1,16	—	—	1,77	0,95	1,22	—	1,52	0,21	2,46	0,78	2,34	0,56	2,07	0,70	2,76	—	—	—	—	—	—	
Ni	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,02	0,01	0,04	0,04	0,03	0,35	0,08	—	—	—	—	—	—	
Co	0,01	0,001	0,01	0,01	0,01	0,001	0,001	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Cr ₂ O ₃	0,003	0,004	0,001	0,002	0,001	0,003	0,002	0,003	0,001	0,006	0,001	0,007	0,005	0,005	0,001	0,006	—	—	—	—	—	—	—	
V ₂ O ₅	0,06	0,10	0,07	0,065	0,04	0,008	0,05	0,06	0,07	0,07	0,040	0,007	0,04	0,09	0,02	0,10	—	—	—	—	—	—	—	
Сумма . . .	100,84	100,01	99,56	99,80	100,301	100,27	100,19	99,85	100,50	99,59	99,95	99,61	100,87	100,54	100,85	99,41	—	—	—	—	—	—	—	
X _{Mg}	0,89	0,83	0,85	0,89	0,79	0,82	0,91	0,86	0,90	0,81	0,88	0,80	0,88	0,81	0,93	0,86	—	—	—	—	—	—	—	
X _{Fe}	0,11	0,17	0,15	0,10	0,21	0,18	0,09	0,14	0,10	0,18	0,11	0,20	0,12	0,19	0,06	0,14	—	—	—	—	—	—	—	
X _{Ca}	0,99	0,75	0,97	—	0,77	0,99	0,77	—	0,78	—	0,78	—	0,76	0,97	0,73	0,97	0,76	—	—	—	—	—	—	—
T, °C (±50°)	700	570	550	750	900	750	550	750	900	750	570	750	750	750	750	775	—	—	—	—	—	—	—	

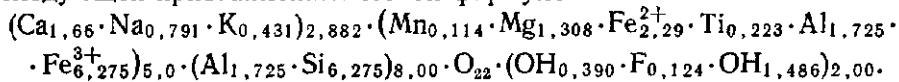
* 1—Гусевогорское месторождение; 1—5, 15—Главная залежь; 6—14—Западная залежь, 1—пироксенит купнозернистый, амфиболизированный, 2—пироксенит крупнозернистый, амфиболизированный, 3—пироксенит среднезернистый, 4—пироксенит рудный, амфиболизированный, 5—амфиболизированный, 6—горючеландит среднезернистый, 7—горючеландит среднезернистый, 8—пироксенит рудный, амфиболизированный; 11—горючеландит среднезернистый, 10—пироксенит рудный, амфиболизированный; 13—пироксенит мелкозернистый, 12—пироксенит мелкозернистый и фельдшпатолитизированный; 14—пироксенит мелкозернистый, порфировидный рудный, 15—пироксенит крупно-тигантозернистый, Светлый Бор.

прожилков сплошных руд характерны повышенные температуры (775°C), тогда как их амфиболизированные разности (горнблендиты) и амфиболовые габбро образуются при более низких температурах (675 — 700°C), что характеризует регрессивный процесс, отвечающий амфиболитовой фации метаморфизма.

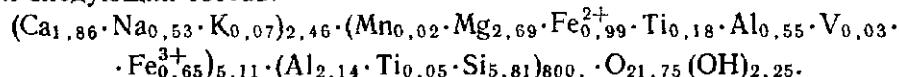
В целом породы и руды Качканара низкотемпературные (750°C по 4 пробам) по сравнению с магматогенными высокотитанистыми рудами Урала [134]; они формируются и преобразуются в условиях постмагматических температур в процессе магматического или пневматолитового замещения. Температуры, полученные для этих парагенезисов, соответствуют амфиболитовым фациям Алдана, архейским комплексам Адирондака, ксенолитам гарцбургитов, лерцолитов, гранатсодержащих пироксенитов из кимберлитов и эклогитов различных регионов мира, возникшим при метаморфизме габброидов и ультрабазитов [79]. Этим же температурам (750°C) соответствует и анализ распределения магнезиальности по диаграмме фазового соответствия в парагенезисе клинопироксен — ортопироксен для рудных среднезернистых пироксенитов с единичными крупными цепочными выделениями ортопироксена в Гусевогорском месторождении.

Пироксен-амфиболовые и амфибол-плагиоклазовые парагенезисы различных типов пород и руд Качканарского массива (табл. 30, 31) представлены в различной степени амфиболизированными и фельдшпатизированными пироксенитами, вплоть до горнблендитов, и амфиболовыми габброидами. Амфиболизированные пироксениты, горнблендиты и габбро на диаграмме фазового соответствия по кальциевости [79] располагаются выше поля гранулитов.

Оценка температур по общепринятым термометрам Л. Л. Перчука $Am - Pl$ для наших парагенезисов оказалась невозможной, так как они составлены для равновесий амфиболов, состав которых приближается к следующей кристаллохимической формуле:



Расчет химических анализов исследованных нами амфиболов показал следующий состав:



Из приведенных данных видно, что амфиболы исследуемой группы отличаются пониженной щелочностью и железистостью и повышенной магнезиальностью. Аналогичный вывод относится и к исследованным клинопироксенам, которые принадлежат к магнезиальному члену ряда диопсид — геденбергит с пониженной железистостью.

Для определения температур формирования по $Am - Pl$ термометру нами была использована диаграмма для эклогитовых пород с приближенными изотермическими корреляциями магнезиальности амфибола с основностью плагиоклаза. Определенные нами температуры соответствуют высокотемпературной стадии амфиболитовой фации метаморфизма и колеблются от 550 до 800°C , по $Px - Am$ термометру в среднем по 16 парам 690°C , а по $Am - Pl$ по 6 парам 675°C , что соответствует температурам формирования амфиболизированных пироксенитов и горнблендитов, определенным по $Mt - H$ термометру (675 — 700°C).

Таблица 31

Химический состав амфиболов (а) и сосуществующих с ними плагиоклазов (б)
из пород и руд Качканара

Компонент	1 *		2		3		4		5		6	
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
SiO ₂	40,25	39,60	39,59	41,90	40,87	42,68	40,06	42,88	39,92	40,27	44,55	58,98
TiO ₂	1,58	0,10	1,32	0,10	1,45	0,20	1,33	0,12	1,50	0,08	1,0	0,27
Al ₂ O ₃	14,78	30,43	15,08	31,50	16,97	30,08	15,80	29,97	16,45	28,44	10,98	21,33
Fe ₂ O ₃	5,33	3,77	5,44	1,98	4,68	1,84	4,29	1,08	4,56	3,06	4,99	1,26
FeO	7,33	0,40	8,52	0,27	5,57	0,50	7,63	0,26	6,20	1,51	12,93	1,25
MnO	0,14	0,10	0,12	0,03	0,11	0,06	0,13	0,05	0,16	0,151	0,29	0,02
MgO	13,47	0,24	12,91	0,10	14,36	0,88	12,05	0,56	14,38	0,86	8,61	0,95
CaO	11,37	22,0	11,47	19,95	12,76	19,98	12,40	19,53	12,60	20,45	11,07	5,05
K ₂ O	0,53	0,12	0,49	0,45	0,45	0,50	0,86	0,36	0,50	0,50	1,31	2,52
Na ₂ O	1,82	0,59	1,67	1,08	1,81	0,70	1,77	1,50	1,70	1,50	1,55	6,45
П. п. п.	3,42	2,70	2,72	2,66	1,22	3,08	3,21	2,93	2,10	2,75	2,69	1,81
Ni	Сл.	0,01	0,01	0,01	0,01	0,001	0,003	0,003	0,04	0,28	0,10	0,01
Co	—	0,001	0,01	0,001	0,001	0,001	0,03	0,01	0,01	0,001	0,01	0,02
Cr ₂ O ₃	Сл.	0,001	0,006	0,001	0,003	—	0,008	0,003	0,001	—	0,004	0,001
V ₂ O ₅	0,07	0,01	0,08	0,02	0,008	0,01	0,14	0,01	0,05	0,02	0,07	0,01
Сумма	100,09	100,07	99,44	100,05	100,27	100,51	99,71	99,27	100,17	99,83	100,15	99,93
X _{Mg}	0,76	—	0,73	—	0,82	—	0,86	—	0,80	—	0,54	—
X _{Fe}	0,23	—	0,27	—	0,18	—	0,14	—	0,19	—	0,45	—
X _{Ca}	0,75	0,97	0,77	0,89	0,77	0,92	0,74	0,86	0,78	0,87	0,72	—
T, °C (±50°)	700	700	710	740	725	500						

* 1—6 — Гусевогорское месторождение: 1, 4 — Главная залежь, 2, 3, 5 — Западная залежь. 1 — габбро гигантозернистое роговообманково-состоритовое, 2 — габбро роговообманково-состоритовое крупнозернистое, 3 — пироксенит амфиболизированный и фельдшпатализированный, 4 — габбро крупнозернистое, 5 — горнбледит средне-неравномернозернистый, 6 — габбро-амфиболит мезократовый тонкополосчатый, Светлый Бор, южная окраина пос. Покон.

Изучение особенностей состава сосуществующих оливинов и клинопироксенов гипербазитов Качканара и аналогичного с ним Кытлымского массива показало, что для различных пород устанавливается прямая зависимость между железистостью и магнезиальностью этих основных породообразующих минералов. С возрастанием железистости оливина от 10 (в дунитах) до 18 (в рудных пироксенитах) возрастает железистость клинопироксенов от 10 до 24. Отношение железистости оливина к железистости клинопироксена колеблется от 1,0 (в краевых частях дунитовых тел) до 1,3 (в наиболее удаленных магнетитовых пироксенитах). В интервале железистости от 10 до 20 отношение железистости оливинов и сосуществующих с ними клинопироксенов 1:1 (коэффициент разделения 1,0). В рудных пироксенитах, по данным светопреломления, железистость клинопироксена возрастает до 35—40 при железистости оливина 20—22. Однако расчет железистости клинопироксенов из этих пород по данным химических анализов показал, что она не превышает 24. Это несоответствие объясняется повышенной степенью окисления железа в клинопироксенах [122]. Изучение зависимости железистости оливинов и клинопироксенов дунитов и пироксенитов как Качканарского массива, так и массивов Платиноносного пояса от содержания в них валового железа и количества магнетита

показало, что возрастание железистости происходит постепенно при увеличении валового железа и количества магнетита, а достигнув экстремального значения, остается постоянным независимо от их количества и состава породы (оливинитов, верлитов, оливиновых пироксенитов и магнетитовых пироксенитов).

Для оливинов это насыщение наступает при железистости 18—20, для клинопироксенов — 24. В оливинах дунитов возрастание железистости происходит от 7 до 14, а в клинопироксенах от 7 до 21. При возрастании железистости оливина выше 14 дунит переходит в оливинит, а при 20 — в рудный оливинит (сидеронитовый дунит).

Химический состав существующих оливинов и клинопироксенов подтверждает эту закономерность (табл. 32), а коэффициенты распределения и разделения остаются близкими, что указывает на одинаковые или близкие термобарометрические условия формирования пород всего комплекса, возникающего при замещении дунита с вышеописанной зональностью. Оценка температур формирования пород комплекса по $Ol - Px$ геотермометру показала, что эти парагенезисы формируются при температурах около 1000°C и давлении около 5 кбар.

Расчет химических составов клинопироксенов на нормативный состав с учетом С-молекулы Чермака показал, что изученные титаномагнетитовые руды формируются при давлениях около 5 кбар, что подтверждает оценку давления по $Ol - Px$ геотермометру. В то же время титаномагнетитовые руды Качканара по оценке $Mt - Il$ геотермометра формируются при температурах около 700 °С. В связи с этим возникает несколько противоречивая картина по оценке температур формирования дунит-пироксенитового комплекса и рудных пироксенитов, так как первые по оценке $Ol - Px$ термометра формируются при температурах около 1000 °С, а рудные пироксениты 700 +50 °С. Это различие может быть объяснено следующим образом. Ранние силикатные парагенезисы возникли в результате метасоматического замещения на магматической стадии блоков дунитов в результате взаимодействия с базальтоидными расплавами при их переходе из мантийных условий в стадию рифтогенеза с образованием выше описанной зональности дунит-оливинит-верлит-оливиновый пироксенит, по аналогии с образованием магнезиальных скарнов [138] в условиях высоких температур и пород другого состава (магнезиальных дунитов). По мере продвижения в верхние части земной коры и со снижением температуры произошло отделение флюидной составляющей базальтоидной магмы, которая явилась агентом-переносчиком рудного вещества. При уменьшении давления и при падении температуры произошло рудоотложение в краевых зонах сложнозональной структуры, то есть в безоливиновых и оливинсодержащих пироксенитах и частично в оливиновых по отдельным ослабленным зонам, но, в основном, в межзерновом пространстве клинопироксенов пироксенитов (вкрашенные руды). Рудные минералы магнетит и ильменит, а также сопутствующая им шпинель ряда плеонаст — герцинит выполняют промежутки между зернами силикатов, часто включая в себя зерна последних с образованием своеобразных сидеронитовых и мирамелитовых структур, характерных для малотитанистых титаномагнетитовых руд Качканара. Мирамелитовые структуры постепенно переходят в сидеронитовые. Размер мирамелитовых вростков постепенно уменьшается от сидеронитовых выделений магнетита в сторону зерен силикатов.

Эти данные указывают, что рудные минералы отлагались позднее

Таблица 32

Химический состав оливинов (а) и сосуществующих с ними клинопироксенов (б) из пород и руд Качканарского массива, мас. %

Компонент	1 *		2		3		4	
	а	б	а	б	а	б	а	б
SiO ₂	38,87	49,35	39,39	48,72	39,0	49,69	38,73	48,04
TiO ₂	0,01	0,52	0,18	0,50	0,02	0,42	0,01	0,45
Al ₂ O ₃	0,15	4,36	0,44	4,96	0,15	3,66	0,72	3,66
Fe ₂ O ₃	1,82	2,93	1,59	2,15	2,35	2,35	1,46	1,80
FeO	17,62	3,48	14,18	5,53	15,76	5,85	16,66	5,59
MnO	0,35	0,20	0,22	0,03	0,25	0,10	0,30	0,04
MgO	41,09	15,50	42,79	14,28	43,00	14,61	40,37	17,29
CaO	0,45	22,77	0,17	22,86	0,02	22,94	0,68	20,82
K ₂ O	Сл.	0,04	0,01	0,05	Сл.	Сл.	0,04	0,05
Na ₂ O	0,07	0,17	0,03	0,17	0,07	0,17	0,12	0,05
П. п. п.	0,32	0,28	0,58	0,61	0,32	0,64	1,0	1,11
Ni	—	0,01	—	0,01	—	0,01	0,02	0,01
Co	0,02	0,03	—	0,03	0,02	0,01	0,02	0,04
V ₂ O ₅	0,022	0,004	—	0,006	0,002	0,003	0,02	0,007
Cr ₂ O ₃	—	0,04	0,15	0,04	—	0,003	Нет	0,04
Сумма	100,79	99,68	99,73	99,95	100,96	100,48	100,15	99,00
X _{Mg}	0,81	0,89	0,84	0,82	0,83	0,82	0,81	0,84
X _{Fe}	0,19	0,11	0,16	0,18	0,17	0,18	0,19	0,16
Компонент	5		6		7			
	а	б	а	б	а	б		
SiO ₂	40,10	50,82	36,96	50,02	38,4	49,94		
TiO ₂	—	1,89	0,30	0,72	0,23	0,68		
Al ₂ O ₃	Нет	0,93	2,10	4,56	2,46	4,35		
Fe ₂ O ₃	0,16	1,24	3,20	2,90	2,31	2,68		
FeO	9,50	2,22	20,11	5,91	16,30	4,98		
MnO	0,20	0,02	0,74	0,10	0,39	0,08		
MgO	48,20	18,90	37,0	15,72	35,60	14,47		
CaO	0,45	20,97	—	18,58	2,06	20,20		
K ₂ O	0,008	0,05	—	0,10	0,10	0,10		
Na ₂ O	0,02	0,36	—	0,55	0,20	0,20		
П. п. п.	1,54	1,46	—	0,85	1,06	1,78		
Ni	—	0,34	—	0,01	0,003	Не обн.		
Co	—	0,03	—	0,01	0,011	0,004		
V ₂ O ₅	—	0,002	—	0,001	0,020	0,003		
Cr ₂ O ₃	Сл.	0,02	—	0,04	—	0,04		
Сумма	100,18	99,25	100,39	100,07	99,14	99,51		
X _{Mg}	0,90	0,94	0,76	0,83	0,78	0,83		
X _{Fe}	0,10	0,06	0,23	0,17	0,21	0,17		

* 1—4 — Гусевогорское месторождение, Главная залежь: 1 — пироксенит оливиновый, слабо-оруденелый, крупнозернистый, 2 — пироксенит среднезернистый, 3 — жилки сплошного титаномагнетита с оливином, 4 — оливинит рудный серпентинизированный, 5 — дунит сидеронитовый мелкозернистый, Качканарский массив, Верхне-Косьвинский прииск, восточная окраина; 6 — крупнозернистый троктолит, Собственно-Качканарское месторождение, гора Еловая Гриба; 7 — троктолит мелкозернистый, там же.

силикатов и рудоотложение привело к перекристаллизации и изменению состава силикатов (оливинов, клинопироксенов), при котором происходит увеличение железистости соответственно до 18 и 24 и наступает насыщение их железом независимо от состава породы. Процесс амфи-

болизации и фельдшпатизации пироксенитов происходит в результате позднего автометаморфического преобразования уже сформированного рудного комплекса и является стадией регрессивного метаморфизма, приводящего к образованию серпентинизированных и амфиболизированных оливинитов и верлитов, амфиболизированных и фельдшпатизированных пироксенитов, габброидов и горнблендитов, соответствующих по данным $Px - Am$ и $Am - Pl$ геотермии соответственно 690 °C (16 проб) и 675 °C (6 проб), то есть самым низким парагенезисам, отвечающим высокотемпературной амфиболитовой фации метаморфизма.

В дальнейшем, в результате диапирисма Качканарского массива, породы в твердом состоянии подвергаются интенсивному бластезу и милонитизации с образованием различных бластомилонитов. Наиболее интенсивно это проявляется в краевых частях массива и на контактах разнородных пород. В результате формируются тонкозернистые и порфировидные пироксениты, и происходит изменение вещественного состава руд. В клинопироксенах возрастает степень окисления железа, а магнетиты проходят стадию сегрегации.

Многоэтапность и палингенность формирования пироксенитового комплекса Качканара, таким образом, наряду с геологическими данными, хорошо фиксируются парагенетическими анализами основных типов пород и руд и их преобразованиями.

Таким образом, первый этап формирования комплекса происходил в мантийных условиях, или в нижних частях земной коры, когда оливинсодержащие породы (дуниты), поступая по разломам в пределы земной коры в разогретом, но твердом состоянии и взаимодействуя с базальтоидными расплавами, в результате магматического замещения сформировали зональный ряд: дунит — оливинит — верлит — оливиновый пироксенит — пироксенит, в результате Ca — Al метасоматоза по аналогии с формированием магнезиальных скарнов [138].

В последующее время на уже сформированный зонально-метаморфический комплекс накладывается титаномагнетитовое оруденение в постмагматическую стадию, приводящее к преобразованию вмещающих пород и изменению состава основных породообразующих минералов: оливины и клинопироксена. В качестве факта равновесности при этом процессе является систематическое возрастание железистости основных сосуществующих минералов (оливина и клинопироксена) и общей железистости породы с увеличением количества титаномагнетита. По мере снижения температуры флюидная составляющая базальтовой магмы, явившаяся источником и агентом-переносчиком рудного вещества, накладываясь на зонально-метаморфический комплекс, вызывает максимальное повышение железистости силикатов и происходит массовое выделение рудных минералов (титаномагнетит и ильменит) с образованием мирмекитовых и сидеронитовых структур. Последующие преобразования на стадии амфиболизации (процесс, отвечающий по условиям формирования высокотемпературной стадии амфиболитовой фации метаморфизма) ведут к перекристаллизации титаномагнетита с уменьшением в нем содержания титана и количества зерен первично обособленного ильменита.

Изучение пироксенитов Качканарского массива и других массивов Платиноносного пояса Урала показало, что они и связанные с ними титаномагнетитовые руды формировались в одних физико-химических условиях и для них характерны одни и те же последующие преобразования.

1. Алешин М. И. Качканарское и Гусевогорское месторождения малотитанистых магнетитов.—В кн.: Проблемы Качканара: Материалы конференции по комплексному использованию качканарских титаномагнетитовых руд. Свердловск, 1959, с. 16—25.
2. Антипов А. Характеррудоносности и современное положение горного, т. е. рудного, дела на Урале.—Горн. ж., 1860, № 1, с. 220—227.
3. Барбод-де-Марин Е. Н. Гора Качканар и ее месторождения магнетитового железняка.—Горн. ж., 1902, № 6, с. 243—266.
4. Бегизов В. Д., Борисенко Л. Ф., Усков Е. Д. Сульфиды и природные твердые растворы платиноидов из ультрабазитов Гусевогорского массива (Урал).—Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 6, с. 1408—1411.
5. Бетехтин А. Г. Платина и другие минералы платиновой группы. М.: Изд-во АН СССР, 1935. 148 с.
6. Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. М.: Недра, 1958. 435 с.
7. Боганик Г. Н. О задаче сглаживания экспериментальных данных путем параболической аппроксимации.—Разведочная геофизика, 1969, вып. 33, с. 77—117.
8. Борисенко Л. Ф. Малые элементы и вопросы генезиса гипербазитов Нижнетагильского массива.—Геохимия, 1961, № 12, с. 1115—1123.
9. Борисенко Л. Ф. Генезис гипербазитов и некоторые особенности распределения редких и малых элементов.—В кн.: Химия земной коры. М., 1964, т. 2, с. 364—375.
10. Борисенко Л. Ф. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. М.: Наука, 1966. 224 с.
11. Борисенко Л. Ф., Усков Е. Д., Лучин Н. С. Аксессорные минералы и малые элементы в горнбледитах Гусевогорского массива.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 1, с. 83—86.
12. Борисенко Л. Ф. Геохимия, минералогия и типы эндогенных месторождений ванадия: Автoref. дис. ...докт. геол.-мин. наук. М., 1972. 54 с.
13. Борисенко Л. Ф. Ванадий (минералогия, геохимия и типы эндогенных месторождений). М.: Недра, 1973. 192 с.
14. Борисенко Л. Ф., Усков Е. Д. О комплексном использовании бедных титаномагнетитовых руд качканарского типа.—В кн.: Редкие элементы. Сыре и экономика. М., 1973, вып. 8, с. 75—81.
15. Борисенко Л. Ф., Усков Е. Д., Еремин Н. Я., Архангельская В. Н. Ильменит бедных титаномагнетитовых руд и возможности его извлечения.—В кн.: Исследования в области рудной минералогии. М., 1973, с. 93—99.
16. Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре.—Геохимия, 1956, № 1, с. 6—52.
17. Волченко Ю. А. Первая находка розового диопсида на Урале и особенности условий образования необычно окрашенных диопсидов.—В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск, 1969, т. 1, с. 270—272.
18. Волченко Ю. А. Состав платиноидов и золота Гусевогорского габбро-пироксенитового массива (Средний Урал).—В кн.: Ежегодник-1969 /Ин-т геологии и геохимии Урал, фил. АН СССР. Свердловск, 1970, с. 188—192.
19. Волченко Ю. А., Вилесов Н. Г. Генетическая природа корреляционных связей F, Pt и Pd в платиноносных клинопироксенитах Урала.—В кн.: Ежегодник-1970 /Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1971, с. 87—91.
20. Волченко Ю. А. Этапность формирования Гусевогорского габбро-пироксенитового массива (Средний Урал) и поведение платиноидов и золота в ходе этого процесса.—В кн.: Проблемы геологии, петрологии, рудогенеза. Свердловск, 1972, с. 64—68.
21. Волченко Ю. А., Нечеухин В. М., Радыгин А. И., Сандлер Г. А. Новый тип платиноидной минерализации в гипербазитах складчатых поясов.—Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 1, с. 182—185.
22. Воробьева О. А. О некоторых особенностях геологического строения Баранчинского массива на Урале.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 5, с. 61—78.
23. Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свешникова Е. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. М.: ИГЕМ АН СССР, 1962. 319 с.

24. Воробьев О. А. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала и проблема его происхождения.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогенesis Урала. Свердловск, 1963, т. 1, с. 373—374.
25. Высоцкий Н. К. Месторождения платины Исовского и Нижнетагильского районов на Урале.— Труды Геол. комитета. Нов. сер., 1913, вып. 62. 694 с.
26. Высоцкий Н. К. Платина и районы ее добычи. Ч. IV.— В кн.: Обзор районов добычи платины на Урале. Л., 1925, вып. 2, с. 348—692.
27. Гофман Э. Материалы для составления геогностической карты казенных горных заводов хребта Уральского.— Горн. ж., 1859, ч. 2, с. 102—126.
28. Дубов Р. И. Физико-математический анализ гипергенного поля рассеяния.— Литогеохимические поиски рудных месторождений по их гипергенным ореолам и потокам рассеяния. Алма-Ата, 1968, с. 120—125.
29. Дюпарк Л. Платина и платиновые месторождения на Урале.— Горн. ж., 1913, т. 1, № 2, с. 78—86.
30. Ефимов А. А. Кытлынский массив как длительно существовавшая область магматической и метаморфической активности.— В кн.: Первое Уральское петрографическое совещание: Тезисы докладов. Свердловск; 1961, вып. 1, с. 78—80.
31. Ефимов А. А. Контактовые явления и образование кытлымитов в Кытлымском платиноносном массиве.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М., 1962, вып. 10, с. 117—146.
32. Ефимов А. А. Кытлымский платиноносный массив.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогенesis Урала. Свердловск, 1963, т. 1, с. 405—420.
33. Ефимов А. А., Иванова Л. П. Метасоматическая зональность в контактах уральских платиноносных дунитов с пироксенитами.— Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 6, с. 1424—1427.
34. Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 336 с.
35. Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Генетическое значение степени равновесности габбройдов.— Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 1, с. 182—185.
36. Ефимов А. А. О геологической позиции и внутреннем строении Качканарского массива (Платиноносный пояс Урала).— В кн.: Ежегодник-1969 /Инт геологии и геохимии Урал. фил. АН СССР. Свердловск, 1970, с. 34—35.
37. Заварицкий А. Н. О классификации магматических рудных месторождений.— Изв. Геол. комитета, 1926, т. 45, № 2, с. 67—80.
38. Заварицкий А. Н. Коренные месторождения платины на Урале. Л., 1928. 56 с.
39. Заварицкий А. Н. О фузивных магматических месторождениях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1937, № 4, с. 765—785.
40. Заварицкий А. Н. Некоторые основные вопросы геологии Урала.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1941, № 3, с. 36—104.
41. Захаров А. Ф., Вечер Н. А., Лекомцев А. Н. и др. Качканарский ванадий. Свердловск: Средне-Урал. кн. изд-во, 1964. 121 с.
42. Еремеев П. В. Заметки о месторождениях железных руд в горнозаводских дачах хребта Уральского.— Горн. ж., 1859, ч. 2, с. 313—337.
43. Иблаимов Р. Г. Статистическая геохимия компонентов руд Гусевогорского титаномагнетитового месторождения.— В кн.: Геология и петрография западного склона Урала. Пермь, 1976, с. 180—182.
44. Иванов А. А. Месторождения осмистого иридия. Свердловск: Урал. фил. АН СССР, 1944. 88 с.
45. Иванов А. А., Лизунов Н. В. Платиноиды в ультраосновных породах Урала.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1944, № 5, с. 78—86.
46. Иванов А. А., Латыш И. К. О магматических рудных месторождениях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 6, с. 3—13.
47. Ивченко А. Н., Бастан П. П. Статистическая обработка данных по опробованию руд Гусевогорского месторождения.— Изв. вузов. Горн. ж., 1965, № 12, с. 18—24.
48. Ингерсон И. Геологическая термометрия.— В кн.: Земная кора. М., 1957, с. 482—504.
49. Исаенко М. П. Определитель текстур и структур руд. М.: Недра, 1964. 156 с.
50. Каплан В. Е. К влиянию ограниченности областей рассеяния концентраций химических элементов на их распределение в горных породах и рудах.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск, 1969, т. 2, с. 185—186.
51. Каргинский А. П. Авгитовые породы деревни Мулдакаево и горы Качканар.— Горн. ж., 1896, т. 2, № 5, с. 54—78.
52. Каргинский А. П. О вероятном происхождении коренных месторожде-

- ний платины Уральского типа.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1926, т. 20, № 1—2, с. 159—170.
53. Карпова О. В. Титаномагнетитовые руды Южного Урала. М.: Наука, 1974. 152 с.
54. Кашин С. А. Медно-титаномагнетитовое оруденение в основных интрузивных породах Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1948. 132 с.
55. Кравцова Л. И. Геологическое строение и история формирования Ко-панского габбрового массива Южного Урала.—В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогенesis Урала. Свердловск, 1963, т. 1, с. 467—480.
56. Краснопольский А. А. Геологические исследования по восточной стороне Урала в Верхне- и Нижне-Туринской и частью Бисертской дачах. Изв. Геол. комитета, 1890, № 7. 102 с.
57. Латыш И. К. Формы нахождения платины в рудах Качканарского типа на Урале.—В кн.: Вопросы геологии Урала. Свердловск, 1959, с. 3—15.
58. Латыш И. К. Выступление на Первом Уральском петрографическом совещании.—В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогенesis Урала. Свердловск, 1963, т. 1, с. 545.
59. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблемы магмы.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1939, № 1, с. 3—24.
60. Майсен Б., Бетчер А. Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979. 122 с.
61. Малахов И. А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Наука, 1983. 223 с.
62. Малахов И. А. Оценка условий формирования альпинотипных ультрабазитов Урала по пироксеновому термобарометру.—В кн.: Ежегодник-1982 /Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1983, с. 63—68.
63. Малышев И. И., Пантелеев П. Г., Пэк А. В. Титаномагнетитовые месторождения Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1934. 264 с.
64. Малышев И. И., Пэк А. В., Унковская В. А., Шербина В. В. Титаномагнетитовые месторождения Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1936. 176 с.
65. Малышев И. И. Южно-Уральские титаномагнетиты как пегматиты остаточного расплава габбровой магмы.—В кн.: Титаномагнетитовые месторождения Урала. Л., 1936, ч. 2, с. 73—97.
66. Малышев И. И. Основные генетические типы месторождений титаномагнетитовых руд и промышленная их ценность.—Разведка и охрана недр, 1955, № 1, с. 5—14.
67. Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 272 с.
68. Микшевич В. Н., Трубов Г. А. Опыт применения магнитометрического способа опробования качканарских железных руд.—Труды Свердл. горн. ин-та, 1963, вып. 44, с. 113—119.
69. Михеев В. И. Рентгенометрический определитель. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 868 с.
70. Мурчисон Р. И., Вернейль Э., Кэйзерлинг А. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского. Спб., 1849, ч. 2. 146 с.
71. Мясников С. Я., Самойлов П. И., Усков Е. Д. Краткая геологическая характеристика Качканарского месторождения и технологическая оценка рудного сырья.—Горн. ж., 1966, № 2, с. 14—17.
72. Мясников С. Я., Самойлов П. И., Усков Б. Д. и др. Качественная оценка руд Качканарского типа.—Изв. вузов. Горн. ж., 1966, № 8, с. 3—7.
73. Мясников В. С. Некоторые особенности титаномагнетитовых руд Южного Урала и проявление в них метаморфизма.—Геология рудных месторождений, 1959, № 2, с. 49—62.
74. Нечехухин В. М., Волченко Ю. А., Андреев М. И. Генетические типы титаномагнетитовых месторождений.—В кн.: Ежегодник-1974 /Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1975, с. 124—126.
75. Овчинников Л. Н. Контактово-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Свердловск: Урал. фил. АН СССР, 1960. 495 с.
76. Овчинников Л. Н., Баклаев Я. П., Кожевников К. Е. и др. Состояние и перспективы расширения железорудной базы Урала.—В кн.: Рудная база Урала. М., 1972, с. 110—132.
77. Паллас П. С. Путешествие по разным местам Российского государства. Спб., 1770, ч. 2, кн. 1. 476 с.
78. Пантелеев П. Г. К вопросу геохимии титана, ванадия и хрома в титаномагнетитах Урала.—Изв. АН СССР, 1938, № 3, с. 449—465.
79. Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970.

80. Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.
81. Пирогов Б. И., Прихода В. С., Малюта Л. К. Влияние качества сырья на показатели обогащения фабрик ЮГОК.—Горн. ж., 1959, № 7, с. 32—38.
82. Пирогов Б. И. Вещественный состав, строение и обогатимость железистых роговиков Скелеватовского магнетитового месторождения в Криворожском бассейне.—Сов. геология, 1962, № 8, с. 122—135.
83. Плошкина Е. Я., Фоминых В. Г. О составе пироксенов некоторых пород габбровых формаций Урала.—В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963, т. 1, с. 463—466.
84. Пономарев В. Н., Глухих И. И. К вопросу определения содержания железа в магнетитовых рудах по величине их магнитной восприимчивости.—Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 8, с. 1225—1229.
85. Пустыльник Е. И. Статистические методы анализа и обработки наблюдений. М.: Наука, 1968. 230 с.
86. Рамдор П. Рудные минералы и их срастание. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. 1132 с.
87. Разин Л. В. Геохимия и минералогия группы платины и золота в платиноносных породах габбро-гипербазитового ряда.—В кн.: Тезисы докладов научной конференции, посвященной столетию со дня рождения Н. К. Высоцкого. Свердловск, 1964, с. 15—17.
88. Разин Л. В., Хвостова В. П., Новиков В. А. Металлы группы платины в породообразующих и акцессорных минералах ультраосновных пород.—Геохимия, 1965, № 2, с. 159—174.
89. Разин Л. В., Хоменко Г. А. Особенности накопления осмия, рутения и остальных металлов группы платины в хромшпинелидах платиноносных дунитов.—Геохимия, 1969, № 6, с. 659—672.
90. Разин Л. В., Юркина К. В. Минералы платиновых металлов в рудах Гусевогорского титаномагнетитового месторождения (Ср. Урал).—Геология рудных месторождений, 1971, № 2, с. 102—109.
91. Решитько В. А. Геологическое строение Качканарского габбро-перидотитового массива на Среднем Урале.—В кн.: Материалы I научной конференции аспирантов. Ростов-на-Дону, 1959, с. 7—10.
92. Решитько В. А. Некоторые особенности геологического строения Исовского района Среднего Урала.—Там же, с. 1—7.
93. Решитько В. А. Метаморфизм зон рассланцевания и глубинных разломов в районе Качканарского габбро-перидотитового массива на Урале.—Сов. геология, 1959, № 12, с. 24—39.
94. Решитько В. А. Закономерности распределения пород и оруденения в брахисинклинальных габбро-перидотитовых массивах платиноносного пояса Урала.—Разведка и охрана недр, 1961, № 9, с. 7—10.
95. Решитько В. А. О значении жильных пород для определения уровней эрозионных срезов массивов платиноносного габбро-перидотитового пояса Урала.—Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 4, с. 906—908.
96. Решитько В. А. Брахисинклинали габбро-перидотитовых массивов Платиноносного пояса Урала и их происхождение.—В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963, т. 1, с. 393—404.
97. Решитько В. А. Выступление.—Там же, с. 545—546.
98. Решитько В. А. Платиновое оруденение в брахисинклиналях Качканарского габбро-перидотитового массива на Урале.—Изв. вузов. Геология и разведка, 1967, № 5, с. 33—42.
99. Рожков И. С., Кичул В. И., Разин Л. В., Боришанская С. С. Платина Алданского щита. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 119 с.
100. Родионов Д. А. К вопросу о логарифмически-нормальном распределении содержаний элементов в изверженных горных породах.—Геохимия, 1961, с. 324—327.
101. Рудные месторождения СССР /Под ред. В. И. Смирнова. М.: Недра, 1978, т. 1. 352 с.
102. Рупасова З. В. Качканарское месторождение титаномагнетитовых руд.—Горн. ж., 1948, № 5, с. 3—6.
103. Самойлов П. И., Максимов Г. С., Усков Е. Д. Изучение вещественного состава и технологических свойств титаномагнетитовых руд Качканарского месторождения для оперативного планирования добычи руды и производства железозавандиевого концентратта.—В кн.: Материалы семинара рудничных геологов (Кривой Рог, 1966 г.). М., 1969, с. 35—39.
104. Самойлов П. И., Толочко М. Г. Некоторые статистические законо-

мерности текстурных параметров руд Гусевогорского месторождения, определяющие геологические предпосылки для разработки оптимальных планов горно-обогатительного производства.—В кн.: Организация и управление горным производством. М., 1972, т. 2, с. 87—90.

105. Свешникова Е. В., Шабынин Л. Н. О зеленых клинопироксенах из скарновых пород и некоторых других метасоматических образований.—Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1961, ч. 20, вып. 2, с. 207—209.

106. Сергеев В. Н., Фоминых В. Г. К онтогенезу магнетита.—В кн.: Минералогия и геохимия железорудных месторождений Урала. Свердловск, 1974, с. 18—26.

107. Тимохов К. Д. Титаномагнетитовое оруденение на Гусевогорском и Качканарском месторождениях.—Сов. геология, 1963, № 11, с. 125—131.

108. Тимохов К. Д. Медносульфидное и титаномагнетитовое оруденение платиноносного пояса габбро-перidotитовой формации Урала.—Сов. геология, 1964, № 6, с. 72—80.

109. Тихонов А. Н. Об устойчивых методах суммирования ряда Фурье.—Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 2, с. 268—271.

110. Толочкин М. Г., Еремин Н. Я., Самойлов П. И. О необходимости усреднения руд по текстурной характеристике.—Изв. вузов. Горн. ж., 1971, № 12, с. 29—33.

111. Трепер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 185 с.

112. Уманский Я. С. Рентгенография металлов и полупроводников. М.: Металлургия, 1960. 448 с.

113. Успенский Н. М. О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала.—В кн.: Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. М., 1952, с. 54—78.

114. Успенский Н. М. Генезис титаномагнетитовых месторождений Урала.—Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1968, т. 131, с. 95—223.

115. Униковская В. А. Иностранные месторождения титаносодержащих железных руд.—В кн.: Титаномагнетитовые месторождения Урала. М., 1936, вып. 2, с. 107—161.

116. Фадеичев А. Ф. Качканарский габбро-пироксенитовый массив и связанные с ним титаномагнетитовое оруденение.—В кн.: Путеводитель Тагило-Кушвинской экскурсии: Первое Уральское петрографическое совещание. Свердловск, 1961, с. 118—125.

117. Фоминых В. Г. Состав акцессорного титаномагнетита в магматических породах Урала, как один из критерий их генезиса.—В кн.: Первое Уральское петрографическое совещание: Тезисы докладов. Свердловск, 1961, вып. 1, с. 96—97.

118. Фоминых В. Г., Юников Б. А. Шпинель в титаномагнетитовых месторождениях Урала.—Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1961, ч. 90, вып. 6, с. 717—720.

119. Фоминых В. Г. Распределение титана в Качканарском титаномагнетитовом месторождении.—Геохимия, 1931, № 10, с. 963—966.

120. Фоминых В. Г. Пироксениты Качканара.—В кн.: Научная конференция, посвященная столетию со дня рождения Н. К. Высоцкого. Свердловск, 1964, с. 20—23.

121. Фоминых В. Г. Тулыты титаномагнетитовых месторождений Урала.—В кн.: Минералы изверженных горных пород и руд Урала. Л., 1967, с. 52—54.

122. Фоминых В. Г., Самойлов П. И., Максимов Г. С., Макаров В. А. Пироксениты Качканара. Свердловск: Урал. фил. АН СССР, 1967. 84 с.

123. Фоминых В. Г., Глухих И. И. Магнитные свойства титаномагнетитов титаномагнетитовых месторождений Урала.—Докл. АН СССР, 1968, т. 180, № 3, с. 710—712.

124. Фоминых В. Г., Волченко Ю. А. Жильные породы Гусевогорского месторождения.—В кн.: Материалы II совещания молодых геологов и геофизиков Урала. Свердловск, 1969, т. 1, с. 142—144.

125. Фоминых В. Г., Волченко Ю. А., Нестеренко Э. В. Минералогико-геохимические критерии золотоносности гидротермально-измененных зон в пироксенитах Качканарского массива (Средний Урал).—В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата, 1969, с. 69—70.

126. Фоминых В. Г. Минералогия и геохимия клинопироксенитов платиноносного пояса Урала.—В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, т. 3, с. 83—92.

127. Фоминых В. Г., Усиков Е. Д., Волченко Ю. А. Золото в рудах Качканарского массива на Среднем Урале.—В кн.: Вопросы геологии месторождения золота. Томск, 1970, с. 31—36.

128. Фоминых В. Г., Хвостова В. П. О платиноносности дунитов Урала.—Докл. СССР, 1970, т. 191, № 2, с. 443—445.

129. Фоминых В. Г. Некоторые закономерности распределения металлов группы платины в ультрабазитах Урала.—В кн.: Ежегодник-1969 /Ин-т геологии и геохимии Урал. фил. АН СССР. Свердловск, 1970, с. 150—154.
130. Фоминых В. Г., Хвостова В. П. Особенности распределения минералов группы платины в породообразующих минералах Гусевогорского месторождения.—Докл. АН СССР, 1971, т. 220, № 2, с. 443—445.
131. Фоминых В. Г., Каплан В. Е. О геологической породе статистических закономерностей распределения железа в рудах Гусевогорского месторождения.—В кн.: Минералы рудных месторождений Урала. Свердловск, 1973, с. 24—27.
132. Фоминых В. Г. Фтор и хлор в существующих апатитах и амфиболах пород и руд титаномагнетитовых месторождений Урала.—Геохимия, 1974, № 3, с. 484—487.
133. Фоминых В. Г., Юшко-Захарова О. Е., Дубакина Л. С. Минералы платиновой группы Гусевогорского месторождения.—Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 3, с. 663—666.
134. Фоминых В. Г. Температуры образования титаномагнетитовых концентраций по ильменит-магнетитовому геотермометру на примере Урала.—В кн.: Проблемы биминеральной геотермобарометрии. Свердловск, 1976, с. 58—68.
135. Фоминых В. Г., Малахов И. А. Генетическое значение закономерностей распределения элементов семейства железа и платины в гипербазитах Урала.—В кн.: Минералогия и геохимия гипербазитов Урала. Свердловск, 1977, с. 3—16.
136. Фоминых В. Г., Краева Ю. П., Ларина Н. В. Особенности зональности дунит-пироксенитовых массивов платиноносного пояса Урала на примере Иловского дунитового тела Кытлымского массива.—В кн.: Генезис ультрабазитов и связанных с ними оруденения. Свердловск, 1977, с. 32—40.
137. Фоминых В. Г., Ярош П. Я. Хром в магнетитах Урала.—Геохимия, 1977, № 9, с. 1360—1367.
138. Шабынин Л. И., Лизарев М. А., Перцев М. Н., Шмакин Б. М. Шпинелево-пироксеновые породы как метасоматические образования.—В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., 1961, с. 440—483.
139. Шабынин Л. И. Формация магнезиальных скарнов. М.: Недра, 1973. 213 с.
140. Штейнберг Д. С. О взаимной связи контактово-метасоматических и так называемых «магматических» железорудных месторождений Урала.—Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1953, т. 82, № 4, с. 247—255.
141. Штейнберг Д. С., Кравцова Л. И., Варлаков А. С. Основные черты геологического строения Кусинской габбровой интрузии и залегающих в ней рудных месторождений.—В кн.: Вопросы геологии Урала. Свердловск, 1959, с. 13—39.
142. Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. О распределении элементов-примесей в титаномагнетитах Урала.—Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 6, с. 1449—1451.
143. Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. О составе титаномагнетитов Урала.—Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 7, с. 1452—1454.
144. Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. Титаномагнетиты изверженных пород Урала и связанных с ними титаномагнетитовых месторождений Урала.—В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963, т. 1, с. 513—520.
145. Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г., Еремина М. В. и др. Состав титаномагнетитов в базитах и ультрабазитах Урала. Свердловск: Урал. фил. АН СССР, 1965. 98 с.
146. Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. Клинопироксены из пироксенитов Качканара (Урал).—Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1967, ч. 96, вып. 2, с. 133—140.
147. Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. О генезисе титаномагнетитов.—В кн.: Эндогенные рудные месторождения. МГК, докл. сов. геологов, XXIII сессия. М., 1968, с. 15—26.
148. Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. О генезисе титаномагнетитов.—В кн.: Минералогия и геохимия железорудных месторождений Урала. Свердловск, 1974, с. 27—42.
149. Энштейн А., Смулоховский М. Броуновское движение. М.: ОНТИ НКТП СССР, 1936. 230 с.
150. Юшко-Захарова О. Е., Иванов В. В., Разина И. С., Черняева Л. А. К геохимии элементов платиновой группы.—Геохимия, 1967, № 11, с. 1381—1394.
151. Юшко-Захарова О. Е. О форме вхождения дпалладия в состав медно-никелевых руд Талнаха.—Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1967, ч. 96, вып. 4, с. 432—434.
152. Юшко-Захарова О. Е., Иванов В. В., Разина И. С., Черняев-

ва Л. А. Геохимия, минералогия и методы определения элементов группы платины. М.: Недра, 1970. 200 с.

153. Ярош П. Я., Фоминых В. Г., Краева Ю. П., Ларина Н. В. Особенности состава «титаномагнетитов» из пироксенитовых жил Косьвинского дунитового тела (Кытлымский массив).—В кн.: Ежегодник-1974 /Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1975, с. 97—99.

154. Atlas L. The polymorphism of $MgSiO_3$ and solid state equilibria in the system $MgSiO_3$ — $CaMgSi_2O_6$.—Geol., 1952, vol. 60, N 2, p. 125—132.

155. Boyd F. R. A pyroxene geotherm.—Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, vol. 37, p. 2533—2546.

156. Mysen B. O., Boettcher A. L. Melting of a hydrous mantle.—J. Petrol., 1975, vol. 16, N 3, Pt 2, p. 549—593.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава I. СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ҚАЧҚАНАРСКОГО МАССИВА	7
Глава II. ТИПЫ РУД И ОСОБЕННОСТИ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ В МАССИВЕ	56
Принципы и критерии выделения типов руд	56
Особенности распределения типов руд	57
Глава III. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ РУД	61
Нерудные минералы	61
Рудные минералы	85
Глава IV. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛАВНЕЙШИХ РУДООБРАЗУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ	117
Железо	117
Титан	135
Ванадий	149
Глава V. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПИРОКСЕНИТОВ И ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ РУД ҚАЧҚАНАРА	164
ЛИТЕРАТУРА	173

**Вениамин Григорьевич Фоминых,
Юлия Павловна Краева,
Нина Васильевна Ларина**

**ПЕТРОЛОГИЯ И РУДОГЕНЕЗИС
КАЧКАНАРСКОГО МАССИВА**

Рекомендовано к изданию
Ученым советом
Ин-та геологии и геохимии
и РИСО УНЦ АН СССР

Редактор В. Е. Каюкова
Художник М. Н. Гарипов
Техн. редактор И. Р. Рабинович
Корректоры Н. В. Каткова, Е. М. Бородулина

Сдано в набор 28.05.86. Подписано в печать 12.03.87.
Формат 70×100^{1/16}. Бумага типографская № 2. Гарнитура
литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 15. Уч.-изд.
л. 16. Тираж 400. Цена 2 р. 60 к. Заказ № 15.

РИСО УНЦ АН СССР. Свердловск, ГСП-169,
Первомайская, 91.
Типография изд-ва «Уральский рабочий»,
г. Свердловск, пр. Ленина, 49.