

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

Т Р У Д Ы
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 150. СЕРИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (№ 16). 1954

П. Ф. АНДРУЩЕНКО

МИНЕРАЛОГИЯ МАРГАНЦЕВЫХ РУД
ПОЛУНОЧНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

Т Р У Д Ы
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 150. СЕРИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (№ 16). 1954

П. Ф. АНДРУЩЕНКО

МИНЕРАЛОГИЯ МАРГАНЦЕВЫХ РУД
ПОЛУНОЧНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Главный редактор

академик

А. Н. ЗАВАРИЦКИЙ

Ответственный редактор

академик А. Г. БЕТЕХТИН

ПРЕДИСЛОВИЕ

Полуночное месторождение марганцевых руд, несмотря на многие сходные черты в геологическом отношении с Чиатурским и Никопольским месторождениями, обладает, однако, рядом генетических особенностей, отражающихся на составе и качестве марганцевых руд.

Наблюдения показали, что первично-окисные руды на сравнительно небольшой площади месторождения сменяются карбонатными и опалово-карбонатными рудами. Эта особенность месторождения сделала возможным более детальное изучение различных фаций марганцевых руд и закономерностей их распределения, что имеет большое значение и для многих других марганцевых месторождений осадочного происхождения.

Детальное химико-минералогическое изучение марганцевых руд Полуночного месторождения и их фациальных изменений позволило установить в месторождении по направлению более глубоководных зон марганцевых осадков новую фацию марганитовых руд, постепенно сменяющих пиролюзит-псиломелановые руды. Основные данные о фации марганитовых руд изложены в моей специальной статье (Андрущенко, 1950).

Приведенные в работе химические анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ИГН АН СССР П. С. Лазаревич и Ю. С. Нестеровой, несколько анализов сделано Л. Б. Тумилович и П. Н. Ниссенбаум.

Рентгенометрические исследования марганцевых минералов были проведены в Рентгеновской лаборатории ИГН АН СССР Н. Н. Слудской. Большое количество спектральных анализов исполнено Л. Н. Индиченко под руководством С. А. Боровика в Спектроскопической лаборатории ИГН. Термические анализы выполнены в Лаборатории экспериментальной петрографии ИГН, руководимой А. И. Цветковым. Экспериментальные работы и, в частности, исследования по дегидратации ряда минералов выполнены мною в Лаборатории процессов выветривания при консультации И. И. Гинзбурга и О. Я. Николаевой.

Всем указанным лицам я выражаю большую признательность.

Считаю своим долгом выразить глубокую благодарность академику А. Г. Бетехтину, консультацией которого я постоянно пользовалась при выполнении настоящей работы, а также И. И. Гинзбургу, советы которого помогли мне при проведении экспериментальных исследований.

I. ВВЕДЕНИЕ

Третичные осадочные месторождения марганцевых руд, распространенные на восточном склоне Урала, были описаны Е. С. Федоровым и В. В. Никитиным еще в 1901 г. Эти исследователи обратили внимание на то, что известные к тому времени марганцевые руды залегают в пластах прибрежных образований третичного возраста. Они считали, что «берега бывшего третичного моря представляют важную рудоносную полосу, а на первом плане — месторождения бурых железняков и марганцевых руд».

Таким образом, впервые была намечена важная генетическая особенность осадочных марганцеворудных проявлений восточного склона Урала. Позднее, в работах К. П. Вайнберга и Е. П. Молдаванцева, этот район стал рассматриваться как определенная провинция третичных осадочных месторождений марганца палеогенового возраста.

Нельзя не отметить, что, согласно Е. С. Федорову, марганцевые руды, залегающие в пластах третичных пород «возле самых берегов бывшего третичного моря», в том числе, по его мнению, «вторично-образованные конкреции в глинах Марсятского месторождения», представляют продукты разложения марганцовисто-глауконитовых и олигонитовых песчаников. Это не подтвердившееся впоследствии представление, вызванное недостаточностью наблюдений над природой марганцевых руд только что открытых в то время месторождений, было принято Е. П. Молдаванцевым (1937) и рядом других исследователей для руд Полуночного месторождения и долгое время господствовало в литературе.

Е. П. Молдаванцев в своем докладе, опубликованном в Трудах конференции по генезису железа, марганца и алюминия в 1937 г., писал: «Первичными коренными рудами марганцевых месторождений восточного склона Урала являются марганцево-железистые карбонаты, теснейшим образом ассоциирующиеся с песчанистыми глинами или с песчаниками, часто глауконитовыми, дающими так называемые олигонитовые породы или олигонитовые песчаники»... «Окисленные руды (пирролюзит, псиломелан, вад) образуются лишь в результате выветривания первичных карбонатных руд».

После точных исследований руд и изучения геологических особенностей месторождения крупнейшим знатоком марганцевых месторождений Союза, А. Г. Бетехтиным, впервые было показано, что пирролюзито-псиломелановые руды Полуночного месторождения представляют собой пласты первичных окисных руд, а не переотложенных, как думали все предыдущие исследователи.

Оказалось, что пласты коренных конкреционных псиломеланово-пирролюзитовых руд представляют особую фацию окисных руд марганценосных осадков, ценную в промышленном отношении, всегда располагающуюся ближе к бывшей береговой линии моря, чем карбонатные руды. Крайне интересные результаты своих работ А. Г. Бетехтин опубликовал в ряде статей (1944—1946).

Что касается общегеологических исследований района, то они связаны с именами А. П. Карпинского (1881, 1883, 1893), Ф. Н. Чернышева (1887, 1889), Н. К. Высоцкого (1896), Е. С. Федорова и В. В. Никитина (1901). Много ценных наблюдений по стратиграфии третичных отложений восточного склона Урала находится также в работах П. Л. Безрукова (1934, 1939), А. Н. Криштофовича (1933, 1939) и др.

В последние годы В. П. Ренгартенom изучались мезозойские и кайнозойские отложения восточного склона Урала и связанные с ними разнообразные полезные ископаемые. Основные, весьма интересные результаты этой работы кратко изложены им в двух статьях, опубликованных в Известиях АН СССР (1944_{1,2}). В. П. Ренгартен приходит к выводу, что область развития мезозойских и кайнозойских отложений восточного Приуралья представляет собой самостоятельную геотектоническую зону аккумуляции осадков. Накопление осадков в этой зоне происходило в течение длительного промежутка времени от нижнего мела до конца третичного периода. Этот процесс определялся развитием и сменой эрозионно-седиментационных циклов, являющихся следствием эпейрогенических колебательных движений земной коры.

На некоторых работах перечисленных выше исследователей мы несколько подробнее остановимся ниже. Большое значение для выяснения геологического строения района имеют работы А. П. Карпинского (1881, 1883, 1893) по третичным осадкам восточного склона Урала. По существу основе стратиграфии палеогена, так широко развитого на восточном склоне Урала, были установлены А. П. Карпинским и Н. К. Высоцким. К сожалению, до последнего времени эти работы не подкреплены монографическим описанием фауны. Тем не менее списки форм, собранных прежними исследователями из палеогеновых слоев различных мест Урала, полностью сохранили большое значение и доныне.

Сведения о третичных осадочных образованиях интересующей нас части восточного склона Урала значительно пополнились благодаря исследованиям П. Л. Безрукова (1939) морских меловых и палеогеновых отложений, развитых преимущественно в южных областях восточного склона Урала, а также благодаря работам А. Н. Криштофовича по ископаемой эоценовой флоре с р. Лозьвы (1933) и по меловым континентальным отложениям Урала (1939).

Интересны геологические данные многолетних исследований Ю. А. Асанова, частично опубликованные им (1947). Он считал, что во время образования отдельных свит марганцевой формации, в связи с некоторыми колебаниями морского дна, имели место внутриформационные перерывы и размывы их. С некоторыми выводами Ю. А. Асанова мы не можем согласиться. Так, например, к первично-окисным пиролюзитопсиломелановым рудам он относит и кусково-пористые руды, образовавшиеся в результате окисления карбонатных руд. Им ошибочно указывалось, что образование сколько-нибудь значительных количеств манганита не могло иметь места, так как генетическая природа Полуночного месторождения существенно отличается от таковой Чиатурского месторождения.

Ни Ю. А. Асановым, ни более ранними исследователями не было уделено серьезного внимания минералогическому изучению руд, вследствие чего до последнего времени, на основании лишь микроскопического исследования, среди карбонатных руд устанавливались минералы, олигонит, сидерит, манганосидерит. Таким образом, в минералогическом отношении руды Полуночного месторождения оставались слабо изученными.

Настоящая работа представляет собой по существу результат впервые проведенного систематического минералогического изучения марганцевых отложений месторождения на основании обработки материалов, собранных мною в период 1944 и 1945 гг.

II. КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА

В строении района принимают участие два различных комплекса горных пород. В западной части района, относящейся к предгорьям восточного склона Уральского хребта, исключительное развитие имеют древние (среднепалеозойские) отложения; они резко отграничены от покрова молодых мезо-кайнозойских отложений, широко распространенных в восточной равнинной части района.

Палеозойские отложения протягиваются в виде широкой непрерывной меридиональной полосы от с. Бурмантово до г. Ивдель и представлены толщей эффузивных и туфовых образований девонского и отчасти силурийского возраста, широко развитых в восточной полосе Северного и Среднего Урала. Эти отложения характеризуются значительным разнообразием фаций и сложностью литологического состава слагающих толщ. Они представлены туфосланцами, туфопесчаниками, а также пироксеново-плаггиоклазовыми порфиритами и их туфами. В этой толще нередко заключены прослой подчиненных темных слоистых битуминозных известняков, обнажающихся в ряде мест района либо в виде коротких узких линз, вытянутых в меридиональном направлении (к северо-западу от Полуночного месторождения), либо в виде неправильной формы крупных выходов западнее г. Ивдель и в районе с. Бурмантово.

На площади развития эффузивных образований значительное распространение имеют интрузивные диабазы, выходы которых в виде серии неправильных узких полос протягиваются согласно общим меридиональным структурам от с. Бурмантово до г. Ивдель.

Характерно, что в фациальном и литологическом отношении девонские отложения не отличаются сколько-нибудь существенно от непосредственно подстилающих их верхнесилурийских отложений.

Стратиграфическое расчленение пород эффузивной толщи представляет значительные трудности, так как в подавляющей своей части они почти немые. Наиболее полно палеонтологически охарактеризованные карбонатные породы, имеющие здесь некоторое распространение, относятся к силурийскому и девонскому возрастам.

Мезо-кайнозойские отложения. На размытой поверхности палеозойских отложений залегает мощная толща осадочных образований мезо-кайнозойского возраста, уходящая на востоке под сплошной покров четвертичных отложений. Граница палеозойских и мезо-кайнозойских отложений в плане представляет собой слабо искривленную линию, почти точно следующую меридиану $60^{\circ}30'$ восточной долготы. Эта граница прослеживается в виде высокого уступа плотных палеозойских пород, возвышающегося над третичными отложениями Сибирской низменности. Местами среди третичных отложений в виде островов наблюдаются выходы подстилающих палеозойских пород.

Толща мезо-кайнозойских отложений, прилегающих к восточным склонам Урала, представлена главным образом палеогеновыми образованиями. Небольшое развитие имеют меловые отложения, литологически слабо отличающиеся от покрывающих их третичных отложений.

Меловые отложения, как было установлено в сравнительно недавнее время на восточном склоне Урала представлены почти исключительно континентальными образованиями. Они характеризуются присутствием растительных остатков и включениями лигнита и бурого угля. Выходы их протягиваются в виде узкой прерывистой полосы на значительное расстояние вдоль границы третичных и палеозойских отложений, местами обнажаясь в долинах крупных рек. Вероятно, значительная часть их скрыта под плащом третичных отложений, часть же уничтожена в эпоху третичной трансгрессии моря.

В исследуемом районе меловые отложения обнажаются в долине р. Лозьвы севернее устья р. Полуночной, в виде горизонтально залегающих пластов зеленовато-серых пластичных глин, перекрытых галечниками. Мощность этих пластов достигает 10 м. В основании их залегает слой железистых конкреций, содержащий обильную флору *Acrostichum* sp., *Pecopteris* cf. *Torrellii* Н е г, *Sequoia Langsdorfii* В r. и многие другие виды. По ряду данных А. Н. Криштофович относит эти отложения к самому верхнему мелу, к верхам сенона или даже к датскому ярусу, но оговаривается, что «флора Лозьвы, хотя и имеющая ряд уклонений в сторону меловых форм, в то же время имеет все-таки общий третичный габитус».

Морские отложения мела с достоверностью установлены только значительно южнее рассматриваемого района на р. Сосьве. Они относятся к верхнему мелу и, таким образом, служат указанием, что морская трансгрессия в северной части восточного склона Урала имела место в первую половину верхнемеловой эпохи.

Наиболее широкое развитие в геологическом строении восточной части района имеют третичные и четвертичные отложения, слагающие обширные пространства Сибирской низменности.

Третичные отложения представлены почти исключительно морским палеогеном, отличающимся выдержанностью фаций и однородностью состава почти на всем огромном пространстве восточного склона Урала. Они выходят на поверхность из-под покрывающих их четвертичных отложений в виде неширокой полосы, протягивающейся вдоль уступа палеозойских пород восточного склона Урала. Обнажаются также в долинах рр. Лозьвы и Пелыма, довольно глубоко прорезающих покров четвертичных отложений. Под этим же покровом погребены и неогеновые отложения, которые развиты преимущественно уже в пределах равнинной части Западной Сибири. Подавляющая масса третичных отложений представлена мощной толщей опоковых пород, которые, как было установлено еще А. П. Карпинским, отложились в промежуток времени от мелового периода до отложения тех приуральских осадков, которые были отнесены к олигоцену. Характерно, что наряду с резкими переходами столь же часто наблюдаются совершенно постепенные переходы от палеогеновых опок в нижележащие меловые опоковидные песчаники и песчанистые глины. При этом обращает на себя внимание почти полное соответствие фаций и отложений палеогенового и мелового возраста.

Палеогеновые отложения характеризуются довольно однообразным литологическим составом и сравнительно бедны палеонтологическими остатками. Поэтому в ряде случаев невозможно провести отчетливой границы между верхнемеловыми и третичными слоями.

В бассейне рр. Лозьвы, Сосьвы и Лобвы к нижним горизонтам палеогеновых отложений относятся слои глауконитовых и «олигонитовых» песчаников, переходящих в пласты марганцевых руд. В основании их местами

наблюдаются слои крупных фосфоритовых желваков или конгломератов с галькой подстилающих пород. Однако горизонт этот крайне не выдержан и довольно часто выклинивается. Палеогеновые отложения залегают местами на размытой поверхности меловых пород. Выше лежат серые опоковидные глины, переходящие в слои опок. К нижним горизонтам кремнистых осадков палеогенового возраста, повидимому, относятся и слои рудоносных горизонтов Полуночного марганцевого месторождения.

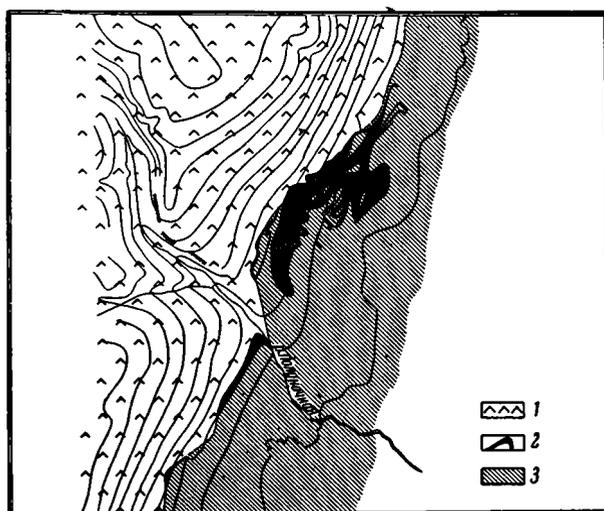
Долгое время отложения марганцевых руд этого месторождения относили к олигоцену, основываясь главным образом на аналогии с хорошо изученными крупными марганцевыми месторождениями олигоценного возраста — Чиатурским и Никопольским.

Стратиграфическое расчленение пород кремнистой толщи палеогена затруднительно вследствие небольшого количества палеонтологических остатков, встреченных в этих породах. Найденные в этих отложениях ядра моллюсков и зубы акул принадлежат к видам, распространенным во всем палеоцене и эоцене. Данные, полученные в результате более детальных исследований, проводившихся в сравнительно недавние годы в районе Полуночного месторождения, позволяют с некоторой долей вероятности считать рудоносные осадки этого месторождения принадлежащими к этим более нижним отделам палеогеновых отложений.

Четвертичные и современные отложения покрывают громадную территорию Западно-Сибирской низменности. Границы их в описываемом районе проходят западнее р. Лозьвы. Современные отложения, кроме того, развиты в долине этой реки. Все эти отложения представлены континентальными, главным образом древнеледниковыми отложениями: моренами, валунами, суглинками, а также аллювиальными, делювиальными и элювиальными образованиями. Они отличаются пестротой фациального состава и крайней невыдержанностью слоев по простирацию и падению.

III. ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Полуночное месторождение марганцевых руд расположено у западной границы выходов третичных отложений. Оно приурочено к нижним стратиграфическим горизонтам палеогена, местами залегающего непосредственно на размытой поверхности вулканогенного палеозоя, местами



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта района Полуночного месторождения марганцевых руд, по Ю. А. Асанову.

1 — пироксеново-плагинклавовые порфириды и их туфы;
2 — марганцевые руды; 3 — опоковидные глины (аргиллиты).

отделенного от него песчаниками и глинами, условно относимыми к верхнемеловым отложениям.

Таким образом, в строении района месторождения непосредственное участие в основном принимают два резко различных по возрасту и составу комплекса пород: 1) палеозойские породы, представленные главным образом пироксеново-плагинклавовыми порфиридами и их туфами, и 2) третичные отложения, представленные опоковидными глинами (фиг. 1).

СТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ И ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Палеозойские породы, развитые в районе месторождения, принадлежат к группе пироксеново-плагиоклазовых порфиритов и являются составной частью толщи эффузивов среднедевонского возраста, имеющих распространение на Северном Урале, западнее месторождения. Они сопровождаются туфами и туфогенными образованиями, переслаивающимися с подчиненными им нормальными осадочными породами, среди которых наибольшее значение имеют известняки. Обнажения известняков встречаются в районе верхнего течения р. Полуночной.

Скалистые выходы пироксеново-плагиоклазовых порфиритов наблюдаются в западной части месторождения за пределами рудного поля в среднем и верхнем течении р. Полуночной. Эти породы протягиваются узкой полосой далеко на север и на юг от месторождения. В пределах рудного поля пироксеново-плагиоклазовые порфириты залегают в основании рудной толщи и в ряде мест вскрыты горными выработками.

По внешнему виду пироксеново-плагиоклазовые порфириты представляют собой плотные мелкозернистые породы темнозеленого или зеленовато-серого цвета, с обилием мелких порфировых выделений полевых шпатов.

Под микроскопом порода обладает типичной порфировой структурой с тонкокристаллической основной массой, состоящей из агрегата мелких зерен полевого шпата, повидимому альбита, и скоплений многочисленных чешуек хлорита, зерен эпидота, цоизита и лимонитизированного пирита. Среди основной массы в большом количестве находятся порфировые выделения призматических зерен среднего плагиоклаза (представленного андезином) и редких зерен моноклинного пироксена. В большинстве случаев плагиоклаз нацело изменен в агрегат мелких зерен альбита, эпидота и цоизита.

Палеозойский фундамент, сложенный пироксеново-плагиоклазовыми порфиритами, на которых залегают марганценовые осадки, обладает сложным рельефом. К сожалению, имеется слишком мало данных для суждения о форме поверхности палеозойского субстрата. Между тем конфигурация дна третичного моря не могла не оказать существенного влияния на современное расположение марганцевых месторождений.

Как было установлено Ю. А. Асановым (1947), северный участок Полуночного месторождения приурочен к неглубокой впадине (заливу) в палеозойском основании. Дно залива в первом приближении имеет форму чаши, вытянутой в меридиональном направлении, с краями, наклоненными к центру под углом 3—5° и общим наклоном на восток от 6 до 12°. Далее в восточном направлении дно залива довольно быстро погружается, и таким образом общая мощность палеогеновых отложений в этом направлении резко увеличивается.

Третичные отложения служат вмещающей толщей сингенетических с ними рудоносных пластов Полуночного месторождения. Отложения эти представлены морскими фациями палеогенового возраста.

Для третичных отложений характерно большое разнообразие фаций, а также частое выпадение из разрезов различных слоев и быстрая смена их по простираю и падению. Как известно, прибрежные мелководные фации третичных осадков приурочены к западной части месторождения и по направлению к востоку сменяются более глубоководными отложениями. Осадки самых прибрежных мелководных зон, расположенные на поднятой части палеозойского основания, оказались смытыми.

Стратиграфический разрез третичных отложений схематически может быть представлен в следующем виде.

Базальные слои этих отложений представлены кварцевыми или кварцево-глауконитовыми конгломератами. Вверх по разрезу они постепенно сменяются кварцево-глауконитовыми песчаниками с прослоями глауконитовых песков и глин, содержащих иногда редкие желваки фосфоритов. Мощность этих пород довольно резко увеличивается по направлению к востоку.

Следует отметить, что слои кварцево-глауконитовых конгломератов наблюдались чрезвычайно редко. Кварцево-глауконитовые песчаники тоже местами отсутствуют, и в этих случаях на палеозойском субстрате непосредственно залегают вышележащие третичные отложения (аргиллиты). Обычно кварцево-глауконитовые песчаники перекрываются мощной толщей серых кремнистых глин (аргиллитов), которые в районе самого Полуночного месторождения венчают собой разрез палеогеновых отложений. К низам этой аргиллитовой толщи приурочен главный горизонт окисных и карбонатных марганцевых руд. От нижележащих кварцево-глауконитовых песчаников он обычно отделен слоем глин с постепенно увеличивающейся мощностью по направлению к востоку. Подобные же глины залегают и в кровле рудоносного горизонта.

Таким образом, рудоносный горизонт целиком заключен среди аргиллитовой толщи, представленной слоистыми кремнистыми глинами, причем общая мощность этих пород быстро увеличивается по направлению на восток и достигает 200 метров и более.

Среди толщи кремнистых глин, покрывающих рудоносный горизонт в восточной части района и отсутствующих в западной, Ю. А. Асановым установлен пласт опок, затем диатомитов, серых опоквидных песчаных глин и, наконец, кварцевых песков.

В пределах восточной части месторождения толщу кремнистых глин пререзает глубокое древнее русло р. Лозьвы, выполненное аллювиальными песками и галечниками. Эти отложения протягиваются в меридиональном направлении и достигают значительной мощности. Они обычно довольно близко подходят к горизонту рудоносных осадков и иногда непосредственно залегают на верхних его частях.

Насколько можно судить по описанному геологическому разрезу, марганцевые руды приурочены к осадкам прибрежной части морского бассейна.

Возраст третичного комплекса пород, вмещающих месторождение, точно не установлен из-за отсутствия руководящей фауны. С известной степенью вероятности он определяется путем сопоставления с возрастом известных характерных горизонтов. Возраст кварцево-глауконитовых пород, содержащих желваки фосфоритов, встречающихся в низах марганцевой толщи, может быть условно параллелизован с аналогичными отложениями, встречаемыми в восточнее месторождения и отнесенными П. Л. Безруковым (1934) к переходным от верхнемеловых к третичным отложениям.

Глауконитовые отложения в разрезе у Лозьвинской пристани, по данным А. А. Козлова, содержат палеогеновую ихтиофауну.

Заслуживают внимания находки фауны, сделанные нами в юго-восточной части Полуночного месторождения в прослоях крупных кремнисто-карбонатных ополитов, сцементированных частью опалом, частью родохрозитом. Эти прослои залегают среди карбонатных руд в нижних горизонтах рудоносной толщи месторождения. Здесь был найден зуб акулы в опалово-родохрозитовой массе (табл. 1, фото 1). Кроме того, найдены две раковины. Одна из них принадлежит не особенно крупной *Nucula* sp. indet. От нее сохранилась лишь одна створка овальной формы, около 3 см длины, показанная на табл. 1, фото 2. Под макушкой раковины находится треугольное углубление внутренней связки, от которого в обе стороны расходятся два ряда мелких зубов, располагающихся вдоль замочного

края скважины. Род этот, как известно, имеет распространение во всех отложениях от силурийских до современных.

Другая раковина представляет ядро гастроподы. Она заключена в тонкозернистую плотную сероватую массу родохрозита среди крупных кремнисто-карбонатных оолитов. Раковина право-завитая, гладкая, без шипов (табл. I, фото За и Зб). Вершина ее обломана, но можно полагать, что длина ее не превышает 1 см. Она имеет вид низкой короткой спирали с большим последним завитком. Устье раковины овальной формы, в нижней части переходит в не особенно длинный желобкообразный канал. Весьма характерна ребристая скульптура раковины, состоящая из невысоких складок, располагающихся попеременно главной линии. Раковина близко напоминает некоторые виды, развитые в палеогене. К сожалению, она плохой сохранности и не может быть более точно определена.

По мнению Б. П. Жиженко, любезно просмотревшего описанную выше фауну, возраст ее не противоречит эоцену. Однако она может быть и несколько более древней.

Коротко остановимся на описании кремнисто-глинистых пород (аргиллитов), вмещающих рудоносный горизонт Полуночного месторождения. Опоковые монтмориллонитовые глины (аргиллиты) по внешнему виду отличаются серым цветом, массивным или чрезвычайно тонкослоистым строением. Некоторые же разности обладают значительно более темным, почти черным цветом.

Породы в основном сложены очень тонко измельченным терригенным материалом изменчивого состава. В зависимости от обогащенности прослоев глинистыми или песчаными частицами породы приобретают то тонкослоистую, то более грубослоистую текстуру.

В штучках светлых плотных разностей аргиллитов, отличающихся чрезвычайно тонким строением, невооруженным глазом легко различить мельчайшие листочки светлого слюдистого минерала, более крупные окатанные зерна кварца и полевого шпата и изредка зерна глауконита.

С помощью химических анализов, рентгеновских, термических и оптических методов исследований было установлено, что в составе аргиллитов преобладает монтмориллонит. Подробная минералогическая характеристика его будет дана при описании отдельных минералов месторождения.

В шлифе под микроскопом эта монтмориллонитовая порода состоит из тонкопластинчатой, местами тонковолокнистой анизотропной массы, среди которой встречаются мелкие обломки кварца, плагиоклаза, пироксенов, листочки хлорита и серицита и крупные округлые зерна глауконита. В значительном количестве среди глинистой массы присутствует опал в виде неправильных выделений. Нередко здесь можно встретить скопления мелких зерен пирита и мелкие округлые, усаженные копьевидными кристалликами стяжения марказита. Встречаются панцири диатомей и спикулы губок.

ТЕКТОНИКА ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЙОНЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

До самого последнего времени считалось, что молодой тектогенез на восточном склоне Урала не проявляется. Между тем толща третичных отложений, по мнению В. П. Ренгартена (1948), несет отчетливые следы не только эпейрогенических движений, но и несомненные признаки складкообразования и дизъюнктивных дислокаций.

Общий наклон третичных отложений на восток, по данным В. П. Ренгартена (1944₂), наблюдается на больших пространствах северо-восточного Зауралья, что является следствием колебательных движений земной коры, обусловивших отступление и уход палеогенового моря.

К числу крупных тектонических нарушений, смещающих мезо-кайнозойские отложения, относится сброс, представленный довольно высоким уступом, вдоль которого проходит граница третичных и палеозойских отложений. Тектоническое происхождение уступа, связанного с поднятием пород палеозойского фундамента, было установлено еще Е. П. Молдавандцевым. Этот сброс регионального протяжения, повидимому, был заложен еще в дотретичное время. Параллельно сбросу, согласно Ю. А. Асанову, протягивается ряд меридиональных ступенчатых нарушений небольшой амплитуды, смещающих палеогеновые отложения с подчиненными им пластами марганцевых руд.

Кроме того, в ряде мест района месторождения устанавливается, что палеогеновые отложения имеют слабо нарушенное залегание, причем эти нарушения не удается связать с известными дизъюнктивными нарушениями. Эти деформации по своему масштабу, по мнению В. П. Ренгартена, совершенно не вяжутся с общим характером тектоники палеогена.

В месторождении было установлено, что верхняя часть толщи кремнистых глин, особенно близ их западной границы, собрана в небольшие пологие складки северо-северо-восточного простирания. Особенно четко они прослежены в рудоносном горизонте в западной части месторождения.

По данным Ю. А. Асанова (1947), эта складчатость по вертикали прослеживается до глубины от 20 до 30 м от поверхности, а затем исчезает, т. е. ниже лежащие породы, независимо от их состава, имеют уже нормальные условия залегания. Первоначально эти явления связывали с действием ледника, спускавшегося с восточного склона Урала в сторону Западно-Сибирской равнины. Но при детальном изучении это предположение оказалось несостоятельным, так как нигде в ближайшем районе ни следов ледниковых форм, ни морен не наблюдалось.

По данным А. Г. Бетехтина (1944₂), местные деформации подобного рода могли явиться следствием оползневых явлений, вызванных размывом р. Лозьвой западного берега на большую глубину. Образованию здесь оползней могли способствовать грунтовые и поверхностные воды, проникающие по склонам с запада и насыщающие водопроницаемый рудный пласт, а также подстилающие его горизонты грубых аркозовых песков. Надо заметить, что оползневые явления наблюдались даже при горных работах.

Крупными водными каналами служат, повидимому, также и меридиональные ступенчатые сбросы.

Некоторые факты вызывают предположение о возможном горизонтальном или близком к нему смещении верхних частей месторождения по направлению на восток.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И ФАЦИАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ МАРГАНЦЕНОСНЫХ ОСАДКОВ

Марганценосная толща Полуночного месторождения представляет собой довольно мощную слоистую пластообразную залежь, состоящую из переслаивающихся рыхлых кремнистых осадков с прослоями твердых марганцевых руд. По направлению на восток эта залежь постепенно погружается, причем по падению она прослежена на расстоянии нескольких сот метров. В восточной части месторождения рудоносный горизонт залегает на большой глубине от поверхности.

Для Полуночного месторождения чрезвычайно характерны резко выраженные фациальные изменения в составе рудоносных осадков. Вследствие этого строение рудного тела и состав руд довольно быстро меняются по направлению падения.

В основании рудного горизонта в прибрежной части месторождения устанавливается тонкий, в несколько сантиметров мощности, прослой креп-

кой кремнисто-железистой породы. По внешнему виду этот прослой представлен сплошной плотной породой желтоватого или буровато-коричневого цвета. В ней наблюдаются многочисленные мелкие линзовидные трещины усыхания, располагающиеся в общем вдоль слоистости. Местами порода сильно пориста. Крупные полости оказываются выполненными натечными опалом и халцедоном светложелтого и молочнобелого цвета.

На бугристой поверхности этого прослоя залегают тонкие прослойки пирролизито-псиломеланового состава, обладающие тонким метаколлоидным строением. В верхней части приполированного штуфа (табл. II, фото 4) ясно выделяются кружевоподобные в разрезе скопления пирролизита (более светлые полосы), чередующиеся с плотными темными прослойками опалово-халцедонового состава.

Кремнистый прослой, обогащенный гидроокислами железа, практически лишен содержания марганца. Он четко выделяется на темном фоне марганцевых руд благодаря своей бурой окраске и резко ограничен от них.

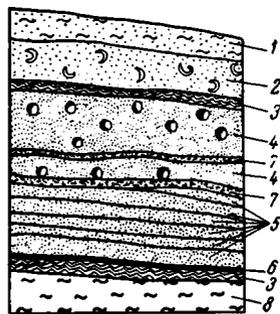
Следует указать, что в рудоносной толще Подуночного месторождения имеется еще один кремнисто-железистый прослой, залегающий в верхней части окисных руд, на границе с карбонатными рудами (фиг. 2). Для прослоя типична своеобразная ритмически-слоистая текстура (табл. II, фото 5). Под микроскопом эта порода состоит из халцедона, опала и хлопьевидных скоплений бурых гидроокислов железа; в небольших количествах присутствует нонтронит. Характерно, что по мере движения от береговой линии на восток прослой этой железистой породы переходит в рыхлые скопления, сохраняя характерное плейчатое строение, и, наконец, выклинивается в пределах карбонатных руд.

Прослой железисто-кремнистого состава, как показывают данные химического анализа, почти совершенно лишены содержания марганца. Они известны во многих изученных марганцевых месторождениях. Существование подобных прослоев указывает, что выпадение гидроокислов железа и марганца в марганцеворудных месторождениях происходит раздельно. Вся нижняя часть пласта первично-окисных руд состоит из тонких твердых пирролизито-псиломелановых прослоек, чередующихся с прослойками рыхлых кремнистых марганцевых образований.

Верхняя часть рудного пласта, как видно на зарисовке (фиг. 2), имеет несколько иное строение и носит название «конкреционнo-землистых» манганитовых руд. Здесь среди той же рыхлой опаловой породы находятся скопления конкреций, т. е. крупных полусферических и сферических образований, состоящих, в отличие от нижележащих твердых прослоев пирролизита, из манганита и частично лишь из пирролизита, образовавшегося за счет окисления марганита. Иногда среди них встречаются тонкие пропластки кварцево-глауконитовых песков.

Манганитовые руды прикрыты окисленными карбонатными рудами, а еще выше элювиально-делювиальными отложениями.

На востоке месторождения исключительное развитие приобретают карбонатные руды. Из особенностей строения пласта сплошных карбонатных руд особого внимания заслуживает его неоднородность. Нижняя часть пласта состоит из слоистых руд, верхняя же из конкреционных



Фиг. 2. Схематическая зарисовка северного борта карьера.

1 — аллювиальные отложения; 2 — окисленная кусково-пористая руда; 3 — кремнисто-железистая порода; 4 — первично-окисная конкреционнo-землистая манганитовая руда; 5 — первично-окисная тонкопрослойчатая пирролизитовая руда; 6 — прослой пирролизита; 7 — кварцево-глауконитовый песок; 8 — аргиллит.

образований. Еще выше располагается зона, сложенная серой кремнистой глиной с рассеянными в ней плотными крупными марганцевистыми стяжениями опало-карбонатного состава.

Фациальные изменения марганценосных осадков выражаются в существенном изменении минерального и химического состава руд по мере удаления от береговой линии.

Прослой первичных окисных марганцевых руд, развитых в западной и северо-западной частях месторождения, по направлению на восток и юго-восток на сравнительно небольшом протяжении сменяются опалово-карбонатными и затем карбонатными марганценосными осадками. Такой быстрый переход по падению этих марганцевых осадков, различных по своим фациальным особенностям, весьма характерен для Полуночного месторождения.

Необходимо отметить, что общие закономерности фациальных изменений марганцевых осадков, наблюдаемые в Полуночном месторождении, характерны и для Чиатурского месторождения (Бетехтин, 1937, 1938) и, естественно, являются общими для других месторождений марганца осадочного происхождения. Вместе с тем в Полуночном месторождении устанавливается ряд существенных специфических особенностей, проявляющихся прежде всего в существенном изменении минерального и химического состава осадков на сравнительно коротком участке шельфа палеогенового моря. Если в Чиатурском месторождении постепенные изменения фаций наблюдаются на протяжении нескольких километров, то в Полуночном месторождении такие же, но более резко проявленные изменения можно проследить на протяжении всего лишь нескольких сот метров по падению. Такое резкое различие в протяженности фаций по падению А. Г. Бетехтин объясняет разницей в степени погружения дна бассейна, на котором отлагались марганценосные осадки в прибрежной части. В районе Полуночного месторождения дно бассейна погружалось значительно более круто, в силу чего смена фаций наблюдается без постепенных переходов, а на отдельных участках на коротких расстояниях выклинивающийся прослой руд, принадлежащие к различным фациям, даже кулисообразно переслаиваются друг с другом.

Таким образом на участках, относящихся к местам перехода первичных окисных руд в карбонатные, наблюдается сложное строение в вертикальных разрезах. Оно выражается главным образом в переслаивании окисных марганцевых и карбонатных руд с глинисто-опаловыми глауконитсодержащими прослоями.

Вначале на Полуночном месторождении различали две фации марганценосных осадков: первично-окисные и карбонатные руды. Однако детальное изучение фации первично-окисных руд показало, что она состоит из двух, существенно отличающихся друг от друга по составу и фосфорности фаций: 1) фации пиролюзитовых руд и 2) фации марганцевых руд.

До самого последнего времени марганит в североуральских осадочных месторождениях марганца не только не был известен в скольконибудь значительных количествах, но и вообще не был определен с достаточной степенью достоверности. Причина этого заключается в трудностях диагностики марганита обычными методами исследования, тем более что он в подавляющем большинстве случаев встречается в виде сплошных скрытокристаллических масс, нередко в тесной смеси с другими марганцевыми минералами. Между тем, как удалось установить, марганит в Полуночном месторождении настолько широко распространен, что слагает даже самостоятельные пласты марганцевых руд. Выяснилось, что эти руды в месторождении занимают строго определенное положение между фациями пиролюзитовых и карбонатных руд, т. е. слагают самостоятельную фацию рудоносных осадков.

Фация пиролюзитовых руд к моменту наших исследований была уже в значительной степени выработана. О ней мы можем судить лишь по некоторым сохранившимся образцам и по отдельным прослоям, встречавшимся в переходных участках среди фации манганитовых руд. Первичные пиролюзитовые руды существенно отличались и в качественном отношении, о чем можно судить по данным анализов проб из отработанных ранее участков. Содержание фосфора в них было также более низким.

Фация манганитовых руд с первого взгляда по внешним признакам во многом сходна с фацией пиролюзитовых руд. Очень характерно, что манганитовые руды до детального их исследования относились к «псиломелановым» рудам. Оказалось, что за псиломелан принимались плотные скрытокристаллические массы манганита, а пиролюзит в них, как показали исследования, является вторичным, образовавшимся в процессе окисления манганита, залегающего близко к поверхности.

Действительно, руды этих двух различных по составу фаций исключительно сходны между собой и в текстурном отношении. Как пиролюзитовые, так и манганитовые руды представлены либо скоплениями крупных сферических стяжений, располагающихся слоями в тонкослойистой рыхлой опаловой массе, либо образуют прослой полусферических корковых образований в тесном сростании с плотным опалом среди тех же кремнистых, практически безрудных слоев. Даже по своему внутреннему концентрически-слоистому строению манганитовые и пиролюзитовые конкреции и «корковые» образования весьма сходны. Поэтому не должно вызывать удивления, если манганитовые руды долгое время принимались за псиломелановые.

Все же благодаря характерному коричневатому оттенку, обусловленному скоплениями порошковатых разностей манганита на поверхности плотных манганитовых стяжений, они могут быть достаточно легко отличены в забоях карьеров от сходных по форме черных пиролюзитовых конкреций, на что ранее не обращалось внимания.

Таким образом, среди руд Полуночного месторождения по условиям образования необходимо различать три главные фации руд, а именно:

1. Фацию пиролюзитовых руд.
2. Фацию манганитовых руд.
3. Фацию карбонатных руд.

Фация первично-пиролюзитовых руд приурочена к западной и северо-западной частям месторождения (прибрежным частям бывшего бассейна). Она состоит в основном из пиролюзита, т. е. из окислов четырехвалентного марганца, возникших в окислительной среде в условиях доступа кислорода. По направлению на юго-восток на участках, более удаленных от береговой линии, в составе руд, образовавшихся при недостатке кислорода, в более восстановительной среде, начинают значительно преобладать манганитовые руды, характеризующиеся соединениями четырех- и двухвалентного марганца, и местами получают некоторое распространение карбонаты двухвалентного марганца. Далее в том же направлении, в еще более удаленных частях месторождения, исключительным распространением пользуются уже соединения только двухвалентного марганца — карбонаты, представленные почти исключительно кальциевым родохрозитом или манганокальцитом в сопровождении редких сульфидов железа.

Следует заметить, что нам не удалось установить в этом месторождении сколько-нибудь существенных количеств карбонатов, богатых железом (сидерита и олигонита). Необходимо отметить далее и то, что несмотря на тщательно проведенные исследования нигде не были установлены нами явления, которые свидетельствовали бы о постепенном переходе фаций марганцевых руд в железо-марганцевую или железистую фацию, как это раньше предполагалось. Встреченный в низах месторождения прослой

опала, обогащенный гидроокислами железа, резко отграничен от марганцевых руд, что свидетельствует о пространственном разделении окислов железа и марганца в процессе осадконакопления.

Характерно, что различные фации марганцевых руд существенно отличаются по относительному содержанию в них фосфора. На основании данных многочисленных химических анализов руд устанавливается отчетливо проявленная тенденция к увеличению содержания фосфора в рудах по мере удаления от береговой линии бывшего морского бассейна, т. е. по мере перехода фаций от пиролюзитовой к карбонатной.

При проведении разведочных работ фацию манганитовых руд важно отделять от фации пиролюзитовых руд, потому что граница между ними, как показывают данные химических анализов проб, практически одновременно является границей высококачественных руд, пригодных для выплавки стандартных марок ферромарганца. В пределах фации карбонатных руд, наряду с фосфором, несколько увеличивается также содержание серы и железа, которые здесь связаны с сульфидами — мельниковитом, пиритом и марказитом.

Пласты окисных и особенно карбонатных марганцевых руд Полуночного месторождения характеризуются очень небольшим содержанием сравнительно тонкозернистого кластического материала. Лишь в нижних частях рудоносной толщи месторождения встречаются маломощные прослойки, обогащенные грубозернистым кластическим материалом. Следовательно, образование марганцевистых осадков хотя и происходило в прибрежной мелководной области шельфа, но в условиях относительно спокойных вод.

IV. ТИПЫ РУД, ИХ СОСТАВ И ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

До настоящего времени среди окисных руд Полуночного месторождения по текстурным признакам выделялись две разновидности: конкреционно-землистые и тонкопрослойные руды.

Как показало изучение строения рудных слоев в забоях рудника, специальное опробование отдельных прослоев, а также детальное изучение руд под микроскопом, конкреционно-землистые и тонкопрослойные руды встречаются среди обоих представителей первично-окисных руд как в пиролюзитовой, так и в манганитовой фациях.

Однако деление на первично-пиролюзитовую и манганитовую фации имеет не только генетический смысл, но важно также и в практическом отношении. Как показало специальное исследование, содержание фосфора в пластах окисных руд различно. При этом более повышенное содержание его приурочено к пластам руд, являющихся, как удалось нам установить, манганитовыми рудами. Не вызывает никакого сомнения, что эти два типа руд вообще необходимо различать при изучении марганцевых месторождений, так как это позволит проводить селективную добычу этих различных по содержанию фосфора и другим свойствам руд. При этом наиболее высококачественные псиломеланово-пиролюзитовые руды не будут загрязняться примесью этого вредного для металлургии элемента за счет прослоев руд манганитовой фации и могут быть использованы для выплавки высококачественных сортов ферромарганца.

Таким образом, в настоящее время среди руд Полуночного месторождения по внешнему виду, составу, текстурно-структурным особенностям и условиям образования могут быть выделены следующие главные типы руд:

А. Первично-окисные руды. Среди них необходимо различать:

1. Пиролюзитовые руды, представленные:

- а) конкреционно-землистыми и
- б) тонкопрослойными разновидностями.

2. Манганитовые руды, состоящие также из:

- а) конкреционно-землистых и
- б) тонкопрослойных разновидностей.

Б. Карбонатные руды, состоящие из:

- а) конкреционных руд,
- б) слоистых руд и
- в) крупножелваковых руд, рассеянных в аргиллитах.

В. Окисленные (кусково-пористые и рыхлые руды), возникшие путем окисления карбонатных руд в местах выхода их на поверхность.

Ниже дадим краткую характеристику этих типов руд.

А. ПЕРВИЧНО-ОКИСНЫЕ РУДЫ

1. Пиролюзитовые руды. Этот тип руд является наиболее высококачественным, так как содержит малые количества фосфора. Пласт этих руд, расположенный в нижней части рудоносной залежи, неоднороден.

Он состоит из двух довольно мощных слоев, отчетливо различимых в обнажениях и сложенных каждый особой разновидностью руды, характеризующейся своими текстурными особенностями и формой рудных образований. Строго говоря, эти слои отделены друг от друга нечеткой границей, однако нижняя часть пласта содержит либо тонкие, хорошо выдержанные пропластки сплошных окислов марганца, либо весьма оригинальные по строению полусферические «корки», выпуклостями всегда обращенные кверху и перемежающиеся с рыхлой опаловой породой, тогда как верхняя часть пласта содержит лишь исключительно конкреционные сферические образования размером от 3 до 7 см в поперечнике. Нерудная масса в обоих случаях в основном представлена рыхлой кремнистой породой, содержащей распыленные хлопьевидные скопления гидроокислов марганца.

Строение этой породы весьма характерно: она чрезвычайно тонко-слоиста, обладает оригинальными текстурными особенностями, особенно на границе свиты тонкопрослойных и вышележащих конкреционных руд. В разрезе вкост простирания эти рыхлые кремнистые осадки образуют крупный фестонобразный рисунок. Ширина отдельных фестонов, обращенных выпуклостями вверх, колеблется от 5 до 10 и даже до 20 см. Каждый фестон обладает тонким концентрически слоистым строением и грубой радиально-призматической отдельностью, как это часто бывает свойственно затвердевшим коллоидным образованиям. В отдельных концентрах нередко принимают подчиненное участие тонкие послойные скопления мягких темнобурых гидроокислов марганца. Иногда можно наблюдать, что рыхлая масса переходит в прослой твердой черной пиролюзитовой или манганитовой руды. Поэтому у прежних исследователей создавалось ошибочное представление о замещении отдельных кремнистых концентров окислами марганца. Довольно часто рыхлые кремнистые прослои не обладают таким концентрически слоистым и грубым колломорфным строением, а характеризуются слабо волнистой, почти горизонтальной слоистостью. Их тонко-слоистое строение обусловлено чередованием полос рыхлого опала, в различной степени обогащенных скоплениями мельчайших хлопьевидных частиц гидроокислов марганца, четко выделяющихся благодаря своему темному цвету на светлосером или серовато-буром фоне рыхлой опаловой породы (табл. III, фото 6).

Под микроскопом эта порода состоит из скоплений мелких частиц опалового вещества, находящегося в тесной ассоциации с агрегатом мельчайших чешуек монтмориллонита. Здесь же рассеяны округлые зернышки гидроокислов марганца. В очень незначительном количестве присутствует кластический материал в виде зерен кварца, полевого шпата и значительно реже эпидота.

Перейдем к описанию разновидностей первично-окисных пиролюзитовых руд.

а) К о н к р е ц и о н н о - з е м л и с т ы е пиролюзитовые руды состоят из довольно крупных конкреций пиролюзита, рассеянных в рыхлой опаловой массе. Наиболее широко развиты более или менее правильные сферические формы конкреций, реже лепешковидные. Не менее распространены также и полусферические образования. Размер конкреций обычно колеблется от 3 до 7 см, но отдельные конкреции достигают 20—25 см в поперечнике. Внешний вид сферических конкреций и их относительные размеры видны на прилагаемом фотоснимке (табл. III, фото 7). Конкрекции состоят из концентрических слоев рудного вещества колломорфного строения и в основном представлены тонкокристаллическим и отчасти скрытокристаллическим сажистым пиролюзитом, обычно переслаиваемым с тонкими концентрическими линзами темного опала, как это видно на прилагаемой фотографии (табл. IV, фото 8) пришлифованной поверхности пиролюзитовой конкреции среднего размера. Внутреннее кон-

центрически-слоистое строение конкреции иллюстрируется следующей фотографией (табл. IV, фото 9), на которой светлые прослойки состоят из кристаллически зернистого агрегата пиролюзита с размером отдельных зерен не свыше 0,03 мм в поперечнике. Очень часто в массе мелкокристаллического пиролюзита наблюдаются пустоты, обрамленные щеточками кристаллов пиролюзита до 0,3 мм длиной. Широкие концентрические слои, существенно состоящие из плотной разности пиролюзита, перемежаются с тонкими извилистыми слоями сажистой разности его. На фотографии эти слои имеют серый цвет. Среди рудного вещества присутствуют угловатые обломки кластического материала.

б) Тонкопрослойные руды в главной своей массе залегают в самых западных и северо-западных участках месторождения. Состоят они главным образом из пиролюзита, в очень незначительных количествах присутствует псиломелан. Под микроскопом в них устанавливается также небольшая примесь опала и кластического материала. По составу и внутреннему колломорфному строению прослой твердой руды сходны с описанными выше конкрециями.

Твердая кусковая часть руды легко может быть отделена от землистой части, но потери марганца с мелочью более значительны, чем в конкреционно-землистой руде, так как отношение объема твердых прослоев к общей массе пласта в них обычно менее значительно и, кроме того, содержание распыленных гидроокислов марганца существенно выше.

2. Манганитовые руды. Рудные прослой фации манганитовых руд в большинстве своем приурочены к нижней части горизонта первично-окисных руд. Как уже упоминалось выше, руды эти ни по внешнему виду, ни по своим текстурно-структурным особенностям не отличаются от первично-пиролюзитовых руд.

Конкреционно-землистые разности состоят либо из отдельных полусферических образований и корок манганита (табл. IV, фото 10), заключенных среди рыхлой слоистой опаловой массы, проникнутой мельчайшими выделениями гидроокислов марганца, либо из скоплений более или менее крупных конкреций манганита, образующих пласты в рыхлом опаловом веществе.

Конкреции манганита, подобно конкрециям пиролюзита, обладают концентрически-зональным строением, обусловленным чередованием центров из плотного скрытокристаллического манганита с центрами рыхлого опалового вещества, проникнутого гидроокислами марганца. В наружных концентрических слоях иногда встречаются скопления мелких зерен кварца, полевых шпатов и других минералов. У некоторых конкреций плотной манганитовой массой сложены лишь внешние центры, центральная же часть представлена рыхлой землистой массой, состоящей из опалового вещества в смеси с сажистым скоплением гидроокислов марганца (табл. V, фото 11). Размеры кристаллических зерен в агрегатах манганита, слагающих конкреции, обычно не превышают сотых долей миллиметра. Однако нередко под микроскопом в полированных шлифах среди тонкокристаллической массы манганита встречаются мелкие друзовые образования, возникшие вследствие перекристаллизации в местах небольших трещин и пор.

В прозрачных шлифах в опаловой массе, кроме кластических зерен кварца, полевого шпата и других минералов, постоянно наблюдаются зерна глауконита.

В условиях некоторого доступа кислорода манганит относительно легко окисляется, превращаясь в пиролюзит. Поэтому среди манганитовых руд, залегающих вблизи земной поверхности, исключительно широко развиты псевдоморфозы пиролюзита по манганиту. Нередко крупные конкреции нацело замещены вторичным пиролюзитом, и лишь под микроскопом

в полированных шлифах удается установить реликты кристаллических участков манганита.

Явления частичного, а местами и полного замещения отдельных центров манганитовых конкреций легко устанавливаются на шлифованных поверхностях крупных конкреций, отдельные концентры которых, существенно состоящие из манганита, имеют черный и блестящий вид, в то время как участки манганита, затронутого процессом окисления или нацело перешедшего в пиролюзит, кажутся матовыми. Наглядно это явление отражено на снимке шлифованной поверхности не крупного манганитового стяжения, заключенного в рыхлую опаловую массу (табл. V, фото 12). Участки манганита, не замещенные пиролюзитом, кажутся черными и резко выделяются на фоне светлосерой оторочки пиролюзита.

В химическом отношении манганитовые руды существенно отличаются от первичных пиролюзитовых руд. Прежде всего состав самого манганита говорит о том, что при образовании его существовала менее окислительная обстановка (половина марганца представлена двухвалентными катионами). Затем содержание фосфора в манганитовых рудах существенно выше, чем в первично-пиролюзитовых рудах. Повышенным оказывается также содержание в них окиси кальция.

Что касается окисленных, т. е. перешедших в пиролюзитовые разности, манганитовых руд, то содержание фосфора естественно при процессе окисления не меняется. Поэтому вторичные пиролюзитовые руды также представляют менее ценное сырье.

Б. КАРБОНАТНЫЕ РУДЫ

Эти руды по своим внешним признакам и физическим свойствам резко отличаются от первично-окисных марганцевых руд. Они представляют собой твердые слоистые и местами массивные руды средней плотности, окрашенные в светлосерый или зеленовато-серый цвет. Слагающий их карбонат марганца содержит в виде изоморфных примесей Ca, Mg и Fe. В довольно значительных количествах присутствуют опал и глауконит. Часто наблюдаются скопления мельниковита, пирита и марказита, чем объясняется высокое содержание в них серы. Присутствует также и кластический материал.

Толща карбонатных руд далеко не однородна по своему строению. В ней совершенно отчетливо выделяются пласты конкреционных, слоистых и крупножелваковых руд в виде стяжений, рассеянных в аргиллитах.

а) К о н к р е ц и о н н ы е р у д ы являются наиболее распространенной разностью карбонатных руд Полуночного месторождения. Они приурочены к нижним горизонтал марганценовой карбонатной толщи, причем самые нижние слои сильно обогащены опалом. Поэтому руды отличаются значительной крепостью и очень неровным изломом, разбиваясь при раскалывании на остроугольные куски. Они представлены светлосерыми или зеленовато-серыми родохрозитово-опаловыми конкрециями, заключенными в темную сплошную массу опала или родохрозита (табл. VI, фото 13).

Под микроскопом руды довольно своеобразны. Они состоят из опалового вещества, среди которого повсеместно наблюдаются редкие сферолиты или отдельные участки сплошных скоплений плотного тонкокристаллического родохрозита. Обычно присутствуют также глауконит и сульфиды железа (пирит и марказит).

б) С л о и с т ы е р а з н о с т и карбонатных руд залегают выше только что описанных конкреционных карбонатных руд и отличаются сравнительно небольшим содержанием в них опала и большим содержанием глауконита, придающим им слегка зеленоватый цвет. Следует отметить некоторую неоднородность в строении пласта этих руд: в верхней части он состоит из скорлуповатых плиток карбоната толщиной 0,5—1 см,

нижняя же часть пласта однородна и имеет более массивное сложение. Под микроскопом руды состоят почти исключительно из родохрозита, небольшого количества опала, халцедона, нонтронита и глауконита. В редких случаях присутствуют в качестве кластического материала отдельные зерна эпидота и плагиоклаза. В значительном количестве встречаются марказит и пирит. Обычно сульфиды развиваются в виде тонких вкрапленников и нередко образуются за счет глауконита. Присутствие последнего обуславливает несколько повышенное содержание щелочей в этих рудах.

Среди слоистых руд местами значительное развитие имеют крупные карбонатные конкреции и полусферические стяжения, по внешней форме совершенно аналогичные конкрециям и полусферическим стяжениям окисных руд. Они обладают тонкоконцентрическим зональным строением, которое обусловлено чередованием тонких concentрических прослоек опалового вещества и родохрозита.

Среди вышеописанных руд встречаются пропластки мощностью около 5 см сплошного белого карбоната в смеси с опалом, содержащего очень незначительные количества кластического материала и отличающегося сравнительно низким содержанием фосфора, тогда как карбонатные руды в целом обогащены фосфором в более значительной мере, чем первично-окисные руды.

Характерным для слоистых карбонатных руд является наличие в них тонких пропластков темносерых диатомитов, содержащих значительные количества спликул губок.

в) Крупножелваковые карбонатные руды представляют собой крупные светлосерые караваепоподобные стяжения карбонатов марганца, рассеянные в нижней части покрывающих темносерых монтмориллонитовых глин. Эти стяжения имеют массивное внутреннее строение и часто содержат заметные глазом включения мелких зерен сульфидов железа (пирита и марказита), приуроченных главным образом к трещинкам и к поверхностям concentрического отслаивания внутри конкреций. Судя по отвалам шахт, встречаются стяжения более сложного строения, состоящие как бы из сросшихся в одно целое мелких сферических стяжений, содержащих внутри, в виде ядер, обломки породы.

Подобные светлосерые караваеобразные стяжения карбоната марганца на воздухе очень быстро темнеют, приобретают с поверхности коричневатобурый цвет. Вследствие этого они ошибочно принимались за сидеритовые образования.

С целью выяснения состава этих крупных караваеобразных стяжений мы подвергли их детальному изучению.

В шлифах под микроскопом эта руда ничем особенным не отличается от обычных карбонатных руд марганца. Она сложена чрезвычайно тонкокристаллическим агрегатом карбоната, в котором почти невозможно различить отдельные индивиды. Лишь по данным химического анализа можно было установить, что руда представлена в основном кальциевым родохрозитом, содержащим в виде изоморфной примеси также Mg. В значительном количестве присутствует кремнезем в виде опала. Характерно также исключительно высокое содержание пятиокси фосфора (2—3%). Однако установить какие-либо фосфористые минералы не представилось возможным. Чем объяснить высокую фосфористость крупных желваковых стяжений — сказать пока трудно. Этот факт установлен впервые.

В. ОКИСЛЕННЫЕ РУДЫ

Эти руды известны под названием кусково-пористых. Прежними исследователями они ошибочно принимались за переотложенные окисные руды. Детальное изучение их действительно подтверждает предположение А. Г. Бетехтина, высказанное им еще в 1942 г., о том, что эти руды произошли путем окисления карбонатных руд и по существу являются марганцевой

шляпой для этих руд, слагая зону окисления рудоносной толщи. Руды сложены большей частью крупными пористыми кусками гидроокислов марганца, находящихся среди глинисто-опаловой массы. Весьма распространены здесь округлые натечные и полусферические корковые новообразования пиролюзита, скопления вернадита и рансьейта. В сравнительно незначительных количествах присутствуют в них колломорфные натечные новообразования псиломелана. Доказательством того, что эти руды, в отличие от первично-окисных руд, с которыми долгое время их объединяли, произошли путем окисления карбонатных руд и являются вторичными, могут служить следующие факты и соображения.

1) Эти руды по падению переходят в типичные карбонатные руды.

2) Руды содержат реликты текстур, характерных для карбонатных руд. В участках, переходных к карбонатным рудам, при раскалывании отдельных штуфов окисленной черной руды часто удается обнаружить в центральных частях светлые, почти совершенно не окисленные остатки типичной опалово-карбонатной руды. Это так называемые полуокисленные карбонатные руды (табл. VI, фото 14).

3) В пластах окисленных руд довольно часто присутствуют отдельные пропластки диатомитов, которые встречаются в толще карбонатных руд и совершенно неизвестны в первично-окисных рудах.

4) Весьма характерен минералогический состав окисленных руд. В них широко распространен вернадит, т. е. двуокись марганца, богатая водой, ($MnO_2 \cdot nH_2O$). Как известно, вернадит образуется лишь в зонах окисления за счет карбонатов и силикатов двухвалентного марганца. Характерные для первично-окисных руд минералы — пиролюзит и псиломелан — здесь или отсутствуют, или представлены в очень небольших количествах, и то главным образом в самых верхних частях зоны окисления.

5) В соответствии с минералогическим составом и химический состав окисленных руд отличается некоторыми весьма характерными особенностями, а именно: а) высоким содержанием воды, значительная часть которой связана с вернадитом; б) содержанием окиси кальция, равным примерно половине содержания CaO в карбонатных рудах, из которых они произошли; в первично-окисных рудах не только Полуночного, но и других аналогичных месторождений марганца никогда не наблюдается столь повышенного содержания этого окисла; в) повышенным содержанием фосфора; очевидно, этот элемент унаследован окисленными рудами от карбонатных руд, содержащих обычно повышенные количества его; в процессе окисления фосфор, как известно, не мигрирует.

6) При окислении карбонатных руд происходит полное удаление углекислоты, и хотя взамен карбонатов и образуются богатые водой соединения марганца, все же общая масса заметно сокращается. Руды становятся пористыми. Наличие остаточного опала в то же время обуславливает кусковатость руд. Отсюда вполне естественно, что эти руды называют «кусково-пористыми».

Среднее содержание металлического марганца в сырых, т. е. не обогащенных, окисленных рудах несколько выше, чем в неокисленных карбонатных рудах. Это объясняется некоторым обогащением руд марганцем при окислении за счет удаления значительного количества углекислоты.

По внешним признакам окисленные руды, хотя они с первого взгляда и похожи на первично-окисные (конкреционно-землистые), все же отличаются некоторыми особенностями. Кроме кусковатости и пористости, для них характерны часто наблюдаемые примазки шоколадно-бурого цвета, свойственного порошковатым разностям вернадита. Слоистость в окисленных рудах является унаследованной от массивно-слоистых карбонатных руд. Конкреционные опалово-вернадитовые руды, очевидно, произошли за счет конкреционных карбонатных руд.

V. МИНЕРАЛОГИЯ МАРГАНЦЕВЫХ РУД

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА РУД

Среди минеральных образований, слагающих рудоносную толщу Полуночного марганцевого месторождения, следует различать две группы минералов:

I. Группа минералов, образовавшихся в процессе формирования осадков в водном бассейне или возникших в процессе диагенезиса первоначально осажденных минеральных образований.

II. Группа минералов, возникших при современном выветривании первичных образований.

Среди минералов первой группы можно выделить следующие подгруппы:

А. Минералы, представляющие собой химические осадки, образующие фации пиролюзитовых, манганитовых и карбонатных руд.

Б. Минералы, входящие в состав кластического материала осадков.

Остановимся на характеристике минералов первой подгруппы. Здесь необходимо различать прежде всего:

а) Минералы, характеризующие пиролюзитовую фацию. Сюда относятся такие минералы, как пиролюзит, псиломелан, гидрогематит, опал, халцедон, кварц, монтмориллонит.

б) Минералы, возникшие в манганитовой фации. К этой группе относятся манганит, опал, халцедон, кварц, глауконит, монтмориллонит.

в) Минералы, входящие в состав фации карбонатных руд. Наиболее характерными минералами этой группы являются карбонаты марганца (кальциевый родохрозит, манганокальцит), опал, халцедон, кварц, глауконит, затем пирит, марказит, мельниковит, монтмориллонит и в незначительных количествах нонтронит.

Для наглядности и удобства сравнения минерального состава руд месторождения приведем список главнейших минералов в виде таблицы (табл. 1), в которой объединены минералы пиролюзитовой и манганитовой фаций, характеризующих первично-окисные руды. Главные минералы, находящиеся в существенных количествах, выделены курсивом.

Главнейшие минералы рудоносной толщи Полуночного месторождения

Фа ц и и	Минералы, входящие в состав осадочных накоплений	Минералы, образующиеся при современном выветривании рудной толщи
Фашии пиролюзитовых и марганитовых руд	<i>Пиролюзит</i> Псиломелан <i>Манганит</i> Лепидокрокит <i>Опал</i> <i>Халцедон</i> Кварц Глауконит Монтмориллонит	Вернадит Рансьеит Пиролюзит (вторичный) Лепидокрокит Гётит Гидрогётит Лимонит
Фашия карбонатных руд	<i>Кальциевый родохрозит</i> Манганокальцит <i>Опал</i> (в виде плотного це- мента и сферических стя- жений) Халцедон Кварц Пирит Марказит Мельниковит Глауконит Монтмориллонит Нонтронит	
Кластический материал	<i>Кварц</i> Полевые шпаты Пироксены Слюда Апатит Рутил Ильменит Лейкоксен Магнетит Опал и халцедон (в облом- ках спикул губок)	

ОПИСАНИЕ ОТДЕЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ

Описание начнем с характеристики окислов и гидроокислов марганца, затем перейдем к гидроокислам железа, сульфидам, карбонатам и, наконец, дадим характеристику окислов кремния и силикатов. На результатах проведенного нами опыта применения скоростного метода количественного фазового анализа к исследованию минералов остановимся отдельно, в особой главе.

Пирролюзит

Пирролюзит наиболее широко распространен среди первично-окисных руд и является основным минералом пирролюзитовой фации марганцевых осадочных образований Полуночного месторождения. В несколько меньшем количестве он присутствует в рудах манганитовой фации, где он представляет собой вторичный минерал, результат окисления манганита, и затем в зоне окисления карбонатов марганца.

В первично-окисных рудах пирролюзит присутствует в виде конкреций различного размера, часто весьма крупных, слагающих мощные прослои. Он образует также полусферические, корковые прослои в рыхлых опаловых слоях, обладающих тонким колломорфным строением.

Пирролюзит обычно представлен плотными кристаллическими разностями, однако в поверхностных частях конкреций обильны скопления землистых и сажистых его разностей. Они придают неровной бугристой поверхности конкреций равномерную матовую, глубоко черную окраску, благодаря чему пирролюзитовые стяжения легко отличимы от совершенно аналогичных манганитовых образований.

Весьма своеобразное строение имеют тонкие плитчатые образования пирролюзита (табл. VII, фото 15), встречающиеся обычно в западной, более прибрежной части месторождения. Они располагаются вдоль плоскостей наложения в рыхлой опалово-марганцевистой породе. Мощность подобных плиток редко превышает 2—3 см. В поперечном разрезе для них характерно тонкослойное строение. Поверхность их отличается очень резко выраженной бугорчатой скульптурой. Однако бугорчатые образования, почти сплошь покрывающие слоистую плитку пирролюзита, не представляют собой скоплений слившихся между собой оолитов, как можно было бы предположить по первому впечатлению. Это типичные почковидные образования первоначально осевшего геля, сложенного в настоящее время тонкозернистым агрегатом кристаллических зерен пирролюзита. В поперечном изломе отчетливо видно чередование тонких, волнисто изогнутых слоев до 3—5 мм мощностью.

Вдоль слоистости, а часто и в поперечном направлении, проходят многочисленные очень тонкие, короткие трещинки усыхания. Они выполнены щетками кристалликов пирролюзита. Эти скопления кристаллического пирролюзита отчетливо выделяются в изломе на матовой поверхности тонкокристаллической пирролюзитовой массы, благодаря сильному металлическому блеску на плоскостях спайности.

Корковые полусферические и конкреционные образования пирролюзита в свежем изломе имеют характерный стально-серый цвет с матовым блеском и поэтому легко отличимы от блестящих или матовых коричневато-черных кристалликов манганита. Эти отличительные признаки чрезвычайно важны в практическом отношении, так как могут быть использованы для того, чтобы различать пирролюзитовые руды от сходных с ними манганитовых.

Пирролюзит, несмотря на его широкое распространение в рудах месторождения, не дает сколько-нибудь крупных и хорошо образованных кристаллов. Наиболее крупнокристаллические его разности наблюдаются в виде тонких коротких прожилков симметричного строения или тонких корок на стенках полостей среди скрытокристаллической или чрезвычайно тонкокристаллической массы пирролюзита. Строение подобного прожилка пирролюзита показано на табл. VII, фото 16. Радиальнолучистые агрегаты пирролюзита здесь симметрично нарастают на стенках трещины в виде корок мощностью около 2 мм. Внутренняя полость между щетками кристалликов пирролюзита местами выполнена землистой разностью его, местами же плотным опаловым веществом.

Интересно строение агрегата кристаллических зерен пиролюзита, слагающих подобные корки, в полированных шлифах (табл. VII, фото 17). Зерна пиролюзита у стенок трещины (в нижней части снимка) очень мелкие, но постепенно увеличиваются в своих размерах по направлению к центральной части прожилка. Обращает на себя внимание также несколько беспорядочная ориентировка кристаллических индивидов пиролюзита, особенно у стенок трещин. По направлению к центру прожилка кристаллические зерна образуют агрегаты радиально-лучистого строения.

Нередко среди сплошной рудной массы, содержащей обычные включения кластического материала, встречаются гнездообразные участки относительно более крупнозернистого пиролюзита в виде скоплений неправильной формы. Часто эти скопления, представляющие собой мелкие жеоды, нацело сложенные пиролюзитом, приурочены к узким тончайшим трещинкам, пересекающим тонкокристаллическую пиролюзитовую массу на полиэдрические участки.

Пиролюзит в рудах из западной части месторождения встречается в виде мелких почек, тонкого радиально-волокнистого строения, придающего свежей поверхности излома характерный шелковистый блеск. На табл. VIII, фото 18, изображены подобные почковидные образования, состоящие местами из скрытокристаллического или из очень тонко раскристаллизованного пиролюзита с характерным метаколлоидным строением. По внешнему виду и под микроскопом они легко могут быть приняты за типичные раскристаллизованные псиломелановые образования. Однако рентгенометрические исследования позволили установить, что это вещество является пиролюзитом.

Под микроскопом при скрещенных николях эти скопления обладают довольно слабо выраженными эффектами анизотропии. Они состоят из тонких, различно ориентированных индивидов, вытянутых в общем в радиальном направлении. Благодаря суммарному эффекту анизотропии под микроскопом слабо выявляется первоначальное концентрически-зональное строение почки. В тонких порах между волокнистыми индивидами присутствуют мельчайшие скопления порошковатого пиролюзита.

Отражательная способность описываемой скрытокристаллической разновидности пиролюзита значительно ниже отражательной способности явнокристаллических разновидностей этого минерала.

Среди кристаллической массы пиролюзита, слагающей тонкокристаллические плитчатые образования, встречаются прослойки скрытокристаллического пиролюзита, сохраняющие реликтовое коллоидное строение. По своему строению эти прослойки могут быть приняты за псиломелан (настолько резко они отличаются от окружающей массы пиролюзита). Строение одного из подобных тонких прослоек видно на табл. VIII, фото 19, в верхней части снимка. Чередующиеся здесь тонкие светлые и темные зоны образуют характерный коллоидный рисунок. Под микроскопом при большом увеличении прекрасно видно, что прослойки состоят из агрегатов точечных радиально-лучистых индивидов пиролюзита.

Центральные части отдельных фестончатых образований сложены почти сплошь сажистым пиролюзитом и на снимке кажутся темносерыми. Благодаря этому даже без травления на полированной поверхности шлифа достаточно резко выявляется сложное концентрическое слоистое строение прослоек.

Между отдельными слоями описываемых плитчатых пиролюзитовых образований довольно часто встречаются тонкие, вытянутые вдоль слоистости, пустоты, отороченные щеточками мельчайших кристалликов

пирролюзита и выполненные опалом. Под микроскопом они кажутся типичными прожилками. По простирацию пирролюзитовые оторочки смыкаются и переходят в прослой из сплошной массы тонкокристаллического пирролюзита, с мельчайшими жеодами, образованными более хорошо раскристаллизованными разностями этого минерала.

Цвет пирролюзита в свежем изломе мелкозернистых сплошных рудных масс стальносерый. Цвет черты и порошка минерала — черный. Излом неровный. На свежей поверхности излома плоских корковых и сферических пирролюзитовых стяжений зернистый пирролюзит резко выделяется ярким блеском более крупных кристаллических индивидов по спайности. Основная же масса тонкокристаллического пирролюзита, вследствие своего тонкого агрегатного строения, обладает матовым блеском.

В сплошных массах зернышки пирролюзита отличаются более или менее изометричной формой. Местами они обладают типичной аллотриоморфной структурой.

Действие реагентов, обычно применяемых для диагностического травления пирролюзита, не характерно и не дает достаточной уверенности при определении мелкозернистых разностей этого минерала, особенно в случаях тесного срастания его с манганитом или псиломеланом.

Как известно, обработка измельченного материала при нагревании смесью равных количеств концентрированной серной кислоты и воды позволяет отличить пирролюзит от псиломелана, так как псиломелан окрашивает раствор в розовый или в фиолетово-красный цвет, в то время как от пирролюзита и манганита раствор остается бесцветным.

В отличие от манганита, пирролюзит темнеет при действии на него 8% раствора сернистой кислоты в течение 90 секунд, в то время как на манганит этот реактив не действует.

Отражательная способность зернистых разностей пирролюзита значительно выше, чем у манганита, с которым он часто ассоциируется в рудах Полуночного месторождения. Для пирролюзита, как известно, отражательная способность равна 33% (по Волюнскому), в то время как для манганита она не превышает 18—20%. Поэтому пирролюзит в хорошо полированных шлифах по сравнению с другими марганцевыми минералами выглядит более светлым.

Под микроскопом для пирролюзита характерен также желтоватый или слабо коричневатый оттенок при сравнении с сероватым оттенком манганита, отчетливо улавливаемый в хорошо полированных шлифах при достаточной тренировке глаза.

Пирролюзит обладает заметным двуотражением, особенно отчетливым у кристаллов, обрамляющих полости в скрытокристаллической массе пирролюзита.

Вторичный пирролюзит в Полуночном месторождении широко распространен в виде псевдоморфоз по манганиту среди манганитовых руд. Кроме того, в крупных конкрециях и в полусферических манганитовых стяжениях он, возможно, как первичный минерал, в виде щеточек мелких хорошо образованных кристалликов, обрастает манганитовые почки. На табл. VIII, фото 20, хорошо видно это обрастание. Кристаллики пирролюзита в наружных частях почек достигают величины до 0,1 мм. По направлению к центральному частям почек размеры их постепенно уменьшаются и кристаллики переходят в чрезвычайно тонкозернистую массу манганито-пирролюзитового состава.

Исследование ряда образцов пирролюзита на содержание воды по методу скоростного фазового анализа Л. Г. Берга показывает, что в пирролюзите, встречающемся в виде щеточек кристаллов в полостях,

содержание воды достигает 3—4%. Рентгенометрические исследования, однако, не обнаружили сколько-нибудь существенных различий этой разности пиролюзита от сажистой и скрытокристаллической. Очевидно, вода в ней адсорбированная.

В очень хорошо полированных шлифах под микроскопом при большом увеличении удается наблюдать весьма любопытное явление. Кристаллики пиролюзита, расположенные в виде гребенчатого агрегата на почковидных метакolloидных образованиях манганита, содержат участки, сложенные минералом, который должен быть, по видимому, отнесен к манганиту. Такие участки приурочены обычно к периферическим частям кристалликов пиролюзита. Контуры их сливаются с окружающим пиролюзитом. Благодаря более низкой отражательной способности они кажутся темносерыми на фоне желтовато-белого пиролюзита. На табл. IX, фото 21, хорошо видны эти гладкие темносерые участки в периферических частях кристаллов пиролюзита, увеличенных почти в 300 раз. Резкие трещины спайности, характерные для кристаллов пиролюзита, не пересекают этих участков, обрываясь у их границы. При действии 8% сернистой кислоты темные участки остались незатравленными (табл. IX, фото 22). Таким образом, этот минерал, по всей вероятности, является манганитом.

Возможно, что участки манганита неправильной формы представляют собой остатки от замещения его пиролюзитом. В пользу этого предположения говорят также наличие сплошных скоплений манганита в центральных частях почек, постепенные переходы их к оторочкам пиролюзита, а также присутствие среди пиролюзитовых масс небольших скоплений реликтов манганита.

Нередко внутренние части почек целиком состоят из сажистого пиролюзита, который лишь по периферии сменяется тонкой оторочкой из щеточек кристаллического пиролюзита. Землистые массы пиролюзита встречаются также в виде тонких кружевоподобных концентрических слоев в почковидных образованиях из тонкокристаллической массы пиролюзито-манганитового состава. На табл. X, фото 23, приведен микроснимок части подобной почки, заключенной в плотную опалово-халцедоновую массу. Во внутренней части почки в виде двух концентрических зон весьма сложного колломорфного строения располагаются скопления пылевидного пиролюзита в тесной смеси с рыхлым опаловым веществом. Эта масса имеет черный, местами буровато-черный цвет и трудно поддается полировке. В ней часто заключаются тонкие концентрические зоны манганита более крупнозернистого, чем в окружающей массе из мельчайших зерен манганита и пиролюзита.

На выходах рудных тел вторичный пиролюзит представлен или типичными сплошными рыхлыми землистыми массами в тесной смеси с опалом и глинистым веществом, или порошковатыми разностями глубоко черного цвета на поверхности твердых колломорфных образований гидроокислов марганца. Основная масса последних здесь представлена вернадитом и рансьеитом. Необходимо указать также на присутствие пиролюзита в тесной ассоциации с гётитом и лепидокрокитом. Пиролюзит здесь представлен тонкокристаллической массой реликтового колломорфного строения в смеси с лепидокрокитом и образует серию тонких прослоек, чередующихся с прослойками темного опала. Подобные образования относятся к фации пиролюзитовых руд и представляют собой крупные полусферические стяжения из черного плотного опала, содержащие слоистые скопления рудного вещества (табл. X, фото 24).

Общее представление о некоторых особенностях химического состава пиролюзита в рудах Полуночного месторождения можно получить из данных его спектральных анализов.

Спектроскопическому исследованию были подвергнуты образцы трех разностей пиролюзита, тщательно отобранные под микроскопом в полированных шлифах. Результаты этих исследований приведены в табл. 2. Данные колонки 1 относятся к агрегату кристалликов, образующих щеточки в полостях среди скрытокристаллического пиролюзита. В колонке 2 приведены данные для плотного скрытокристаллического пиролюзита. Наконец, данные колонки 3 характеризуют сажистые, тонкодисперсные разности пиролюзита.

Таблица 2

Данные спектрального анализа пиролюзита

Элементы	Интенсивность линий		
	1	2	3
As	—	Следы	—
Cu	—	Слабые	—
Co	—	—	Слабые
Ni	Средние	Средние	Средние
V	Слабые	Слабые	Слабые
Ba	Слабые?	Средние	Сильные
Sr	Средние	Средние	Средние
Ca	Выше средних	Выше средних	Выше средних
Al	Выше средних	Сильные	Сильные
Mg	Средние +	Средние	Сильные
Mn	Очень сильные	Очень сильные	Очень сильные
Fe	Средние	Выше средних	Сильные
Ti	—	Слабые	Слабые
Si	Выше средних	Сильные	Сильные

Во всех трех образцах устанавливается содержание Mn, Ca, Mg, Ba, Fe, Si и Al (линии сильной, средней и отчасти слабой интенсивности), присутствуют также Ni, V, Ti, Sr (средние и слабые линии); в скрытокристаллической разности пиролюзита обнаружены As (следы) и Cu (линии слабой интенсивности). В сажистой разности пиролюзита обнаружены слабые линии Co.

В целях точной диагностики сажистых, плотных скрытокристаллических и тонкозернистых разностей пиролюзита были проведены рентгенометрические испытания. Минерал для исследования отбирался путем весьма тщательного высверливания под микроскопом в полированных шлифах. Рентгено съемка проводилась нефильтрованным железным излучением. Все четыре испытываемых образца дали довольно четкие идентичные дебаеграммы.

Величины межплоскостных расстояний и интенсивность дифракционных линий помещены в табл. 3. В колонке 1 помещены данные, полученные при съемке тонких сажистых скоплений пиролюзита. Данные колонки 2 относятся к скрытокристаллической плотной разности пиролюзита, слагающего мелкие почки и образовавшегося за счет раскристаллизации и окисления псиломеланового геля. В колонке 3 приводятся данные, полученные при съемке тонкозернистой массы

пирролюзита, выполняющей пространство между почками кристаллического пирролюзита. В колонке 4 приведены данные, относящиеся к мелкокристаллическому пирролюзиту, выполняющему полости среди его скрытокристаллической разности.

Для сравнения в последней колонке (5) табл. 3 помещены данные для стандартного образца пирролюзита, заимствованные из справочника¹.

Таблица 3

Межплоскостные расстояния $d(hkl)$ и относительная интенсивность (i) дифракционных линий на дебаеграммах пирролюзита

1		2		3		4		5	
i	$d(hkl)$								
10	3,104	10	3,135	10	3,127	10	3,14	10	3,118
8	2,406	8	2,423	8	2,413	8	2,40	9	2,404
—	—	—	—	—	—	1	2,24	—	—
7	2,111	6	2,121	6	2,121	6	2,14	7	2,108
3	1,975	4	1,980	4	1,977	3	1,98	4	1,954
10	1,633	10	1,634	10	1,632	10	1,64	10	1,622
5	1,572	6	1,566	6	1,562	5	1,57	8	1,555
3	1,440	6	1,437	6	1,439	4	1,44	6	1,434
3	1,400	—	—	—	—	3	1,39	—	—
7	1,307	8	1,307	8	1,306	10	1,30	8	1,302
—	—	—	—	—	—	1	1,11	—	—
—	—	—	—	—	—	1	1,10	—	—
—	—	4	1,056	—	—	1	1,06	7	1,054

Как видно из приведенных данных рентгеновских исследований, несмотря на различие агрегатного строения, все четыре испытанных нами образца оказались пирролюзитом.

Манганит

Манганит в рудах манганитовой фации образует крупные конкреции, достигающие иногда 15 и даже 20 см в поперечнике. Они лежат в рыхлой кремнистой массе. В некоторых рудных пластах в тех же рыхлых кремнистых скоплениях наблюдаются полусферические манганитовые стяжения, напоминающие корки.

Манганитовые конкреции встречаются также в переходных рудах от манганитовой фации к карбонатной, иногда среди сплошной мелкозернистой родохрозитовой массы.

В зоне окисления манганит изредка наблюдается в виде остатков. В процессе окисления он легко замещается пирролюзитом.

Конкреции, в виде которых наиболее часто встречается манганит в рудах Полуночного месторождения, обычно имеют неправильную форму с очень неровной бугристой поверхностью. Крупные конкреции обычно обладают караваеподобной формой. Среди мелких конкреций преобладают правильные шаровидные формы.

¹ Рентгенометрический определитель минералов. Зап. Ленингр. горн. инст., 1938, 11, вып. 2; 1939, 13, вып. 1.

При раскалывании конкреций часто обнаруживается скорлуповатое концентрически-слоистое строение их. Отдельные концентры, сложенные черной плотной тонкокристаллической манганитовой массой, легко отделяются друг от друга. Концентры, сложенные рыхлой землистой массой, состоят из опалового вещества, проникнутого пылевидными скоплениями окислов марганца, которые сообщают этой массе характерный красновато-бурый цвет. Подобные же образования нередко выполняют полости внутри конкреций. На табл. XI, фото 25, видно чередование нескольких концентров плотного манганита (3—5 мм мощности) и концентра из рыхлой землистой массы опалово-манганитового состава; этим же веществом выполнена центральная часть конкреции. Между отдельными концентриками иногда присутствуют скопления опала, часто выполняющие небольшие пустоты, образуя мелкие натечные гроздевидные формы. При внимательном рассмотрении плотные скорлупы манганита в свою очередь оказываются состоящими из более тонких концентров сложного колломорфного строения.

Следует заметить, что по внешнему виду, а также по своему внутреннему строению манганитовые конкреции совершенно тождественны описанным выше конкрециям пиролюзитового состава.

Как уже упоминалось, манганит в рудах Полуночного месторождения в значительных массах встречается также в виде своеобразных стяжений полусферической формы. Эти стяжения в 1—2 см толщины по внешнему виду напоминают довольно мощные корки железочерного цвета, залегающие среди светлокоричневой опаловой массы и обнаруживающие также тонкую сферическую слоистость.

Как видно на приведенном фотоснимке (табл. XI, фото 26) поверхности манганитовой корки, она представлена сплошной рудной массой, концентрическая слоистость которой подчеркивается выделениями плотного опала в виде очень тонких извилистых полосок черного цвета, отчетливо выступающих на сером фоне рудной массы. Иногда более мощные полоски опала в 2—3 см образуют прослойки среди манганитовой массы (в правой части снимка), сливаясь с рыхлым опаловым веществом. Эти факты привели прежних исследователей, в частности Е. П. Молдавандева, к ошибочному предположению о вторичном происхождении подобных корок путем проникновения гидроокислов марганца в опаловые слоистые образования. Между тем, как показали микроскопические исследования, явления замещения при возникновении этих стяжений не имели места.

Манганит в переходных рудах от фации собственно манганитовой к фации карбонатных руд встречается также в виде конкреционных образований. Ни по внешнему виду, ни по внутреннему строению они не отличаются от описанных выше манганитовых конкреций. Важная генетическая особенность манганитовых конкреций в этих переходных рудных образованиях заключается в том, что они не включены в рыхлую опаловую массу, а находятся среди мелких сферолитовых скоплений карбонатов марганца.

Цвет наиболее плотных, хорошо раскристаллизованных манганитовых руд железочерный с очень слабо заметным буроватым оттенком, но слабо раскристаллизованные руды, состоящие из манганита, выглядят матовыми и приобретают заметный красновато-бурый оттенок, приближающийся к цвету порошка, и черты минерала.

Излом конкреций неровный, а в сплошных манганитовых массах — раковистый с полуметаллическим блеском.

Несмотря на широкое распространение манганита в Полуночном месторождении, он не дает здесь крупных, хорошо образованных кристаллов. В сплошных рудных скоплениях манганит встречается в виде

агрегатов чрезвычайно мелких кристаллических зерен, которые обычно имеют неправильную, более или менее изометричную форму. Размеры их в среднем колеблются в пределах сотых, а чаще даже тысячных долей миллиметра.

Наиболее крупные кристаллические индивиды этого минерала наблюдаются либо в пустотах в виде жеод среди скрытокристаллической массы манганита, либо в трещинах усыхания, слагая тонкие короткие жилки симметричного строения.

Во всех этих случаях величина зерен редко достигает десятых долей миллиметра, следовательно, они различимы только в полированных шлифах под микроскопом. Лишь как исключение в тонких полукольцевых полостях между скорлупами манганитовых конкреций можно наблюдать цепочки чрезвычайно тонких призматических кристалликов манганита, выстилающих эти полости. В массе эти щеточки кристалликов манганита имеют почти черный цвет, однако он существенно отличается от бархатно-черного цвета пиролюзитовых сажистых или тонкокристаллических скоплений, распространенных в аналогичных же формах среди пиролюзитовых руд.

И конкреции, и полусферические стяжения манганита представляют собой колломорфные образования. Отдельные скорлупы конкреций и корок состоят из серии тонких зон сложного кружевоподобного строения. Так, скорлупы манганитовой конкреции, относящейся к прибрежной фации, переходной от фации собственно манганитовых к фации пиролюзитовых руд, под микроскопом сложены серий мелкочечек почек манганита 0,1—0,2 мм в поперечнике (табл. XII, фото 27). Центральные части почек состоят из землистой массы черновато-бурого цвета, представляющей смесь рыхлого опала и мельчайших пылевидных частиц манганита и пиролюзита. В верхней двойной почке рыхлая масса окружена тонким слоем зернистого манганита, затем снова слоем рыхлого опала и, наконец, скорлупой манганита большей мощности. Снаружи почки оконтурены тонкой полоской того же опалового вещества. Межпочечное пространство выполнено чрезвычайно мелкокристаллической массой манганита и пиролюзита.

Явно кристаллические разности манганита в коротких линзовидных жилках легко распознаются при скрещенных николях (табл. XII, фото 28). Характерно, что с обеих сторон первоначальной полости вначале возникали тонкозернистые массы манганита. По мере роста число кристаллических индивидов уменьшалось, но за счет этого увеличивались их размеры.

Подобные жилки не только не выходят за пределы отдельных конкреций или корок, но часто не пересекают даже и отдельных концентров последних. Часто они располагаются серпообразно между центрами манганитовых стяжений. Они, повидимому, представляют собой залеченные манганитом тонкие трещинки усыхания, возникшие вследствие сокращения гелевой массы стяжений.

Типичны, для описываемых сплошных слабо раскристаллизованных манганитовых руд, участки неправильной формы, сложенные скоплениями сравнительно более крупнозернистого манганита, развившегося в порых.

В сплошных тонко- или скрытокристаллических массах манганита под микроскопом довольно часто можно наблюдать явления кристаллизации более крупнозернистого манганита в полостях, возникших на месте остатков организмов. На микрофотографии табл. XII, фото 29, видны реликты сросшихся спикул губок, образующих решетчатый скелет, замещенный агрегатом зерен явнокристаллического манганита. Частично сохранившееся опаловое вещество располагается в виде тончайшей полосы в наружных частях кремневых спикул.

Характерно, что агрегаты кристаллических зерен манганита имеют радиально-лучистое строение, нарастая от периферии к центру. Это явление особенно четко видно на поперечных срезах спикул в виде небольших кружков, заметных в верхней части того же снимка. Кроме того, на всех разрезах видно, что зерна манганита постепенно увеличиваются от периферии к центру и оканчиваются щеточками хорошо образованных кристаллов, вершинками обращенных друг к другу.

Внутренние полости, соответствующие центральным каналам бывших спикул, остаются полыми. Повидимому, опаловое вещество спикул к моменту отложения манганита было уже выщелочено. Замещение органических остатков окислами марганца принадлежит к широко распространенным явлениям, наблюдаемым в ряде месторождений марганцевых руд.

Манганит под микроскопом обладает рядом характерных диагностических признаков и поэтому в крупных зернах довольно легко определим. Он узнается по относительно невысокой твердости (легко прочерчивается стальной иглой, в отличие от гематита и гаусманита), по характерному красновато-бурому цвету порошка и черты, по сильным эффектам анизотропии при скрещенных николях и серовато-белому цвету. Обладая сравнительно невысокой отражательной способностью (16—18, по И. С. Волынскому), манганит в полированных шлифах представляется самым темным из всех кристаллических окислов марганца. В этом отношении он приближается к брауниту; пиролюзит и раскристаллизованные разновидности псиломеланов кажутся под микроскопом более светлыми. От пиролюзита манганит отличается также по отсутствию совершенной спайности, столь характерной для более крупных кристаллических зерен пиролюзита. Весьма важным диагностическим признаком манганита служит его двуотражение. В мельчайших зернах манганита двуотражение с трудом различимо даже при рассматривании минерала в иммерсионном масле, но в более крупных зернах оно отчетливо видно во всех изученных шлифах. Различные зерна манганита в шлифе, в зависимости от разреза, обладают весьма неодинаковым двуотражением. Как известно, наиболее сильное двуотражение у манганита проявляется на разрезах $\parallel (010)$ и (100) , в то время как на разрезах $\parallel (001)$ оно еле заметно. Это свойство затрудняет определение отдельных зерен манганита в присутствии пиролюзита, также обладающего слабым двуотражением. Под микроскопом при косом освещении крупные зерна манганита просвечивают красным цветом только лишь в тонких краях и по трещинкам. Мельчайшие же пылевидные зернышки обнаруживают интенсивные кроваво-красные рефлексы даже и в плотных агрегатах, особенно при рассмотрении их с иммерсионным маслом.

Манганит довольно хорошо полируется, значительно лучше, чем пиролюзит, с которым он в рудах Полуночного месторождения находится в очень тесном сростании. Поэтому в полированных шлифах даже без микроскопа в ряде случаев отчетливо различимы участки сплошного манганита, выделяющегося блестящей черной поверхностью по сравнению с несколько более матовым пиролюзитом. Особенно хорошо это наблюдается на крупных полированных сплошных манганитовых образованиях, затронутых процессом окисления. Выше, на табл. V, фото 12, приведен подобный случай. Часть корки, сложенная сплошным манганитом, кажется черной по сравнению со светлосерой оторочкой новообразований пиролюзита, развивающегося с поверхности корки.

Большинство реагентов, употребляемых при травлении, на манганит не действует. С H_2O_2 манганит слабо вскипает, в парах HCl тускнеет, на поверхности остается светлокоричневое пятно. Единственным реактивом, пригодным для диагностики манганита, является 8% раствор сернистой кислоты. Под действием этого раствора в течение 90 секунд

манганит не изменяется, в то время как похожие на него псиломелан и пиролюзит темнеют. Как показали наши наблюдения, применение сернистой кислоты дает весьма положительные результаты. Особенно эффективно применение этого реагента для выявления новообразований пиролюзита в манганитовой массе. При описании пиролюзита, часто дающего псевдоморфозы по манганиту при окислении последнего, на табл. IX, фото 22, показаны протравленные сернистой кислотой кристаллы манганита, замещенные пиролюзитом. После травления совершенно отчетливо выделяются сохранившиеся от замещения участки манганита — гладкие и не затравленные, резко выделяющиеся на темносером фоне затравленной массы пиролюзита.

Несмотря на определенные диагностические признаки, достаточно четко устанавливаемые под микроскопом для крупных зерен манганита, определение тонкокристаллических разностей его в рудах весьма затруднительно. Ведь не случайно же, несмотря на многократные исследования в течение многих лет, манганит в рудах Полуночного месторождения оставался неустановленным.

Неоценимую помощь в установлении манганита в этих случаях оказывают рентгенометрические исследования. В сущности это единственный надежный способ диагностики минерала, дающий уверенность в точности определения скрытокристаллической рудной массы. Проведенная рентгеновская съемка ряда проб, тщательно отобранных под микроскопом в полированных шлифах из различных образцов рудной массы, относящихся к разным частям рудного пласта, позволила точно отличить скрытокристаллический манганит от аналогичных образований других окислов марганца. Исследования проводились по методу Дебая — Шерера в камере диаметром 57,3 мм нефльтрованным железным излучением. Расстояние между линиями измерялось на дебаграммах линейкой, что позволило определить значение межплоскостных расстояний в Å с точностью до 1%. Интенсивность диффракционных линий оценивалась на глаз по десятибалльной шкале.

Почти на всех дебаграммах исследованных образцов манганита Полуночного месторождения линии ясны и резко очерчены, что указывает на достаточную раскristаллизацию исследуемого вещества и отсутствие в нем сколько-нибудь значительного количества аморфной фазы. Рентгенометрические данные приведены в колонках 1 и 2 табл. 4. Для сравнения в колонках 3 и 4 этой же таблицы показаны данные для скрытокристаллической разности манганита Мурджикского месторождения марганца в Восточном Казахстане и крупнокристаллической разности манганита известного месторождения Ильфельд.

Сравнение имеющихся данных рентгеновского анализа исследуемых образцов Полуночного месторождения с соответствующими данными для манганитов других месторождений показало точное совпадение не только главных линий большой интенсивности, но и почти всех остальных линий, характеризующих строение кристаллической решетки манганита. Таким образом, принимая во внимание также данные минераграфического исследования явно кристаллических образований этого минерала, манганит в Полуночном месторождении устанавливается совершенно бесспорно.

Для характеристики химического состава манганита нами было отобрано для анализа несколько проб этого минерала из манганитовых конкреций, содержащих, как показали исследования полированных шлифов под микроскопом, наименьшее количество кластического материала и новообразований пиролюзита.

Данные о химическом составе одного из образцов манганита приведены в табл. 5. Анализ выполнен П. Н. Ниссенбаум в Центральной химической лаборатории Института геологических наук АН СССР.

Межплоскостные расстояния $d(hkl)$ и относительная интенсивность (i) диффракционных линий на дебаеграммах манганита из месторождений Полуночного (1,2), Мурджинского (3) и Ильфельд (4)

1		2		3		4	
i	$d(hkl)$	i	$d(hkl)$	i	$d(hkl)$	i	$d(hkl)$
—	—	—	—	—	—	1	3,700
10	3,37	10	3,411	10	3,382	10	3,285
1	3,32	—	—	1	2,893	1	3,096
5	2,61	6	2,648	5	2,61	5	2,616
2	2,49	2	2,530	—	—	2	2,506
8	2,39	7	2,423	6	2,402	6	2,406
4	2,24	4	2,281	4	2,262	7	2,263
4	2,17	4	2,200	3	2,184	6	2,171
5	1,77	6	1,810	6	1,763	—	—
4	1,69	4	1,707	—	—	5	1,694
10	1,66	10	1,676	8	1,664	9	1,661
3	1,63	3	1,645	1	1,619	5	1,629
5	1,49	5	1,506	4	1,487	5	1,493
5	1,42	5	1,439	2	1,425	1	1,428
—	—	—	—	—	—	4	1,424
—	—	—	—	—	—	1	1,414
—	—	9	1,325	3	1,314	4	1,316
—	—	2	1,303	—	—	—	—
—	—	2	1,287	—	—	—	—
—	—	2	1,265	—	—	—	—
—	—	5	1,183	—	—	—	—
—	—	9	1,136	—	—	—	—

Таблица 5

Химический состав манганита

Компоненты	Весов. %	Молекул. колич.
SiO ₂	5,40	0,090
TiO ₂	0,08	0,001
Al ₂ O ₃	1,02	0,010
Fe ₂ O ₃	0,99	0,006
MnO ₂	49,78	0,572
MnO	31,11	0,438
MgO	0,09	0,002
CaO	0,24	0,004
Na ₂ O }	0,12	0,001
K ₂ O }		
H ₂ O ⁻	0,44	0,024
H ₂ O ⁺	10,12	0,562
P ₂ O ₅	0,63	0,004
Сумма	100,02	—

Из приведенных данных химического анализа манганита видно, что отношение MnO к MnO_2 в нем составляет 1 : 1,3 вместо 1 : 1, определяемого теоретической формулой для чистого манганита, не затронутого процессом окисления. Имеющийся некоторый избыток двуокиси марганца и несколько повышенное содержание воды, остающейся после расчета их в формулу манганита, объясняются, повидимому, присутствием в исследуемом образце небольшого количества гидропиролюзита. Как уже упоминалось, замещение манганитовых руд пиролюзитом или, возможно, гидропиролюзитом является широко распространенным процессом в рудах Полуночного месторождения. Даже в наиболее свежих образцах манганитовых руд под микроскопом в отраженном свете часто наблюдаются явления частичного замещения зерен манганита агрегатом мельчайших зерен этого минерала. Небольшое количество воды и кремнезема может быть отнесено за счет опала, всегда присутствующего среди мелкозернистых скоплений манганита Полуночного месторождения в тонко рассеянном виде. Основная же масса кремнезема, установленная анализом, относится к незначительной примеси мелких обломков кварца, от присутствия которых в пробе избавиться невозможно даже при самой тщательной отборке минерала для анализа.

Наряду с перечисленными выше окислами, установленными химическим анализом, в манганите Полуночного месторождения всегда присутствуют в небольшом количестве следующие элементы, обнаруженные спектральными исследованиями:

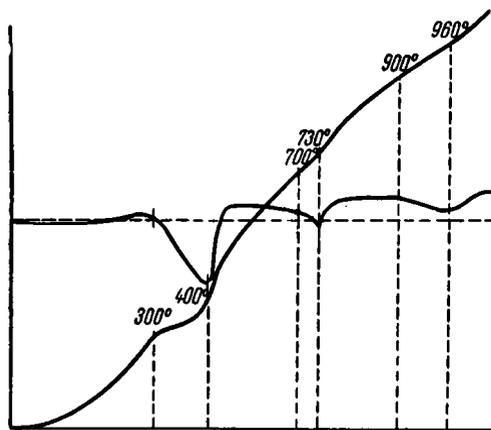
- Ba — линии выше средней интенсивности,
Mo, Cr, V — линии слабой интенсивности,
Cu, Zr, Be, Ni — линии очень слабой интенсивности.

Как показали микроскопические исследования, большую часть перечисленных элементов следует отнести и за счет мельчайших включений обломков кварца, опала, а также глинистых частиц и гидроокислов железа; P, Cr, V и Ni, повидимому, присутствуют в виде адсорбированных гидроокислами марганца соединений.

Весьма типичными для манганита оказались также кривые нагревания этого минерала. Одна из наиболее характерных кривых, полученных дифференциальным методом, приведена на фиг. 3. Она обладает тремя обычными для этого минерала эндотермическими остановками.

Изменение кривой, наблюдаемое в интервале от 300 до 400°, вызывается потерей гидроксильных ионов и превращением остающегося вещества в тетрагональную модификацию Mn_2O_3 —

так называемый α -браунит. По исследованиям Н. С. Курнакова и В. В. Черных (1928), производивших определение активного кислорода до и после опыта, количество последнего в манганите во время нагревания остается постоянным. Следующее изменение кривой в пределах 700—730° соответствует, как было доказано Г. М. Поповым (1932), превращению α -браунита в β -браунит. Наконец, последнее изменение кривой в интервале температур от 900 до 960° отвечает диссоциации браунита с образо-



Фиг. 3. Кривая нагревания манганита.

ванием гаусманита. При сравнении полученных нами данных термического анализа манганитов Полуночного месторождения с соответствующими данными, полученными Н. С. Курнаковым, Е. Я. Роде и др. для манганитов других месторождений, убеждаемся, что эти кривые имеют совершенно тождественный вид.

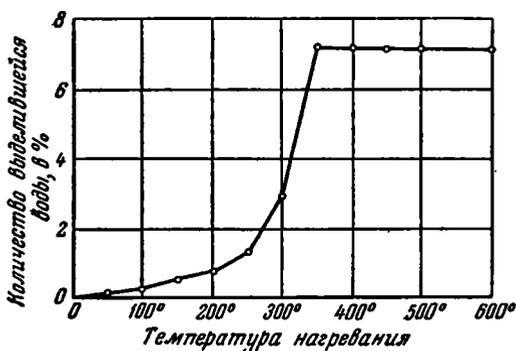
Для более полной характеристики манганита Полуночного месторождения нами произведены определения количества воды, выделяющейся из него при различных температурах. Исследования производились автором методом скоростного количественного фазового анализа Л. Г. Берга (описание метода см. стр. 77). Полученные данные сведены в табл. 6.

Таблица 6

Результаты обезвоживания манганита

Температура нагрева, °С	Количество выделенной воды, %	Температура нагрева, °С	Количество выделенной воды, %
50	0,036	350	7,20
100	0,29	400	7,20
150	0,54	450	7,20
200	0,73	500	7,20
250	1,21	550	7,20
300	3,07	600	7,20

Обращает на себя внимание, что общее количество воды в исследуемом образце манганита равно 7,2%, что несколько ниже теоретического количества воды (10,24%), а количество марганца составляет 55% против 62,4% (по теоретической формуле манганита). Повидимому, часть манганита в исследуемом образце замещена пиролюзитом.



Фиг. 4. Кривая обезвоживания манганита.

На основании полученных данных построена кривая обезвоживания манганита (фиг. 4), на которой устанавливается частичное обезвоживание манганита в интервале температур от 0 до 250° (1,21%) и затем резкое выделение всего количества воды в интервале температур от 250 до 350° (5,99%). Этот температурный интервал довольно точно соответствует первой термической остановке на кривой нагревания манганита, отвечающей полной дегидратации его.

Бариевый псиломелан

Более широкое распространение псиломелан обычно имеет в фации пиролюзитовых руд, приуроченных к наиболее прибрежным частям месторождения. В нашем распоряжении имелись сравнительно редкие образцы псиломелана, так как к моменту наших работ сколько-нибудь значительных скоплений этого минерала в месторождении не сохранилось.

Спектроскопические исследования ряда проб, выделенных из обособлений псиломелана среди тонкокристаллических разностей пиролюзита, обнаруживают постоянное присутствие в них бария (линии очень сильной интенсивности). Данные рентгеновского анализа показывают, что исследуемый минерал обладает кристаллической структурой бариевого псиломелана, что впервые устанавливается для нашего месторождения.

Этот минерал в исследованных нами рудах встречается в виде мелких колломорфных образований, наблюдаемых лишь под микроскопом в скрытокристаллических пиролюзитовых массах. В конкрециях и в полусферических стяжениях пиролюзита он часто слагает тонкие прослойки и находится в тесной ассоциации с гидроокислами железа и кремнеземом. Иногда он встречается также в пустотах среди окисленных карбонатных руд.

Внутренняя часть колломорфных образований сложена типичной скрытокристаллической массой псиломелана стальносерого цвета в свежем изломе.

Под микроскопом в полированных шлифах отчетливо видно концентрически-зональное строение почковидных образований бариевого псиломелана. Отдельные зоны сложены тонкокристаллическими агрегатами зерен, обладающих отчетливыми эффектами анизотропии. В полостях на поверхности натечных образований иногда образуется тонкая оторочка кристаллических агрегатов пиролюзита. В центральных частях почек нередко наблюдаются мелкие колломорфные образования гётита или лепидокрокита.

Данные спектрального анализа бариевого псиломелана приведены в табл. 7.

Таблица 7

Данные спектрального анализа бариевого псиломелана

Элементы	Интенсивность линий	Элементы	Интенсивность линий
Co	Слабые	Al	Сильные
Ni	Средние	Mg	Средние
V	Слабые	Mn	Очень сильные +
Ba	Очень сильные	Fe	Сильные
Sr	Средние	Ti	Слабые
Ca	Выше средних	Si	Сильные

Таким образом, в исследуемом псиломелане, помимо марганца и бария (линии очень сильной интенсивности), присутствуют также кремний, алюминий, железо и кальций (линии сильной и выше средней интенсивности), а также никель, стронций и магний (линии средней интенсивности).

Для рентгеновского исследования проба была отобрана под микроскопом из рыхлых коричневатых участков псиломелана. Межплоскостные расстояния $d(hkl)$ и относительная интенсивность линий, соответствующие полученной дебаеграмме, приведены в табл. 8 (колонка 1).

В колонках 2 и 3 этой таблицы для сравнения помещены соответствующие данные для бариевого псиломелана из месторождения Джезды, Центральный Казахстан (по данным А. Т. Сулова), а также для романешита (богатого барием псиломелана из Шнееберга, исследованного Флишером и Ричмондом (Fleischer a. Richmond. 1943).

Как видно из сравнения приведенных в таблице данных, совпадение основных линий сильной интенсивности всех сравниваемых образцов бариевого псиломелана удовлетворительное. Наиболее характерными для

Таблица 8

Межплоскостные расстояния $d(hkl)$ и относительная интенсивность (i) дифракционных линий на дебаграммах бариевого псиломелана из месторождений Полуночного (1) и Джезды (2) и романешита из Шнееберга (3)

1		2		3	
i	$d(hkl)$	i	$d(hkl)$	i	$d(hkl)$
1	4,200	—	—	1	4,205
—	—	—	—	1	3,825
—	—	1	3,47	8	3,488
2	3,324	1	3,32	2	3,318
—	—	1	3,21	1	3,217
—	—	—	—	1	2,972
—	—	—	—	1	2,842
—	—	—	—	1	2,663
8	2,385	5	2,39	8	2,402
—	—	3	2,34	1	2,364
2	2,248	2	2,26	3	2,251
10	2,191	5	2,19	10	2,191
—	—	3	2,15	2	2,138
2	1,987	2	1,82	5	1,816
—	—	1	—	2	1,734
—	—	1	1,71	2	1,712
—	—	—	—	2	1,636
3	1,542	3	1,56	4	1,562
—	—	—	—	1	1,524
4	1,419	3	1,42	4	1,424
—	—	2	1,39	6	1,403
—	—	1	1,36	—	—

этого минерала являются линии, отвечающие межплоскостным расстояниям $d = 3,324 \text{ \AA}$, $2,385 \text{ \AA}$, $2,191 \text{ \AA}$, $1,542 \text{ \AA}$, $1,419 \text{ \AA}$.

Все эти величины в пределах допустимых ошибок измерения и естественных отклонений отвечают межплоскостным расстояниям для образцов из Джезды и Шнееберга. Это оправдывает вывод, что исследуемый бариевый псиломелан по кристаллической структуре сходен с романешитом.

Вернадит

Вернадит — новый минерал, впервые установленный А. Г. Бетехтиным в 1937 г. (Бетехтин, 1940) при изучении продуктов окисления силикатных руд в марганцевых шляхах южноуральских месторождений и

названный им в честь академика В. И. Вернадского, предсказавшего возможность существования в природе этого самостоятельного вида из группы гидроокислов.

Несмотря на то, что более поздние исследователи многочисленных месторождений марганца в различных районах Союза указывали на широкое распространение этого минерала в зонах окисления карбонатных и силикатных руд марганца, он сколько-нибудь детально описан единственно лишь для месторождения, в котором он был впервые открыт. В рудах Полуночного месторождения вернадит установлен в самое последнее время, причем он оказался широко распространенным минералом среди окисленных разностей карбонатных руд. Детальное описание вернадита для Полуночного месторождения дается впервые.

Вернадит встречается главным образом в виде плотных черных корок в периферических частях окисленных карбонатных конкреций, сложенных кальциевым родохрозитом (табл. XIII, фото 30). По данным микроскопических исследований, вернадит, как правило, сопровождается кальциевым псиломеланом — рансьеитом.

Заметим, что штуфы полуокисленных карбонатных руд, благодаря тонкой пигментации их вдоль трещинок гидроокислами марганца, производят впечатление сплошных вернадитовых руд. Между тем при исследовании этих образцов под микроскопом устанавливается, что вернадит образует тонкие жилки, отложившиеся по многочисленным трещинкам в карбонатной массе. Лишь крайние периферические части подобных окисленных карбонатных конкреций и полусферических стяжений оказываются нацело сложеными вернадитовыми массами. На табл. XIII, фото 31, приведен микрофотоснимок прозрачного шлифа из частично окисленной конкреции. Среди черной массы сплошного вернадита видны участки зернистого карбоната марганца тонкопигментированного и частично замещенного вернадитом. Эти скопления в штуфе кажутся сплошными черными массами вернадита.

Во многих случаях наблюдаются типичные структуры замещения карбонатных масс вернадитом. На табл. XIII, фото 32, приведен микрофотоснимок полированного шлифа, сложенного вернадитом, среди которого сохранился карбонат в виде небольших сильно разъеденных участков.

В процессе замещения карбонатных масс вернадитом зерна кластического материала, обычно присутствующие в рудной массе, оказываются совершенно не затронутыми процессом замещения. В интенсивно окисленных карбонатных рудах зерна кластического материала обычно цементированы вернадитовой массой, рассеянной характерными для коллоидальных масс трещинами усыхания.

Плотные массы вернадита характеризуются черным цветом, блестящей смоляноподобной поверхностью, раковистым изломом и небольшой твердостью (2—3). Цвет черты и порошка темнокоричневый (шоколадно-бурый). Удельный вес, определенный нами с помощью пикнометра, равен 3,3.

Вернадит находится в очень тесной ассоциации с опалом. Как показали опыты растворения вернадита в соляной кислоте, в нем всегда обнаруживается тонкий кремнистый каркас ячеистого строения. Образование его можно отнести за счет опала, выпавшего из коллоидных растворов кремнезема. Опал образует в вернадите также скопления мельчайших шариков довольно правильной формы. Кроме того, среди вернадитовой массы нередко наблюдаются гроздьевидные скопления опала, обрамляющего жилки симметричного строения из рансьеита и вернадита. То обстоятельство, что эти жилки часто не выходят за пределы скоплений вернадита, свидетельствует о тесной генетической связи кремнезема с гидратом четырехвалентного марганца.

В виде бурых порошковатых масс в смеси с гидроокислами железа вернадит образует скопления небольших почковидных выделений. Поверхность их обычно матовая, реже блестящая, округло-бугорчатая, часто рассеченная различно ориентированными трещинками дегидратации первичного гидрогеля.

Нами были детально изучены подобные почковидные образования вернадита, извлеченные из полостей среди сильно выщелоченных окисленных карбонатных руд. Почки имеют концентрически-скорлуповатое строение. Наружные концентры их обладают буровато-коричневым цветом и несколько большей твердостью, чем плотные черные внутренние концентры. Ядра почек сложены рыхлой буровато-коричневой массой вернадита.

Данные спектрального анализа различных концентров одной из почек вернадита сведены в табл. 9. Из этих данных видна полная в общем идентичность состава различных концентров почки, отличающихся лишь агрегатным строением слагающего их вернадита.

Таблица 9

Данные спектрального анализа вернадита из различных участков почковидного скопления

Элементы	Интенсивность линий		
	Внешний концентр почки	Средний концентр почки	Рыхлая внутренняя часть почки
Ni	Слабые	Ничт. следы	Слабые
Mo	Слабые	—	—
Ca	Очень сильные	Очень сильные	Очень сильные
Al	Слабые	Слабые	Следы
Mg	Сильные	Выше средних	Выше средних
Mn	Очень сильные	Очень сильные	Очень сильные
Fe	Сильные	Сильные	Сильные
Si	Средние	Выше средних	Слабые

Под микроскопом в очень тщательно приготовленных полированных шлифах можно видеть, что наружные зоны и частично средние концентры почки сложены коллоидальным веществом, находящимся в начальной стадии раскристаллизации. Плотная черная масса вернадита обладает слабыми эффектами анизотропии. При скрещенных николях отчетливо видно, что вся масса исследуемого образца, независимо от контуров концентрических зон, распадается на слабо поляризирующие небольшие участки неправильной формы с очень неясными границами. Нередко среди сплошной массы слабо раскристаллизованного геля встречаются выделения более светлого минерала, обладающего большей отражательной способностью и явно анизотропного, отнесенного к рансьейту на основании сравнения этих мелких включений с более крупными выделениями рансьейта, определенного рентгенометрическим методом в других образцах.

Следует повторить, что внутреннее колломорфное строение почек вернадита и слабо выраженные эффекты анизотропии отдельных участков этого минерала можно видеть лишь в очень хорошо приготовленных шлифах. Вернадит, будучи довольно мягким минералом, весьма трудно полируется. Образцы его при полировании обычным способом набухают и спустя короткое время растрескиваются. Довольно хорошую полированную поверхность вернадита можно получить при осторожном полировании образца

на сухом бруске мягкого грушевого дерева с помощью тончайших фракций окиси алюминия с последующей доводкой шлифа на сухом суконном круге.

Лишь на исключительно хорошо отполированных указанным методом шлифах можно, например, совершенно отчетливо наблюдать под микроскопом коллоидное строение его сплошных смоляноподобных масс (табл. XIV, фото 33). Заметное на этом фотоснимке типичное для коллоидальных масс вернадита тонкое зональное строение выступило на непротравленной поверхности шлифа вследствие различной твердости отдельных зон минеральной массы.

Выше уже упоминалось, что новообразования вернадита часто находятся в тесной ассоциации с мелкокристаллическим рансьеитом. Как видно на табл. XIV, фото 34, скопления скрытокристаллических агрегатов рансьеита образуются среди сплошных скоплений вернадита (с характерной для него трещиноватостью) метасоматическим путем. В правом верхнем углу снимка расположена небольшая почка вернадита, частично также замещенная с периферии рансьеитом.

Для установления химического состава вернадита были проанализированы два образца этого минерала. Для полного химического анализа из плотной разновидности вернадита, обладающего смоляноподобной поверхностью, были отобраны под микроскопом в полированных шлифах изотропные участки, лишенные заметных включений рансьеита.

Анализ произведен в Центральной химической лаборатории ИГН АН СССР химиком-аналитиком П. Н. Ниссенбаум. Результаты анализа приведены в табл. 10, колонка 1.

Таблица 10

Химический состав вернадита

Компоненты	1		2	
	Весов. %	Молекул. колич.	Весов. %	Молекул. колич.
SiO ₂	8,64	0,143	8,91	0,148
TiO ₂	0,12	0,001	—	—
Al ₂ O ₃	1,20	0,012	—	—
Fe ₂ O ₃	2,98	0,019	1,55	0,009
MnO ₂	61,58	0,708	65,41	0,752
MnO	6,57	0,092	—	—
MgO	0,13	0,003	—	—
CaO	1,15	0,020	2,10	0,038
Na ₂ O }	0,30	0,003	—	—
K ₂ O				
H ₂ O ⁻	9,72	0,540	7,44	0,413
H ₂ O ⁺	6,88	0,382	7,86	0,436
P ₂ O ₅	0,53	0,004	—	—
CO ₂	0,50	0,011	—	—
Сумма	100,3	—	93,27	—

Вторая проба вернадита была отобрана для неполного химического анализа из мелких гроздьевидных скоплений этого минерала, образовав-

шегося в полостях выщелачивания в почти нацело окисленных карбонатных рудах. Данные анализа приведены в той же таблице (колонка 2). Аналитик П. С. Лазаревич.

Из приведенных данных нетрудно видеть, что минерал представляет собой чистый гидрат двуокиси марганца, содержащий лишь небольшую примесь окиси кальция.

В целях более полной характеристики физических и химических свойств исследуемого природного гидрата двуокиси марганца нами были проведены опыт обезвоживания вернадита по методу Л. Г. Берга и термические испытания нескольких разностей этого минерала.

Таблица 11

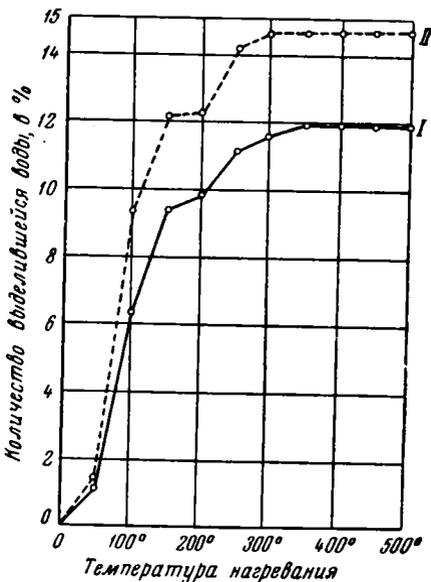
Данные обезвоживания вернадита из месторождения Полуночного

Температура нагрева, °С	Объем выделившегося газа	Количество выделившейся воды, %	Температура нагрева, °С	Объем выделившегося газа	Количество выделившейся воды, %
50	0,44	1,02	300	4,95	11,50
100	2,89	6,42	350	5,02	11,80
150	4,03	9,36	400	5,02	11,80
200	4,25	9,87	450	5,02	11,80
250	4,74	11,01			

Обезвоживанию подвергся образец плотной черной смоляноподобной разности из окисленной карбонатной конкреции месторождения Полуночного. Данные о количестве выделившегося газа, пересчитанные на воду, приведены в табл. 11. На фиг. 5 помещена кривая обезвоживания, построенная на основании этих данных.

Из полученной кривой видно, что основная масса содержащейся в минерале воды (около 9%) выделяется в интервале от 50 до 150°. Следующие стадии выделения воды приходятся на интервалы от 150 до 200° и от 200 до 250°. Затем продолжается медленное выделение ее до температуры 350°. В этих интервалах температур в общей сложности выделяется около 3% воды.

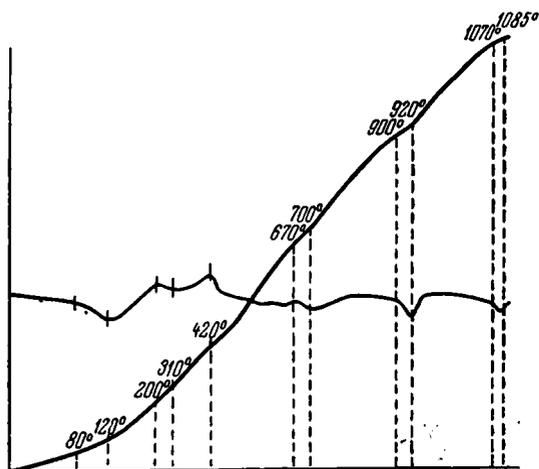
Как известно, выделение активного кислорода в вернадите происходит лишь при температуре 500—700°. Таким образом, по всей вероятности, в химическую формулу вернадита, кроме кислорода, входит гидроксил, который в кристаллической решетке, очевидно, замещает часть ионов кислорода. Кроме гидроксила, в состав минерала входит также легко удаляющаяся при низких температурах (50—150°) молекулярная вода. Как показывают полученные нами для различных образцов вернадита данные, молекулярная вода входит в состав минерала в переменных количествах.



Фиг. 5. Кривые обезвоживания вернадита из месторождений Полуночного (I) и Кусимовского (II).

На фиг. 6 помещена полученная дифференциальная кривая нагревания плотной смоляноподобной разности вернадита, взятого из почковидных образований его. Кривая характеризуется пятью эндотермическими остановками, соответствующими 120, 310, 700, 920 и 1085° С и двумя экзотермическими остановками с температурным максимумом при 200 и 420°.

Первый эндотермический эффект, обусловивший на кривой нагревания вернадита пологую волну, отвечает непрерывному выделению из вещества молекул воды. Вторая остановка отвечает диссоциации MnO_2 и превращению его в браунит. Остановка при 920°, как и для других окислов марганца,



Фиг. 6. Кривая нагревания плотной смоляно-подобной разности вернадита из почковидных образований его.

соответствует превращению браунита в гаусманит и, наконец, остановка при 1085°, как показали проведенные нами рентгенометрические исследования продуктов нагревания вернадита, образовавшихся при этой температуре, соответствует превращению гаусманита в манганозит. Более подробные данные, относящиеся к этому вопросу, изложены в главе VI.

По своему общему характеру кривая весьма сходна с рядом кривых, полученных Е. Я. Роде (1937, 1949) для пористых окисленных карбонатных руд Чиатурского месторождения.

В соответствии с имеющимися материалами пересчет данных химического анализа вернадита (табл. 10) позволил нам предварительно рассчитать следующую приближенную формулу для вернадита из Полуночного месторождения: $MnO_{1,8} \cdot [OH]_{0,4} \cdot nH_2O (n < 1)$.

Для установления кристаллической природы вернадита был произведен рентгеноанализ. Исследованию подверглись следующие разности вернадита:

1. Плотная черная смоляноподобная разность, встречающаяся в виде корок и сплошных скоплений, которые образуются в пустотах за счет окисления карбонатов марганца. Данные химического анализа этих скоплений приведены в табл. 10.

2. Сплошная плотная черная разность вернадита, сходная по внешнему виду с первым образцом. Этот образец вернадита относится к Кусимовскому месторождению Южного Урала и взят в качестве эталона из коллекции А. Г. Бетехтина. По существу он является единственным известным исследованным и детально описанным образцом вернадита.

В полированных шлифах под микроскопом были тщательно высверлены участки вернадита, в какой-то степени обладающие эффектами анизотропии. Рентгенометрические исследования проведены Н. Н. Слудской в камере с $2R = 57,9$ мм при экспозиции в 49 миллиампер-часов, излучение железное.

Обращает на себя внимание прежде всего общий серый завуалированный фон полученной дебаеграммы, характерный для дебаеграммы скрытокристаллических и коллоидальных веществ. Однако на снимках с различной

отчетливостью видно несколько не очень четких; размытых дебаевских линий. Цифровые данные, характеризующие кристаллическую фазу исследуемых образцов вернадита, приведены в табл. 12.

Таблица 12

Межплоскостные расстояния $d(hkl)$ и относительная интенсивность (i) диффракционных линий на дебаеграммах вернадита из месторождений Полуночного (1) и Кусимовского (2)

1		2		1		2	
i	$d(hkl)$		$d(hkl)$	i	$d(hkl)$	i	$d(hkl)$
1	4,820	—	—	4	1,828	2	1,830
5	3,069	5	3,069	4	1,533	1	1,527
7	2,375	7	2,375	2	1,423	1	1,425
4	2,135	2	2,135	2	1,350		

1 — плотная черная смоляноподобная разность вернадита из Полуночного месторождения.

2 — образец вернадита № 7/195 из месторождения Кусимовского, из коллекции А. Г. Бетехтина (1940).

Результаты рентгенометрических исследований указывают на полное тождество кристаллического строения вернадита из совершенно различных месторождений. Степень кристалличности вернадита из Полуночного месторождения оказалась даже несколько выше, чем для месторождения Кусимовского.

Вернадит, точно установленный на Урале пока только в трех местах (в месторождениях Полуночном, Кусимовском и Уду-Телякском), несомненно является более широко распространенным минералом среди зон окисления многочисленных месторождений, содержащих силикаты и карбонаты марганца в своих первичных рудах.

Кальциевый псиломелан (рансьеит)

Кальциевый псиломелан принадлежит к числу сравнительно малоизученных минералов. В рудах Полуночного месторождения он обнаружен нами впервые. Он находится в зоне окисления карбонатных руд, обычно в тесном парагенезисе с вернадитом в виде сплошных масс, состоящих из мелких тонкопластинчатых агрегатов, а также в виде мелких натечных и почковидных образований на стенках полостей среди тех же окисленных карбонатных руд.

В отличие от вернадита пластинчатые разности рансьеита обладают сильным металлическим блеском. Цвет порошка и черты коричневаточерный. Поэтому, естественно, порошокватые массы его, подобно вернадиту, имеют отчетливый коричневый оттенок.

Под микроскопом рансьеит отличается от вернадита более высокой отражательной способностью, резкими эффектами анизотропии и характерной, грубо выраженной спайностью. Контуры зерен рансьеита часто совершенно не заметны, и о зернистой природе его можно судить лишь по различно ориентированным трещинкам спайности в различных кристаллических зернах, как мы это наблюдаем на микрофотоснимке (табл. XV, фото 35).

Среди рансьеита нередко встречаются скопления гидроокислов железа, а также мельчайших глобулей опала, частично раскристаллизованного

Таблица 13
Химический состав рансьеита

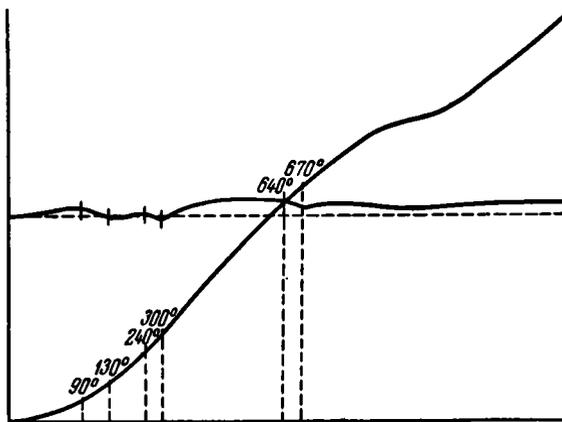
Компоненты	Весов. %
SiO ₂	8,67
Fe ₂ O ₃	9,10
MnO	3,02
MnO ₂	54,41
CaO	5,63
H ₂ O ⁻	10,88
H ₂ O ⁺	6,26
Сумма	97,97

в халцедон. В небольших количествах присутствуют также обломки кластического материала — кварца и полевого шпата.

Для суждения о составе описываемого минерала был произведен химический анализ (табл. 13). Проба была отобрана под биноклем из участка полированного шлифа, сложенного агрегатом кристаллических зерен рансьеита, содержащего минимальные количества посторонних включений. Химический анализ произведен в Центральной химической лаборатории ИГН химиком-аналитиком П. С. Лазаревич.

Судя по имеющимся в литературе данным двух анализов этого минерала из провинции Рансье (Франция) и из месторождения Кусимовского на Южном Урале, минерал может быть отнесен к рансьеиту. Приближенная формула его, согласно полученным данным, может быть представлена в следующем виде: (Ca, Mn)O·4MnO₂·4H₂O·nH₂O.

Однако в исследуемом нами рансьеите из Полуночного месторождения устанавливается несколько пониженное содержание MnO и повышенное



Фиг. 7. Кривая нагрева рансьеита.

содержание MnO₂ и H₂O, что, повидимому, является следствием неполного отделения этого минерала от вернадита. Железо, очевидно, связано с лимонитом, кремнезем — с опалом.

Дифференциальная кривая нагрева рансьеита характеризуется тремя слабо выраженными эндотермическими остановками (фиг. 7). Первая эндотермическая остановка в интервале от 90 до 130° отвечает, очевидно, выделению молекулярной воды; вторая остановка в интервале от 240 до 300° отвечает выделению конституционной воды (гидроксила); третья эндотермическая остановка в интервале от 640 до 670° соответствует разрушению кристаллической решетки рансьеита, очевидно с образованием браунита.

Небольшое количество весьма тщательно отобранного минерала было подвергнуто рентгенометрическому исследованию. Исследования проводились в камере с диаметром D = 57,3 мм железным нефилтрованным

излучением. Расстояния между линиями измерялись линейкой. Точность определения значений межплоскостных расстояний $\pm 0,5\%$. Значения $d(hkl)$ и интенсивность соответствующих линий оценены по 10-балльной системе.

Как и следовало ожидать, дебаеграмма характеризуется общим темным фоном, свидетельствующим о присутствии в образце коллоидального вещества в начальной стадии раскристаллизации. Это вызвано присутствием в исследуемом образце примеси вернадита, с которым, как показало микроскопическое исследование, рансьеит находится в чрезвычайно тесной ассоциации. Получить мономинеральную пробу рансьеита оказалось делом трудным, даже при очень тщательной отборке ее путем высверливания порошка минерала в полированном шлифе под микроскопом. Тем не менее исследуемое вещество не содержит, повидимому, значительных количеств других посторонних примесей, так как довольно четко видимы на дебаеграмме линии отвечают основным линиям рансьеита. Возможно, однако, что благодаря темному фону снимка некоторые линии слабой интенсивности оказались затушеванными.

Соответствующие величины межплоскостных расстояний и интенсивность линий для рансьеита Полуночного месторождения помещены в табл. 14 (колонка 1). Для сравнения в колонке 2 приведены данные рентгеновских исследований рансьеита Флишером и Ричмондом (Fleischer a. Richmond, 1943).

Таблица 14

Межплоскостные расстояния $d(hkl)$ и относительная интенсивность (i) диффракционных линий на дебаеграмме рансьеита из месторождений Полуночного (1) и Кубы (2)

1		2		1		2	
i	$d(hkl)$	i	$d(hkl)$	i	$d(hkl)$	i	$d(hkl)$
10	7,48	10	7,508	—	—	7	2,331
7	3,67	8	3,737	—	—	5	1,747
—	—	9	2,698	—	—	5,5	1,649
4	2,40	3	2,454	5	1,41	6	1,416

Сопоставление результатов рентгенометрического исследования рансьеита из Полуночного месторождения с единственными имеющимися в нашем распоряжении данными для рансьеита о-ва Кубы, как можно видеть из таблицы, обнаруживает полное совпадение величин межплоскостных расстояний кристаллических решеток минералов. Однако некоторые линии на нашей дебаеграмме отсутствуют. Не исключена возможность, что в образце рансьеита о-ва Кубы, принятого нами за эталон, присутствуют в виде мельчайших примесей некоторые количества постороннего вещества. В частности, линии 2,331 и 1,416 присутствуют на дебаеграммах исследуемых нами образцов вернадита, однако степень интенсивности этих линий иная.

Лепидокрокит, гётит и гидрогётит

Гидроокислы железа в марганцевой толще месторождения присутствуют в незначительных количествах.

В первично-окисных рудах они встречаются крайне редко, а именно: или в виде тонких полосок, чередующихся с пиролюзитом и опалом, или в виде отдельных скоплений неправильной формы, выполняющих пустоты

в пирролюзитовой массе. Исключение составляет лишь прослоек кремнисто-железистой породы, в котором гидроокислы железа играют значительную роль, но отсутствует марганец. В окисленных карбонатных рудах гидроокислы железа присутствуют в несколько больших количествах, чем в первично-окисных. Здесь они обычно выполняют небольшие полости среди марганцевых руд.

Чрезвычайно трудно дать отдельную характеристику каждого из упомянутых выше гидроокислов железа, поскольку они находятся в тесном срастании и связаны взаимными переходами. Под микроскопом в полированных шлифах удается установить среди выделений гидроокислов железа два или три различных минерала, отличающихся по отражательной способности, цвету, внутренним рефлексам и эффектам анизотропии. Однако эти данные часто оказываются недостаточными для точной диагностики этих минералов.

Л е п и д о к р о к и т иногда наблюдается в виде тонких каемок среди скоплений гидроокислов железа в массе кремнезема (опала, халцедона). В полированных шлифах он обнаруживает сильную анизотропию, темно-красные рефлексы и довольно высокую отражательную способность.

Иногда в подобных колломорфных образованиях наблюдаются отдельные трещинки, выполненные кристаллическим пирролюзитом.

Под микроскопом в некоторых образцах слоистых пирролюзитовых руд нередко можно видеть переслаивание тончайших полос лепидокрокита с тонкими полосками пирролюзита и опала. Сложное строение этих разностей руд прекрасно иллюстрируется микрофотоснимком, приведенным на табл. XV, фото 36.

В полостях среди скоплений опала в пирролюзито-псиломелановых рудах часто можно наблюдать присутствие плотных радиально-лучистых разностей лепидокрокита, образовавшихся путем раскристаллизации геля в открытых полостях (табл. XVI, фото 37). Подобные разности лепидокрокита обладают яркочерными и буровато-красными внутренними рефлексам.

Г ё т и т в отраженном свете обычно более светлый, чем гидрогётит, обладает ясными эффектами анизотропии и характеризуется темными или светлорыми внутренними рефлексам. В ассоциации с гидрогётитом он часто дает извилисто-полосчатые или концентрически-полосчатые скопления, образующие характерные колломорфные текстуры.

Нередко в плотной пирролюзито-опаловой массе наблюдаются ветвящиеся прожилки, выполненные гётитом, часто обладающие чрезвычайно тонким сетчатым строением (табл. XVI, фото 38).

Г и д р о г ё т и т в отраженном свете обладает серой окраской и низкой отражательной способностью и характеризуется довольно сильными желтобурыми, редко темнобурыми внутренними рефлексам. Встречается в виде чрезвычайно тонкозернистых агрегатов среди окисленных карбонатных руд.

В этих рудах гидрогётит часто образует желтые или буроватые землистые массы, слагающие центральные части полуокисленных родохрозитовых конкреций. Скопления гидроокислов железа возникли здесь за счет окисления сульфидов железа, которые постоянно присутствуют в этих разностях руд.

В полированных шлифах иногда можно наблюдать колломорфные, гроздьевидные образования гидроокислов железа, оконтуренные полоской тонкокристаллического пирролюзита и заключенные среди скрытокристаллического псиломелана. Центральная часть подобных образований часто состоит из гидрогётита, в котором обычно присутствуют тонкие полосы гётита, отличающиеся более высокой отражательной способностью. Периферические части этих образований состоят из скрытокристаллического пирролюзита (табл. XVI, фото 39).

Судя по данным спектрального анализа, в гидрогётите, слагающем тонкие прожилки в пиролюзитопиломелановых рудах, в крайне незначительных количествах присутствуют: медь, цинк, никель, ванадий, калий, барий, стронций и бериллий (в виде слабых линий, следов и ничтожных следов линий на спектрограмме).

В корках гидрогётита присутствуют: кобальт, никель, молибден, барий, калий, кальций, алюминий, магний, марганец (следы и слабые линии); сильные линии дает только железо.

Пирит

Пирит в Полуночном месторождении имеет довольно широкое распространение в карбонатных рудах, при этом наиболее обогащенные пиритом разновидности карбонатных руд сопровождаются обильными выделениями опала. В нескольких меньших количествах пирит присутствует в монтмориллонитовых глинах, подстилающих рудоносную толщу, и в глауконитовых песках. Спорадически он встречается также в рудах манганитовой фации.

В карбонатных рудах пирит, нередко в ассоциации с марказитом, либо входит в состав конкреций, либо образует тонкие полоски в слоистых разностях этих руд.

В отдельных конкрециях скопления пирита слагают тонкие концентры, перемежающиеся с концентриями из опало-карбонатной массы. Мелкие концентрические образования иногда почти нацело состоят из тонкозернистого пирита. Наряду с этим пирит присутствует в виде тончайших вкрапленников среди опаловой массы. Цементирующее вещество состоит местами из скрытокристаллических карбонатов марганца с рассеянными среди них мелкими зернами глауконита, а местами — из почти сплошного опала. В цементирующем веществе пирит присутствует в значительно меньших количествах, чем в конкрециях, и обычно не дает отдельных скоплений, а встречается в виде пылевидных рассеянных включений.

В обогащенных сульфидами слоистых карбонатных рудах пирит образует прослойки мощностью до 1—2 мм, чередующиеся с прослойками карбонатно-опалового состава. Выделения пирита часто прерывисты и местами сохраняют характерное колломорфное строение. В промежутках между тонкими прихотливо изогнутыми кружевоподобными прослойками карбонатно-опалового состава и полосками пирита встречаются мелкочешуйчатые волокнистые скопления нонтронита.

Местами наблюдаются скопления хорошо индивидуализированных мелких кристаллов пирита почти исключительно в форме кубиков.

Среди нонтронитовой массы встречаются кристаллики пирита двух генераций, различающихся по размерам. На фотоснимке (табл. XVII, фото 40) можно видеть, что наряду с хорошо образованными, более крупными кристалликами пирита (размером 1—2 мм) присутствуют также мельчайшие кристаллики его, не превышающие сотых долей миллиметра в поперечнике.

Наряду с кубическими кристалликами пирита среди скоплений нонтронита и опала присутствуют также мелкие округлые выделения пирита, тесно срastaющиеся с марказитом. Эти образования наблюдаются только в пределах скоплений нонтронита, но не среди кальциевого родохрита, обычно здесь же присутствующего.

В рыхлых разностях карбонатных руд Полуночного месторождения нередко можно встретить скопления мелких стяжений пирита. Пирит в них находится в тесном срastании с марказитом, слагая лишь наружные части этих образований; внутренние части сложены марказитом, а в самом центре нередко оказываются скопления черных порошковатых масс сернистого железа (мельниковита).

Пирит и марказит в виде мельчайших зерен встречаются также и в глауконите, в котором они отлагаются метасоматическим путем, большей частью в периферических частях зерен, образуя тонкие оторочки, иногда они сплошь замещают зерна глауконита. Возникновение этих сульфидов следует отнести за счет железа глауконита.

Характеристика состава пирита на основании качественных спектральных анализов приведена в табл. 15. Данные колонки 1 относятся к кристаллическим зернам пирита из периферической части небольшой конкреции пирито-марказитового состава, встреченной в рыхлой карбонатной руде. В колонке 2 помещены данные для пирита, отобранного из метаколлоидных прослоек этого минерала в твердых слоистых опалово-карбонатных рудах.

Таблица 15

Данные спектрального анализа пирита

Элементы	Интенсивность линий		Элементы	Интенсивность линий	
	1	2		1	2
As	Сильные	Выше средних	Ca	Следы	Выше средних
Cu	Средние	Ничт. следы	Al	Средние	Средние
Co	Средние	Средние	Mg	Слабые	Выше средних
Ni	—	Выше средних	Mn	Выше средних	Средние
Na	—	Очень слабые	Fe	Очень сильные	Очень сильные
Ba	Ничт. следы	Очень слабые	Ti	Ничт. следы	Следы
Cr	Следы	Следы	Si	Сильные	Сильные

Эти анализы помимо железа обнаруживают в пирите содержание мышьяка (сильные линии), кобальта, никеля и меди (линии средней интенсивности), а также кальция, алюминия, магния, марганца и кремния. Присутствие последних элементов следует отнести, по видимому, за счет механической примеси к пириту небольшого количества мельчайших частиц марганцевого карбоната и глинистых частиц, полностью отделить которые от зернышек пирита невозможно.

Несмотря на присутствие мышьяка в образце 1, заметить какие-либо мышьяковистые минералы среди зерен пирита в полированном шлифе под микроскопом не удалось.

Как известно, по данным Гольдшмидта, обогащение осадочных пород мышьяком в гораздо большей степени связано с сульфидами железа, чем с его гидроокислами. Оолитовые серноколчеданные образования в железных рудах некоторых месторождений осадочного происхождения содержат иногда более 0,3% As.

Таким образом, содержание мышьяка в рудах осадочных месторождений марганца, связанное с сульфидами железа, представляется явлением довольно обычным. Что касается кобальта и никеля, то присутствие их ничтожных количеств в осадочных месторождениях марганца также не является редкостью.

Марказит

Марказит в марганцевых рудах Полуночного месторождения находится, как уже указано, в тесной парагенетической ассоциации с пиритом. В наибольшем количестве он присутствует в карбонатных марганцевых рудах и глауконитовых песчаниках. В виде небольших стяжений встречается также среди монтмориллонитовых глин. В тонко рассеянном виде

наблюдается среди опала, обуславливая темный цвет обогащенных опалом прослоев карбонатных руд.

Под микроскопом в плотных карбонатных рудах среди сферолитов родохрозита нередко можно видеть мелкие сферические выделения марказита метаколлоидного строения.

В крупных караваеподобных стяжениях карбонатов марганца марказит совместно с пиритом выполняет тонкие, короткие, ветвящиеся трещинки, возникающие в периферических частях стяжения. Он встречается также в тонких концентрических открытых трещинах, часто в виде пылевидных налетов мельчайших кристалликов латунно-желтого цвета.

Интересные образования марказита наблюдаются в полостях среди мелкозернистых скоплений карбонатов марганца на месте бывших неопределимых остатков органического происхождения (табл. XVII, фото 41). Здесь марказит образует скопления мельчайших шариков идеально правильной формы, не превышающих 0,03 мм в поперечнике. Некоторые шарики имеют четкие контуры, большая же часть их отличается размытыми контурами и постепенно переходит в скрытокристаллическую массу марганцевого карбоната.

В опалово-нонтронитовых прослойках среди карбонатных руд встречаются менее правильные выделения марказита, обладающие радиально-лучистым строением и копьевидными ограничениями по периферии.

В рыхлых разностях карбонатных руд и особенно в подстилающих глауконитовых песчаниках в изобилии наблюдаются мелкие стяжения марказита неправильной формы, покрытые сеточками хорошо образованных копьевидных кристалликов. Большая часть этих стяжений состоит из агрегата зерен изометричной формы с двойниковым внутренним строением (табл. XVIII, фото 42).

Мелкие стяжения, заключенные в рыхлых песчаных образованиях, характеризуются иным сложением. Здесь широко развиты явления замещения дисульфидами железа зерен кварца и другого кластического материала (табл. XVIII, фото 43). В ряде случаев можно наблюдать постепенные переходы от слабо трещиноватых зерен кварца, пересеченных лишь прожилками марказита, до нацело замещенных зерен, сохранивших лишь реликтовые формы.

В зоне окисления карбонатных руд марказит, равно как и пирит, в большинстве случаев сильно изменен и представлен желтовато-бурыми землистыми и порошковатыми массами лимонита.

Кальциевый родохрозит и манганокальцит

Кальциевый родохрозит в отложениях марганцевой толщи Полуночного месторождения является распространенным минералом. Он встречается в виде сплошных масс, часто тонкослоистого строения, а также в виде крупных стяжений, размер которых колеблется от 1—2 см до 20—25 см в поперечнике. Кроме того, он наблюдается в виде корковых, полусферических стяжений и тонких пропластков среди монтмориллонитовых глин. Важно отметить, что конкреции и корковые образования карбонатов марганца по своему внешнему виду, форме, размерам, а также по своему внутреннему строению очень сильно напоминают подобные же образования пиролюзита и манганита.

Манганокальцит, к которому относятся разности карбонатов марганца с содержанием кальцитовой молекулы свыше 25%, на исследованной площади месторождения встречается сравнительно редко. Макроскопически, без химического анализа или термических исследований, его невозможно отличить от кальциевого родохрозита, так как по морфологическим

признакам выделения манганокальцита совершенно тождественны выделениям кальциевого родохрозита.

Макроскопически оба эти минеральных вида представляют собой желтовато-белые, чаще буровато-желтые или зеленовато-серые сплошные плотные массы. Совершенно отсутствуют характерные для родохрозита розовые оттенки. Как показали замеры, величина кристаллических зерен родохрозита определяется сотыми и тысячными долями миллиметра.

Многочисленные определения максимального показателя преломления обнаружили сравнительно незначительные колебания, в пределах $n_g = 1,820—1,826$. Как справедливо указывал В. Н. Лодочников, различать карбонаты между собой только с помощью замеров показателей преломления не представляется возможным, так как в состав карбоната в том или ином количестве входят четыре составные части (Ca, Mg, Fe, Mn), постоянно устанавливаемые химическим путем, а констант для сравнения мы имеем лишь три.

В литературе можно встретить указания на присутствие среди карбонатов Полуночного месторождения олигонита, анкерита и манганодоломита, установленных на основании замеров показателей преломления. Особенно распространены в литературе ссылки на присутствие в карбонатных рудах Полуночного месторождения олигонита, являющегося промежуточным членом ряда родохрозит — сидерит. Нашими химическими и оптическими исследованиями присутствие этих минералов среди родохрозитовых руд месторождения не было установлено. Пересчеты приводимых ниже данных химических анализов обнаруживают исключительную бедность сидеритовой молекулой марганцевых карбонатов, распространенных в Полуночном месторождении. Точно так же многочисленные валовые химические анализы карбонатов, взятых из различных участков карбонатной толщи месторождения, показали, что даже суммарное содержание окисного и закисного железа в них не превышает 3%. Очевидно, изоморфная примесь кальция к марганцу в родохрозите несколько снижает максимальный показатель преломления до значений, отвечающих олигониту.

Родохрозитовые конкреции при раскалывании почти всегда обнаруживают неоднородное концентрически-слоистое строение. Отдельные центры, сложенные серой или зеленовато-серой массой тонкозернистого или скрытокристаллического родохрозита, отделяются местами друг от друга тонкими, часто выклинивающимися концентрическими прослойками плотного опала, частично превращенного в халцедон, или же пирита и марказита. Местами слоистая масса карбонатных конкреций смята в микроскладки, свидетельствующие о том, что конкреции вначале были мягкими и сравнительно легко могли подвергаться деформации.

Отдельные конкреционные образования, более бедные опалом и почти нацело состоящие из карбонатов марганца, обычно отличаются более грубым слоистым строением.

Крупные стяжения карбонатов марганца, располагающиеся среди прослоев глин, отличаются однородным массивным строением. Они представлены чрезвычайно тонкозернистым кальциевым родохрозитом и не обладают концентрически-зональным строением. Характерно, что эти конкреции караваеподобной формы, так же как и пиролюзитовые и манганитовые конкреции, выпуклой частью обращены вверх, а плоской нижней поверхностью ориентированы параллельно слоистости вмещающих осадков. Таким образом, деформация конкреций произошла, вероятно, под влиянием собственного веса, когда они находились еще в состоянии не вполне отвердевшей гелевой массы.

Несмотря на широкое распространение марганцевых карбонатов в Полуночном месторождении, они не встречаются в сколько-нибудь крупных

или хорошо образованных кристаллах. В сплошных рудных скоплениях карбонаты представлены агрегатами чрезвычайно мелких кристаллических зерен, размеры которых в среднем колеблются в пределах сотых, а чаще даже тысячных долей миллиметра.

Наиболее крупные и чистые мономинеральные агрегаты кальциевого родохрозита наблюдаются либо в жеодах среди тонкокристаллической массы этого же минерала, либо в тонких жилках характерного симметричного строения. На табл. XIX, фото 44, мы видим радиально-лучистые светлые образования в полости среди скрытокристаллической массы карбонатов, проникнутой хлопьевидными выделениями мельниковита и глинистыми частицами. Центральные части подобных жеод выполнены либо рыхлыми землистыми карбонатными массами, либо слабо раскристаллизованным опалово-халцедоновым веществом.

Сферолитовое строение карбонатов марганца отчетливо видно лишь под микроскопом, при скрещенных николях. Сферолиты либо рассеяны в опаловой массе (табл. XIX, фото 45), либо образуют сплошные скопления.

Нередко сферолиты родохрозита обладают резко выраженным концентрически-зональным строением, обусловленным чередованием тончайших концентров кальциевого родохрозита то прозрачного, то мутного или темного вследствие скоплений в нем мельчайших глинистых частиц (табл. XIX, фото 46).

При изучении под микроскопом многочисленных шлифов образцов карбонатных руд, взятых из различных мест, удалось установить, что родохрозит в опале часто развивается метасоматическим путем, причем существуют две генерации его. Сферолиты первой генерации обычно отличаются большей величиной и окрашены в серые тона, а сферолиты второй генерации имеют более мелкие размеры, почти бесцветны и отличаются прозрачностью. Часто карбонат марганца поздней генерации образует оторочку вокруг сферолитов ранней генерации. Показатель преломления прозрачного карбоната из периферической части сферолитов обычно несколько меньше показателя преломления более мутного, слагающего центральную часть сферолита. Повидимому, периферическая зона сложена родохрозитом, более обогащенным кальцием, может быть манганокальцитом.

Химический состав образцов кальциевого родохрозита, отличающихся друг от друга различной плотностью и окраской, может быть охарактеризован следующими данными, приведенными в табл. 16. Химические анализы произведены в лаборатории ИГН химиками-аналитиками П. С. Лазаревич (анализы № 1, 2, 3, 4) и Ю. С. Нестеровой (анализ № 5).

Содержание кремнезема, как показывает микроскопическое изучение описываемых карбонатов марганца, относится главным образом за счет примеси опала, отчасти за счет зерен кварца, глинистого вещества и полевых шпатов.

Как показывают пересчеты химических анализов, исследуемые карбонаты действительно могут быть отнесены к кальциевому родохрозиту. В исследованных образцах количество CaCO_3 , как видно из табл. 17, колеблется в пределах от 13,2 до 32,1% (манганокальцит). В состав кальциевого родохрозита, кроме того, входят в виде примеси MgCO_3 в количестве до 9,6% и очень небольшое количество FeCO_3 .

Спектральные анализы несколько уточняют общую картину химического состава кальциевого родохрозита Полуночного месторождения. Они обнаруживают, помимо элементов, установленных химически, постоянное присутствие Cu, Ni, Co, V, Cr, Ba (линии слабой интенсивности или следы).

Для полной диагностики родохрозита, наряду с химическими анализами, была проведена рентгеновская съемка ряда образцов родохрозита,

Химический состав кальцевого родохрозита (1, 2, 3 и 4) и манганокальцита (5) из Полуночного месторождения

Компо- ненты	1		2		3		4		5	
	Весов. %	Молекул. колич.	Весов. %	Молекул. колич.	Весов. %	Молекул. колич.	Весов. %	Молекул. колич.	Весов. %	Молекул. колич.
SiO ₂ . .	23,72	0,395	8,38	0,140	27,96	0,465	14,04	0,234	16,72	0,278
TiO ₂ . .	Следы	—	0,14	0,001	He опр.	—	He опр.	—	—	—
Fe ₂ O ₃ .	0,78	0,005	1,29	0,008	1,60	0,010	1,80	0,011	—	—
FeO . .	0,89	0,012	0,57	0,008	1,00	0,014	1,14	0,016	1,28	0,018
Al ₂ O ₃ .	1,54	0,015	1,42	0,014	He опр.	—	He опр.	—	—	—
MnO . .	36,85	0,519	42,41	0,599	27,16	0,383	34,04	0,480	29,46	0,415
MgO . .	1,81	0,045	2,52	0,062	2,05	0,051	3,55	0,088	3,05	0,075
CaO . .	4,42	0,079	6,60	0,118	4,88	0,087	7,16	0,128	10,97	0,196
P ₂ O ₅ . .	Следы	—	0,29	0,002	He опр.	—	He опр.	—	2,62	0,018
H ₂ O ⁻ . .	1,66	0,092	0,82	0,044	} 2,80	0,155	4,50	0,250	2,34	0,130
H ₂ O ⁺ . .	2,33	0,128	2,00	0,111					2,88	0,161
CO ₂ . .	26,40	0,600	33,40	0,759	23,30	0,529	29,20	0,664	26,45	0,601
SO ₃ . .	—	—	—	—	—	—	—	—	0,42	0,005
Сумма	100,40	—	99,84	—	90,75	—	95,43	—	96,19	—

1—серовато-белый плотный кальцевый родохрозит, слагающий центральную часть крупной родохрозитовой конкреции.

2—желтовато-белый кальцевый родохрозит, образующий тонкие прослойки среди зеленовато-серых родохрозитовых прослоев.

3—рыхлый серовато-белый прослой кальцевого родохрозита, образующий наружный слой полусферического стяжения и содержащий включения зерен глауконита и нонтронит.

4—белый плотный тонкокристаллический кальцевый родохрозит, слагающий центральную часть полусферического стяжения родохрозита.

5—манганокальцит из крупной караваеобразной конкреции скрытокристаллического сложения.

Таблица 17

Данные пересчета химических анализов, приведенных в табл. 16, на состав карбонатов (весов. %)¹

Компоненты	1	2	3	4	5
MnCO ₃	86,5	78,9	72,4	72,3	67,9
CaCO ₃	13,2	15,6	16,6	19,3	32,1
MgCO ₃	} 0,3	} 5,5	9,6	} 8,4	—
FeCO ₃			1,4		

¹ При пересчете данных химических анализов молекулярные количества CO₂ связывались с марганцем и кальцием и лишь остающиеся количества CO₂ пересчитывались на доломитовую и сидеритовую молекулы. Избыточные количества Mg и Fe, не увязывающиеся с CO₂, обусловлены, повидимому, присутствием среди карбонатного вещества некоторой примеси магниевых силикатов.

характерных по внешним признакам, и в том числе всех четырех анализированных образцов.

Линии на дебаграммах всех исследованных образцов родохрита достаточно ясны и резко очерчены, что указывает на кристалличность вещества и отсутствие в нем аморфной фазы. Соответствующие величины межплоскостных расстояний $d(hkl)$ и интенсивность диффракционных линий дебаграмм помещены в табл. 18, колонки 1, 2, 3 и 4. В колонке 5 помещены данные эталонного образца родохрита.

Таблица 18

Межплоскостные расстояния $d(hkl)$ и относительная интенсивность (i) диффракционных линий на дебаграммах родохрита

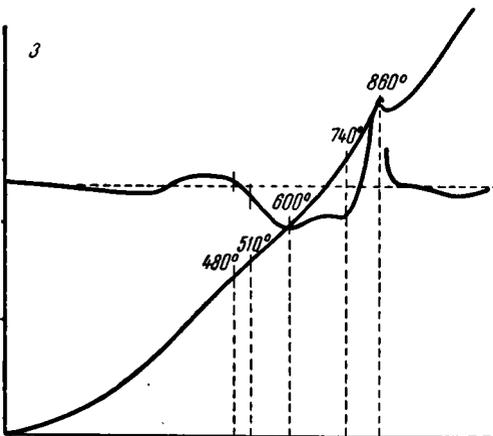
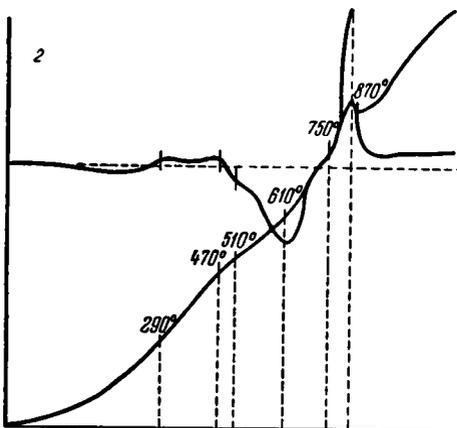
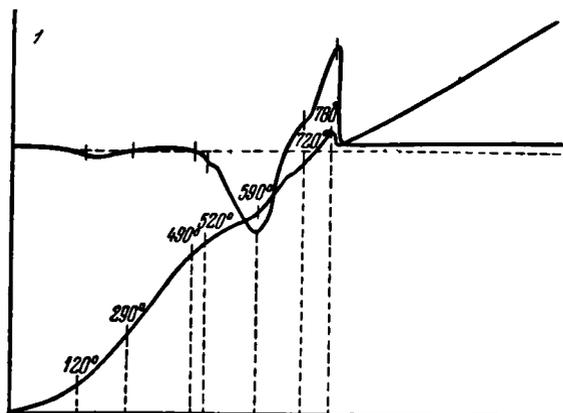
1		2		3		4		5	
i	$d(hkl)$	i	$d(hkl)$	i	$d(hkl)$	i	$d(hkl)$	i	$d(hkl)$
2	3,110	2	3,102	1	3 127	1	3,110	—	—
10	2,832	10	2,825	10	2,818	10	2,818	10	2,850
2	2,613	2	2,619	—	—	—	—	—	—
4	2,385	4	2,391	3	2,370	2	2,375	4	2,389
6	2,173	7	2,173	5	2,168	5	2,158	4	2,180
6	1,999	7	2,002	5	1,993	5	1,987	5	1,990
4	1,833	2	1,833	5	1,808	5	1,830	3	1,809
9	1,766	9	1,766	9	1,752	9	1,753	8	1,762
1	1,560	1	1,564	2	1,630	1	1,626	—	—
4	1,537	4	1,537	5	1,537	4	1,532	4	1,540
4	1,455	4	1,453	5	1,438	1	1,435	4	1,457
4	1,382	4	1,378	5	1,378	4	1,376	3	1,378
1	1,252	2	1,256	1	1,251	—	—	1	1,258
1	1,224	2	1,235	1	1,225	—	—	2	1,222
1	1,198	2	1,200	1	1,198	—	—	0,5	1,197
2	1,104	4	1,108	2	1,110	—	—	2	1,100

Данные рентгеноанализа для четвертого образца кальциевого родохрита отличаются несколько меньшим количеством видимых диффракционных линий, что обусловлено скорее более короткой экспозицией при съемке, чем различиями во внутренней природе вещества этого образца.

Таблица 19

Межплоскостные расстояния $d(hkl)$ на дебаграммах родохритов с различным содержанием $MnCO_3$ (по Кригеру)

32,24% $MnCO_3$	42,17% $MnCO_3$	95,72% $MnCO_3$	32,34% $MnCO_3$	42,17% $MnCO_3$	95,72% $MnCO_3$
2,975	2,948	2,850	1,575	1,561	1,540
2,455	2,400	2,389	1,486	1,480	1,457
2,250	2,235	2,180	1,413	1,402	1,378
2,060	2,038	1,990	1,378	1,370	1,309
1,866	1,850	1,809	1,300	1,296	1,258
1,833	1,808	1,762			



Фиг. 8. Кривые нагревания различных образцов родохрозита.

1 — с содержанием MnCO_3 — 86,5%, CaCO_3 — 13,2%; 2 — с содержанием MnCO_3 — 78,9%, CaCO_3 — 15,6%; 3 — с содержанием MnCO_3 — 67,9%, CaCO_3 — 32,6%.

вой, соответствующий диссоциации присутствующего в исследованном минерале CaCO_3 .

Термограмма родохрозита, содержащего 78,9% MnCO_3 и 15,6% CaCO_3

Полученные величины были сопоставлены с данными рентгеновского анализа карбонатов, с разным содержанием MnCO_3 , приведенными в статье П. Кригера (Krieger, 1930). Интересующие нас цифры из этой статьи помещены в табл. 19.

Наши данные для кальциевого родохрозита Полуночного месторождения очень близки к данным для чистого родохрозита (колонка 3 табл. 19) и значительно разнятся от данных для карбоната с содержанием 42,17 и 32,34% MnCO_3 .

Весьма типичными для кальциевого родохрозита оказались кривые нагревания. Три из наиболее характерных кривых, полученных дифференциальным методом для различных образцов родохрозита Полуночного месторождения, приведены на фиг. 8.

Термограмма f родохрозита, содержащего 86,5% MnCO_3 и 13,2% CaCO_3 (1), обнаруживает резкий перелом дифференциальной кривой нагревания при 490°, обусловленный началом диссоциации MnCO_3 . При температуре 520° наблюдается второй перелом кривой, отвечающий начавшемуся окислению MnO , которая образовалась при диссоциации MnCO_3 (Цветков, 1949). При 590° дифференциальная кривая делает резкий скачок вверх и достигает своего максимума при температуре 780°. При этой температуре процесс диссоциации и окисления родохрозита заканчивается, и дифференциальная кривая круто возвращается к исходному положению. При 720° наблюдается изгиб кривой,

(2), по сравнению с предыдущей обнаруживает некоторое смещение начала диссоциации минерала в область более высоких температур. Это объясняется наличием несколько большего количества CaCO_3 . Работами Л. Г. Берга и Е. Я. Роде установлено, что на экзотермический эффект окисления продуктов диссоциации MnCO_3 при наличии CaCO_3 налагается эндотермический эффект диссоциации последнего и максимум на кривой становится ясно выраженным лишь после диссоциации CaCO_3 .

Третья термограмма (3) явно отличается от двух ранее описанных. Она относится к манганокальциту. Основное отличие термограммы заключается в том, что на ней особенно ясно выражена эндотермическая остановка с температурным максимумом при 740° , отвечающая диссоциации CaCO_3 .

Таким образом, все рассмотренные термограммы карбонатов марганца Полуночного месторождения различного состава можно назвать типичными для этого минерала.

Глауконит

Глауконит принадлежит к числу широко распространенных минералов осадочных образований в Полуночном месторождении. Особенно часто и в сравнительно больших количествах он встречается в нижних горизонтах глинисто-кремнистых осадков, подстилающих рудоносные слои месторождения. Здесь глауконит, наряду с кварцем, наиболее распространен, образуя местами прослой среди песчаных отложений. В несколько меньшем количестве, главным образом в рассеянном виде, он наблюдается среди карбонатов, залегающих в основании рудоносной толщи. В них лишь изредка попадаются прослой, значительно обогащенные глауконитом, быстро выклинивающиеся по падению и простираию. Еще выше по разрезу в пределах горизонта первично-окисных руд глауконит в сравнительно небольшом количестве всегда присутствует среди руд манганитовой фации.

В целом замечается общая тенденция увеличения содержания глауконита в рудных и безрудных прослоях по мере удаления их от береговой линии, т. е. с запада на восток.

Глауконит широко распространен также среди более молодых осадочных образований, слагающих обширное пространство за пределами месторождения. Мощные слои кварцево-глауконитовых песчаников с опаловым цементом известны в самых верхних горизонтах маастрихтского яруса. Присутствует он также в третичных опоках. Особенно часто глауконит в сравнительно больших скоплениях встречается в пластах рыхлых песчаных опок и рыхлых глауконитовых песков, приуроченных к низам палеогена. По данным Н. В. Ренгартен, в пластах глауконитовых песков, приуроченных к нижним горизонтам палеогеновых осадков, в ряде месторождений, ставших известными в последнее время, количество глауконита колеблется в пределах от 10 до 20%, иногда повышается до 40%.

Ниже мы остановимся лишь на минералогической характеристике глауконита из рудоносного горизонта Полуночного месторождения.

Глауконит в различных частях месторождения встречается в виде однообразных мелких зерен зеленого цвета. Размеры их нередко превышают 1—1,5 мм в поперечнике, но обычно составляют десятки доли миллиметра.

Форма зерен овальная, неправильно-округлая, с очень плавными сглаженными контурами. Поверхность их неровная, натечная, бугристая; характерна трещиноватость. Края зерен очень часто расщеплены мелкими радиальными трещинками и приобретают извилистые контуры. Центральные части зерен также пересечены неправильными радиальными или, реже, концентрическими трещинками. Все это напоминает типичные трещины усыхания в коллоидальных образованиях.

Цвет глауконитовых зерен обычно темнозеленый, довольно густых тонов, но встречаются также зерна более светлого желтовато-зеленого цвета. Несмотря на отчетливую окраску минерала, под микроскопом плеохроизм у него отсутствует. Некоторые его зерна, обладающие интенсивной зеленой окраской, под микроскопом состоят из мельчайших неправильных участков отчасти разной окраски. Эта неодинаковая окраска отдельных точечных участков, не имеющих резких определенных границ и различно поляризующих, создает наблюдаемую под микроскопом зернистую структуру глауконита. Изредка встречаются почти изотропные зерна.

В марганценосной толще месторождения среди кластического материала нередко встречаются зерна кварца размером до 4—5 мм, окрашенные в зеленоватый цвет. Эта окраска, как устанавливается под микроскопом, обусловлена присутствием глауконитового вещества в трещинках кварца. Иногда глауконит возникает метасоматическим путем по обломкам различных минералов изверженных пород. Под микроскопом удалось наблюдать различные стадии замещения глауконитом зерен кластического материала, начиная от скоплений мельчайших чешуек глауконита, возникших метасоматическим путем вдоль трещин спайности зерен полевого шпата и пироксена, до полных псевдоморфоз глауконита по этим минералам.

В прослоях карбонатных руд глауконит встречается в виде скоплений мельчайших округлых зернышек, состоящих из листоватых и тонкочешуйчатых агрегатов зеленого и желто-зеленого цвета. Гораздо чаще глауконит принимает вид отдельных мелких темнозеленых зерен, беспорядочно распределенных в мелкозернистой родохрозитовой массе среди зерен кластического материала. При этом в значительной части его зерна похожи на окатанные или угловатые обломки, часто замещаемые родохрозитом и частично опалом (табл. XX, фото 47).

Присутствие окатанных или угловатых обломков зерен глауконита указывает на некоторое переотложение его, очевидно под влиянием донных морских течений.

Очень часто зерна глауконита содержат пирит, марказит и иногда мельниковит, развивающиеся, очевидно, метасоматическим путем. Скопления сульфидов оказываются приуроченными либо к центральному, либо к периферическим частям зерен. На табл. XX, фото 48, зерно справа содержит скопления округлых и угловатых зерен марказита или пирита, в то время как в левом зерне эти минералы образуют лишь тонкую оторочку. В менее измененных зернах глауконита сульфиды присутствуют в виде тонких редких вкрапленников, без какой-либо закономерности в их расположении.

Близ дневной поверхности, в условиях свободного доступа кислорода, глауконит быстро приобретает буроватый цвет вследствие образования гидроокислов железа. При значительном окислении он превращается в рыхлую землистую массу гидроокислов железа, заключающих скопления опала и слюдообразные лейсты измененного глауконита.

Среди глауконитов Полуночного месторождения отчетливо различимы две его разновидности: глауконит темнозеленый, равномерной густой окраски и светлозеленый или желтовато-бурый. На существование подобных разновидностей глауконита в различных месторождениях указывали многие исследователи. М. С. Шведов (1948), в частности, рассматривает светлоокрашенные глаукониты как сравнительно молодые колломорфные образования еще не вполне сформировавшегося геля.

Обе разновидности глауконита нами были тщательно отобраны под биноклем и подвергнуты рентгеновскому анализу.

Вычисленные данные межплоскостных расстояний кристаллических решеток глауконита и интенсивность линий приведены в табл. 20, в колонках 1 и 2. В этой же таблице в колонках 3 и 4 для сравнения помещены данные рентгеновских анализов темнозеленой и желтовато-зеленой

разностей глауконита из глауконитовых песков Московской области, исследованных Л. И. Горбуновой (1950).

Полученные данные указывают на идентичность кристаллической решетки обеих разновидностей глауконита. Дебаеграммы глауконита Полуночного месторождения по сравнению с подмосковными глауконитами оказались беднее линиями. Повидимому, обилие линий в сравниваемых глауконитах следует отнести за счет примеси кварца, халцедона и других минералов. Сравнение с данными эталонного образца глауконита, взятыми из справочника (5), показало точное совпадение всех основных линий.

Таблица 20

Межплоскостные расстояния $d(hkl)$ и относительная интенсивность (i) диффракционных линий на дебаеграммах глауконита

1		2		3		4		5	
i	$d(hkl)$								
—	—	—	—	—	—	5	13,85	—	—
—	—	—	—	3	3,99	—	—	—	—
—	—	—	—	1	4,91	—	—	—	—
4	4,481	4	4,481	4	4,433	5	4,481	4	4,49
—	—	—	—	—	—	2	4,222	—	—
—	—	—	—	1	4,069	—	—	—	—
2	3,627	2	3,604	1	3,600	1	3,683	4	3,67
4	3,343	4	3,367	4	3,301	1	3,323	6	3,613
2	2,852	—	—	0,5	2,836	1	2,803	—	—
7	2,579	7	2,580	8	2,576	5	2,575	8	2,582
6	2,385	5	2,384	5	2,387	1	2,380	4	2,402
—	—	2	2,469	1	2,135	3	2,120	1	2,256
—	—	—	—	1	1,982	1	1,982	—	—
—	—	—	—	—	—	3	1,806	—	—
—	—	—	—	—	—	1	1,701	—	—
—	—	—	—	4	1,652	4	1,644	4	1,656
7	1,512	7	1,520	10	1,507	3	1,533	4	1,516
—	—	—	—	1	1,440	5	1,495	—	—
4	1,309	4	1,307	5	1,302	4	1,369	2	1,306

1—темнозеленый глауконит из месторождения Полуночного.

2—светлозеленый глауконит из месторождения Полуночного.

3—темнозеленый глауконит из глауконитовых песков Московской области, с. Новоселки. По данным Л. И. Горбуновой.

4—зеленовато-желтый глауконит из Московской области.

5—эталон. Рентгенометрический определитель минералов (1939). Некоторые несущественные линии слабой интенсивности опущены.

Под микроскопом описываемые две разновидности глауконита, Полуночного месторождения как по форме зерен, так и по степени агрегатной поляризации вполне сходны между собой, но отличаются по показателям преломления. Показатель преломления у различных зерен одной и той же разновидности глауконита колеблется в довольно широких пределах. Рядом измерений с помощью иммерсионных жидкостей установлены следующие пределы колебаний показателей преломления для густо окрашенных зеленых разновидностей: по N_g от 1,606 до 1,620; по N_p от 1,582 до 1,595;

таким образом $N_g - N_p$ глауконита равно 0,024—0,025. Минерал, видимо, оптически отрицательный и, насколько удалось определить визуально, угол оптических осей небольшой.

Показатели преломления светлоокрашенной разности, обладающей светлым желтовато-зеленым цветом, несколько ниже, чем показатели густоокрашенных разностей. Нами определены следующие пределы колебаний показателей преломления: по N_g от 1,595 до 1,603; по N_p от 1,572 до 1,580; $N_g - N_p = 0,023$.

Наряду с указанными двумя разновидностями глауконита в небольших количествах встречаются почти бесцветные зерна его со слабым желтовато-зеленым оттенком. Под микроскопом подобные зерна состоят из скоплений слюдоподобных, слабо плеохроирующих листочков или чешуек. Показатель преломления их оказался несколько выше показателей предыдущих разностей: $N_g = 1,625$, $N_p = 1,595$, $N_g - N_p = 0,030$.

Данные спектрального анализа основных двух разностей глауконита, очень тщательно отобранных под бинокулярном, показали, что светлая зеленовато-желтая разновидность глауконита содержит гораздо большее количество различных примесей (табл. 21).

Таблица 21

Данные спектрального анализа глауконита

Элементы	Светлозеленый глауконит	Темнозеленый глауконит	Элементы	Светлозеленый глауконит	Темнозеленый глауконит
Be	Слабые	Слабые	Va	Слабые	—
P	Очень слабые	—	Ca	Сильные	Выше средних
Pb	Ничт. следы	—	Al	Очень сильные	Сильные
Cu	Очень слабые	—	Mg	Очень сильные	Выше средних
Co	Средние	—	Mn	Средние	Слабые
Ni	Слабые +	Следы	Fe	Очень сильные	Очень сильные
V	Сильные	Средние	Ti	Слабые	Очень слабые
Cr	Средние	Следы	Si	Очень сильные	Очень сильные
Na	Слабые	—			

Таким образом в светлой разновидности глауконита установлено повышенное содержание марганца, магния, алюминия, ванадия, титана, никеля, кальция и хрома.

Глауконит, как известно, обладает способностью поглощать из растворов ионы различных элементов. Адсорбция этих ионов могла происходить или в результате катионного обмена, или благодаря адсорбционной способности коллоидных образований.

Таким образом можно предположить, что более светлые разности глауконита, имеющие в своем составе большее количество элементов, претерпели диагенез в большей степени, чем глауконит более темной окраски.

Как известно, светлые окраски и пониженные показатели преломления и двупреломление глауконита некоторыми исследователями объясняются замещением части окисного железа алюминием и магнием. В нашем случае, судя по данным спектрального анализа, не установлено различия в содержании железа, но наблюдается заметно повышенное содержание Mg и Al в светлых разностях.

Поскольку в составе глауконита принимают участие главным образом окись железа, затем окиси калия и магния и кремнезем, наиболее благоприятными для его образования естественно будут условия фации переходных руд от окисных к карбонатным, но не собственно карбонатная фация,

в которой железо присутствует уже в двухвалентной форме, в виде закиси железа. Этим и объясняется отмеченное выше почти полное отсутствие глауконита в первично-окисных рудах и постепенное увеличение его содержания в манганитовых рудах при переходе их к фации карбонатных руд.

Приуроченность основной массы глауконита к участкам, переходным от манганитовых руд к карбонатным, показывает, что условия образования глауконита не были ни слишком окислительными, характерными для генезиса пирролюзитовых руд, ни слишком восстановительными. Образование глауконита, повидимому, происходило вне непосредственной связи с органическими веществами, так как не устанавливается какой-либо приуроченности зерен глауконита к ископаемым органическим остаткам, местами в избытке наблюдающимся в опалово-карбонатных рудах. Округлая форма и бугорчатая поверхность зерен, характерные для коллоидальных образований, трещинки усыхания, агрегатное строение зерен позволяют склониться к выводу, что глауконит в момент образования представлял собой гелевую массу, отвердевшую и растрескавшуюся в процессе диагенеза. Частично зерна глауконита размывались и перетлагались донными течениями, подвергаясь разведению карбонатами в новых условиях отложения.

Обогащенные глауконитом прослой среди карбонатных руд могут приобрести практическое значение в связи с повышенным содержанием в них окиси калия. На промышленное использование обогащенных глауконитом руд было обращено внимание А. Л. Загянским (1943).

В имеющихся в нашем распоряжении образцах карбонатных руд, наиболее обогащенных глауконитом, содержание окиси калия не превышает 1,5—2%. Прослой с более высокой концентрацией глауконита в пределах собственно рудного горизонта Полуночного месторождения нам не удалось наблюдать.

Опал

В Полуночном месторождении, как и во многих других месторождениях марганца осадочного происхождения, аморфный кремнезем играет значительную роль. Он образует пласты рыхлых осадков, заключающие стяжения марганцевых руд, иногда слагает твердые прослой в рудоносной толще и отдельные зоны в концентрически слоистых марганцевых стяжениях, а также мелкие выделения в полостях среди тонкокристаллических рудных масс.

Наиболее распространен опал в слоистых карбонатных рудах и особенно в так называемых конкреционно-кремнистых разностях, приуроченных к более глубоководным горизонтам толщи карбонатных руд. В ассоциации с халцедоном он присутствует в прослоях кремнисто-железистой породы, подстилающей и покрывающей первично-окисные руды. В глинах опал в виде примеси также играет значительную роль. Кроме того, он входит в состав спикул губок. В существенных количествах он наблюдается и в глауконитовых песчаниках, где часто служит цементирующим веществом.

В карбонатных рудах в цементирующей массе опала обычно заключены скопления сферолитов родохрозита. В кремнисто-карбонатных стяжениях опал также является одной из главных составных частей, слагающих тонкие концентры колломорфного строения, чередуясь с концентрирами опалово-родохрозитового и родохрозитового состава. Характерно, что опал и родохрозит в подобных стяжениях находятся в тесной ассоциации с марказитом и пиритом.

В первично-окисных рудах опал образует мощные рыхлые серовато-белые скопления, обычно проникнутые гидроокислами марганца и содержащие небольшие количества глинистых частиц.

Рыхлые скопления опала слагают также отдельные концентры в пирролюзито-псиломелановых и манганитовых стяжениях.

Опаловое вещество часто в той или иной степени превращено в процессе диагенеза в халцедон и находится в тесном срастании со скрытокристаллическими пирролюзитом и манганитом, образуя сложные текстуры.

Опал нередко встречается в виде тонких колломорфных образований, выполняющих мелкие полости в окисных и карбонатных рудах месторождения. Центральные части более крупных жеод обычно выполнены халцедоном.

В рыхлых кремнистых образованиях, слагающих прослой в рудной толще, опал часто представлен скоплениями скелетов диатомовых водорослей, спикул губок и радиолярий. Панцыри диатомовых настолько обильны, что местами являются почти единственной составной частью породы.

Спикулы губок особенно часто встречаются в монтмориллонитовых глинах. Как было установлено нами при просмотре под бинокляром отдельных фракций глин, расклассифицированных по величине зерна, главная масса спикул губок обычно содержится в фракции от 0,1 до 0,05 мм.

Скопления спикул губок присутствуют также и среди чрезвычайно тонко раскристаллизованной массы кальциевого родохрозита в карбонатных рудах. Путем растворения карбонатного цемента в 10% соляной кислоте нам удалось выделить из кремнисто-карбонатной руды обломки скелетов кремнистых губок, сложенных трехлучевыми опаловыми спикулами. Строение скелета губок (мегасклеры) видно на приведенном фотоснимке (табл. XXI, фото 49). Он представляет собой довольно правильную ячеистую каркасную постройку. Характерно, что ячейки опалового каркаса заполнены скоплениями мельчайших зерен пирита и марказита.

Среди сплошных скоплений опала в прослоях карбонатных руд под микроскопом нередко устанавливаются многочисленные реликты обломков спикул губок, сливающихся с окружающей опаловой массой. Опал, слагающий спикулы губок, отличается большей чистотой и прозрачностью от цементирующего опала. Подобные скопления опала, очевидно, целиком органогенного происхождения.

Наиболее типичной формой нахождения коллоидального гидрата кремнезема следует считать скопления его в виде совершенно бесструктурной аморфной массы. Иногда при большом увеличении под микроскопом опал представляется состоящим из скоплений капелек или сфероидальных образований — глобуль, не превышающих 0,001 мм и заключенных в сплошную опаловую массу. Многие исследователи склонны считать подобные маленькие шарики или глобули опала непосредственным продуктом изменения скорлупок диатомей. Однако частая приуроченность скоплений глобуль к тонким слоистым колломорфным образованиям опала и тесная ассоциация их со скоплениями сферолитов родохрозита в штуфах, не содержащих и следов органической жизни, равно как ряд других тонких деталей микроскопического строения, говорят в пользу их чисто химического образования.

В крупных скоплениях опал представляет сплошную бесструктурную бесцветную или слабо желтовато-бурую массу, рассеченную многочисленными мелкими трещинками. В них часто встречаются шаровидные включения марказита (табл. XXI, фото 50).

Нередко скопления опала сильно загрязнены непроросчивающими мельчайшими скоплениями окислов железа и глинистых частиц. В некоторых разностях карбонатных руд, приуроченных к более глубоководным

участкам, распространен темный опал, содержащий вкрапленники пылевидных частиц пирита и марказита, чем, по видимому, и вызвана его темная окраска.

Под микроскопом опал прозрачен, изотропен, но в отдельных участках обнаруживает слабое двупреломление, обусловленное, вероятно, внутренними напряжениями, возникающими при усыхании геля. Очень часто в периферических частях коллоидных образований опала заметны мельчайшие выделения халцедона.

Показатель преломления опала по многочисленным нашим замерам колеблется в пределах от $n = 1,453$ до $1,464$. Он возрастает, очевидно, в связи с дегидратацией вещества.

Крайне характерно, что спектральным анализом в опалах, образующих конкреции в конкреционно-кремнистых карбонатных рудах, а также в рыхлой разности его, обнаружено содержание большого количества элементов (табл. 22).

Таблица 22

Данные спектрального анализа опала

Элементы	Интенсивность линий		Элементы	Интенсивность линий	
	1	2		1	2
Cu	Слабые	Следы	Sr	—	Средние +
Co	Средние	—	Ca	Очень сильные	Очень сильные
Ni	Средние	Слабые	Al	Сильные	Очень сильные
Zr	—	Слабые	Mg	Очень сильные	Очень сильные
Mo	Средние	—	Mn	Очень сильные	Средние
Cr	Очень слабые	Очень слабые	Fe	Очень сильные	Очень сильные
V	Выше средних	Средние	Ti	Слабые +	Выше средних
Ba	Выше средних	Средние	Si	Очень сильные	Очень сильные
Na	—	Слабые			

1—черный опал из опаловой конкреции конкреционно-кремнистых карбонатных руд.

2—рыхлая разность опала из первично-окисных руд.

Являясь отрицательным коллоидом, опал, как известно, легко адсорбирует катионы Ca, Na, K, Mg или противоположно заряженный коллоид $Fe(OH)_3$. Сравнительно большое количество различных элементов можно отнести также частично за счет мельчайших включений тонкораспыленных в опале пирита и марказита.

В заключение следует отметить, что широко распространенные в Полуночном месторождении коллоидальные гидраты кремнезема генетически тесно связаны с марганцевосными осадками. Структурные и текстурные особенности опаловорудных пластов не оставляют сомнений в совместном выпадении кремнезема и окислов или карбонатов марганца в виде гелеобразных масс.

Халцедон

Халцедон, так же как и опал, среди осадочных образований рудоносного горизонта Полуночного месторождения принадлежит к числу широко распространенных минералов. Он всегда тесно ассоциирует с опалом, представляя собой чаще всего продукт его раскристаллизации. Однако встречаются и самостоятельные образования этого минерала.

Поверхность почковидных и гроздьевидных образований халцедона обычно матовая, редко блестящая, округло-бугорчатая. В изломе обнаруживается характерное лучистое и концентрически-скорлуповатое строение. На прилагаемом фотоснимке (табл. XXII, фото 51) изображены эффектные мелкие гроздьевидные скопления халцедона, местами бесцветного и прозрачного, местами молочно-белого, просвечивающего или полупрозрачного, а также темнокоричневого и непрозрачного. Эти образования выстилают стенки крупных полостей в кремнисто-железистых прослоях и, очевидно, обязаны своим образованием миграции кремнезема в процессе диагенеза.

В самой западной части месторождения в слоях, подстилающих первично-окисные руды, наблюдались проникнутые гидроокислами железа скопления желваков, состоящих из халцедона. Желваки обычно имеют концентрически-скорлуповатое строение и неровную или бугристую поверхность, рассеченную трещинами дегидратации. Среди первичных окисных руд халцедон встречается часто, но не в большом количестве, образуя жилки или выполняя небольшие полости и трещины.

Можно полагать, что халцедон в месторождении имеет различное происхождение. Главная часть его возникла благодаря раскристаллизации опала, другая часть, вероятно, непосредственно из растворов, минуя стадию опала. Под микроскопом нередко удается наблюдать довольно крупные жеоды, отороченные опалом и выполненные плотным радиально-лучистым халцедоном.

Широко распространен также халцедон в наиболее глубоководных фациях карбонатных руд. Здесь халцедон вместе с опалом слагает в конкрециях тонкие концентры, переслаивающиеся с концентрами родохрозитового или опалово-родохрозитового состава. Широко развиты также концентры опала и халцедона, обогащенные пиритом или марказитом, с которыми халцедон находится в очень тесной ассоциации.

В жеодах опалово-карбонатных руд халцедон часто заполняет многочисленные мельчайшие межпочечные пространства между колломорфными выделениями опала. На табл. XXII, фото 52, видны колломорфные образования опала, обрамляющие полость среди опалово-родохрозитовой массы, содержащей скопления зерен пирита и марказита. В центре снимка видна в разрезе почка опала с очень четкими границами, причем пространство между почкой и колломорфными образованиями опала выполнено халцедоном. Наличие резких контуров, отсутствие даже признаков двупреломления в краевых частях почковидных образований опала — все это с несомненностью указывает на то, что халцедон образовался в данном случае непосредственно из раствора, заполнив остаточное пространство. Периферические части почки сложены опалом и постепенно к центру превращаются в халцедон.

Кварц

Кварц в Полуночном месторождении встречается в виде обломочных зерен кварца аллотигенного происхождения и кварца осадочного происхождения, возникшего в процессе диагенеза выделений опала или халцедона.

На описании кварца, присутствующего в осадочных марганцеворудных отложениях в виде кластического материала, мы останавливаться не будем. Ограничимся описанием кварца, образовавшегося в генетической связи с кремнистыми марганцевосными осадочными образованиями.

Среди скоплений опала и халцедона, широко распространенных в месторождении, нередко наблюдаются зерна с неправильными контурами, постепенно переходящие в своих периферических частях в опал или халцедон. Среди окисных и карбонатных руд кварц иногда встречается в

центральных частях мелких полостей, обрамленных опаловыми и халцедонными оторочками.

Как можно видеть на микрофотографии (табл. XXIII, фото 53), стенки полости оторочены тонкими прослойками опала (тонкие черные полоски), затем идет более широкая полоса мелкозернистого халцедона. Центральная часть заполнена кварцем (белое). Тот факт, что кварц занимает оставшее пространство после халцедона, говорит о химическом его осаждении.

Судя по тому, что зерно кварца резко отграничено от окружающей оторочки халцедона и не связано с ней постепенными переходами, надо полагать, что оно образовалось путем непосредственного выпадения кремнезема в виде кварца, минуя стадию опала и халцедона.

В рудоносной толще встречается также кварц в виде скоплений мельчайших зернышек, слагающих стенки фораминифер или обрамляющих мелкие оолиты родохрозита.

На табл. XXIII, фото 54, виден срез многокамерной фораминиферы, скорлупа которой состоит из скоплений отдельных мелких угловатых и округлых зерен кварца, местами соприкасающихся друг с другом или разобщенных. Фораминифера заключена в опаловую массу с рассеянными мелкими зернами родохрозита. На этой фигуре видно также, что в некоторых камерах фораминиферы, особенно в правой верхней стенке их, кварц образует как бы тонкий ободок, распавшийся на ряд мелких зерен. Таким образом, с большой вероятностью можно предположить, что агрегат зерен кварца возник путем раскристаллизации опалового вещества, слагавшего стенки камер фораминифер. Подобные же тонкие оторочки, состоящие из мельчайших зернышек кварца (табл. XXIV, фото 55), иногда окаймляют мелкие стяжения родохрозита или манганита. Эти кварцевые образования содержат еще больше признаков, говорящих о происхождении их путем раскристаллизации первоначальной опаловой оболочки. При внимательном рассмотрении бросается в глаза то обстоятельство, что подавляющее большинство оболочек состоит из зернышек кварца, контуры которых точно отвечают контурам смежных зерен.

Все эти зерна представлены исключительно кварцем; поэтому маловероятно предположение, будто оболочка из кварцевых зерен могла образоваться путем прилипания песчинок к поверхности марганцевых оолитов при перекачивании их еще в не совсем отвердевшем состоянии по дну бассейна, хотя такие случаи бесспорно имеют место и описаны в литературе.

Монтмориллонит

Монтмориллонит в Полуночном месторождении нами установлен впервые. Это основной минерал глин, покрывающих и подстилающих толщу марганцевых руд. Встречается он также и в отдельных прослоях глин, залегающих в самой рудоносной толще.

По внешнему виду сплошные скопления тонкодисперсного монтмориллонита представляют собой типичные глины. В свежем состоянии они обладают светлосерым или зеленовато-серым цветом. Однако среди них нередко встречаются также почти черные разности. В подавляющем большинстве случаев эти глины плотные, со слабо выраженной чрезвычайно тонкой слоистой текстурой, жирные на ощупь. Не менее распространены более песчаные разности, загрязненные крупными песчинками кварца и характеризующиеся более грубослойным текстурным рисунком.

При высыхании глины распадаются на довольно мелкие плотные угловатые обломки. Они обладают характерной особенностью: при сравнительно недолгом пребывании на воздухе окисляются и приобретают с поверхности красновато-бурый цвет. Поэтому пропластки подобных плотных

темнеющих глин, залегающих в рудной толще месторождения, ошибочно принимались по внешнему сходству за сидеритовые. Изменение окраски, повидимому, обусловлено окислением на воздухе мельчайших пылевидных выделений марказита, обычно присутствующего среди глинистой монтмориллонитовой массы.

Под микроскопом монтмориллонит представлен агрегатом чрезвычайно мелких, тонких, часто изогнутых анизотропных пластинок или волокон, находящихся в теснейшей смеси с мельчайшими частичками опала. Цвет слабозеленовато-желтый. Чаще же минерал почти совершенно бесцветный. Крупные пластинки обладают совершенной спайностью, заметным дву-преломлением и сравнительно низким показателем преломления.

Среди монтмориллонитовой массы в значительном количестве присутствуют более крупные зернышки кварца, выделения опала, зерна глауконита, обломки спикул губок, скопления мельчайших шариков марказита и пылевидные его выделения.

Монтмориллонит в глинах Полуночного месторождения находится в тонкодисперсном состоянии. По данным гранулометрического анализа образца глины, сложенной в основном тонкочешуйчатой массой этого минерала, количество частиц размером меньше 0,01 мм составляет 96,6%.

Данные механического анализа глин по методу Сабанина приведены в табл. 23.

Таблица 23

Данные гранулометрического анализа монтмориллонитовых глин (образец 67)

Размер фракций, мм	>0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	<0,01
Количество, %	0,6	0,3	2,5	0,7	1,3	96,6

Многочисленные определения показателей преломления минерала из различных образцов глин иммерсионным методом обнаружили довольно резко колебания этих констант не только для образцов из различных частей месторождения, но и для различных частей штUFFов.

Заметим, что нами была принята во внимание способность минерала довольно быстро впитывать иммерсионные жидкости и менять в связи с этим показатель преломления, поэтому определения производились по возможности быстро.

Полученные нами показатели преломления монтмориллонита колеблются в пределах по N_p от 1,487 до 1,498; по N_g от 1,522 до 1,533.

Полагая, что колебания показателей преломления этого минерала зависят от различного количества адсорбированной им воды (Седлецкий и Юсупова, 1940), мы проверили показатели преломления минерала после высушивания образца при различных температурах. Измерения показателей преломления мельчайших пластинок монтмориллонита из образца 67 в воздушно-сухом состоянии дали следующие результаты: по $N_p = 1,498$; по $N_g = 1,535$. После высушивания образца при 100° показатель преломления минерала изменился: по $N_p = 1,514$ и по $N_g = 1,552$. Наконец, после нагревания его при температуре около 600° были получены следующие данные: по $N_p = 1,518$ и по $N_g = 1,555$.

В целях точной диагностики монтмориллонита в Лаборатории экспериментальной петрографии ИГН АН СССР было проведено термическое исследование ряда образцов из монтмориллонитовых глин. Термические кривые всех исследованных образцов оказались очень сходными между собой. Кривая нагревания типичной монтмориллонитовой глины (обр. 67) Полуночного месторождения изображена на фиг. 9.

Кривая характеризуется тремя типичными для монтмориллонита, ясно выраженными эндотермическими остановками: при температурах 140, 650 и 860°. Эти данные довольно точно совпадают с имеющимися в нашем распоряжении данными Н. И. Горбунова и др. (1947) для других монтмориллонитовых глин. Первая эндотермическая остановка на нашей кривой начинается при температуре 50—60° и имеет минимум на кривой при 140°. Как известно, эта остановка соответствует выделению гигроскопической, непрочно сорбированной (так называемой межпакетной) воды. Вторая эндотермическая остановка с минимумом при 650° начинается около 600°, а третья, с минимумом при 860°, начинается около 830°.

И. И. Гинзбург приводит следующие данные для исследованных им наиболее типичных монтмориллонитов: эндотермический эффект, обусловленный выделением межпакетной воды, отвечает температурным интервалам 125—180°, выделение конституционной воды — интервалу 600—640°; последняя температурная остановка при 800—850° соответствует выделению небольшого остаточного количества конституционной воды и затрате энергии при разрушении решетки минерала.

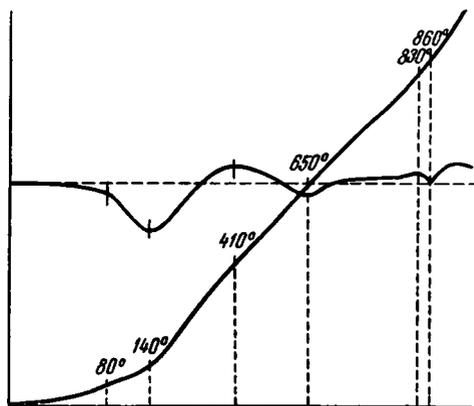
Таким образом, полученные нами данные полностью совпадают с соответствующими данными для ряда типичных образцов монтмориллонита, приводимыми И. И. Гинзбургом (1941), и очень слабо отличаются от данных, полученных Н. И. Горбуновым и др. (1947).

Для более полной характеристики монтмориллонитовой глины (обр. 67) автором был проведен в Лаборатории процессов выветривания ИГН АН СССР при консультации И. И. Гинзбурга опыт обезвоживания минерала по новому скоростному методу количественного фазового анализа Л. Г. Берга (1948, 1949).

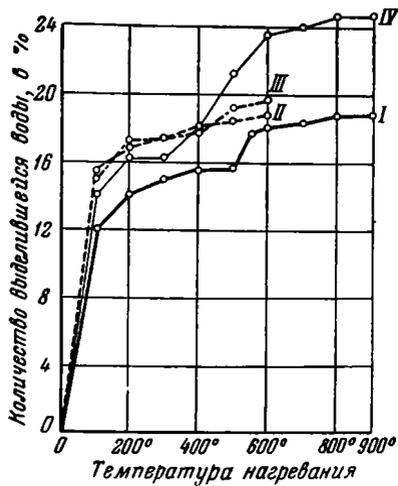
Полученные данные о количестве выделяемой воды при различных температурах от 0 до 900° приведены в табл. 24 в колонке 1. Построенная на основании этих данных кривая обезвоживания, приведенная на фиг. 10 (кривая I), оказалась весьма типичной для монтмориллонита. На ней отчетливо видны все характерные для этого минерала этапы выделения воды.

Как видно из таблицы, в интервале температур от 0 до 100° выделилась вся гигроскопическая вода (11,90%). Новое, уже небольшое количество так называемой межпакетной воды (3,8%), выделилось в интервале температур от 150 до 400°, с небольшой остановкой в пределах от 200 до 250°. В интервале от 500 до 600° выделилась гидроксильная (или конституционная) вода в количестве 2,4%; этот температурный интервал соответствует второй эндотермической остановке на кривой нагревания. Наконец, очень небольшое количество воды (0,46%) выделилось при температуре от 650 до 800°.

Для сравнения полученных данных в табл. 24, в колонках 2, 3 и 4 помещены данные обезвоживания монтмориллонита и бейделлита из других месторождений, приведенные в работе Д. П. Сердюченко (1936) (колонки



Фиг. 9. Кривая нагревания монтмориллонитовой глины.



Фиг. 10. Кривые обезвоживания монтмориллонита. I — из Полуночного месторождения; II — из Губского месторождения; III — из Хамкетинского месторождения; IV — из месторождения Бурановки.

2 и 3) и И. И. Гинзбурга (Гинзбург и Руквишников, 1951) (колонка 4); соответствующие этим данным кривые обезвоживания показаны на фиг. 10 (кривые II, III и IV).

Сравнение обнаруживает общее сходство этих четырех образцов монтмориллонита из различных месторождений Союза. Вместе с тем легко видеть и некоторые особенности в поведении нашего образца. Обращает на себя внимание несколько меньшее содержание в нем гигроскопической воды по сравнению с другими образцами, что может быть объяснено некоторой потерей ее при долгом хранении. Кроме того, наблюдается резкое выделение воды при температуре от 500 до 550°.

В результате произведенного рентгеновского исследования ряда образцов глин Полуночного месторождения было установлено, что в основном все они состоят из вещества, обладающего кри-

Таблица 24

Данные обезвоживания минералов монтмориллонитовой группы из месторождений Полуночного (1), Губского (2), Хамкетинского (3) и Бурановки (4)

Температура нагрева, °C	Количество выделяющейся воды в процентах			
	1	2	3	4
100	11,90	15,42	14,98	14,10
150	0,00	—	—	0,00
200	2,20	1,27	2,02	2,10
250	0,00	—	—	0,00
300	0,90	0,48	0,32	0,10
350	0,60	—	—	0,83
400	0,10	0,54	0,48	0,95
450	0,00	—	—	2,18
500	0,00	0,39	0,50	0,75
550	2,18	—	—	2,08
600	0,22	0,72	0,42	0,38
650	0,00	—	—	0,00
700	0,14	—	—	0,14
750	0,22	—	—	0,36
800	0,10	—	—	0,12
850	0,00	—	—	0,08
900	0,00	—	—	0,00
Итого	18,56	18,82*	18,72	24,27

* В работу Д. П. Сердюченко (1936) вкралась опечатка, вместо 18,82 напечатано 18,62.

сталлической решеткой монтмориллонита, являющейся, впрочем, общей для ряда близких минералов этой группы.

Для рентгеновского анализа, так же как и для спектрального, была отобрана тонкочешуйчатая глинистая масса, по возможности лишенная различных под бинокулярной лупой частичек кварца, опала, слюд, марказита и глауконита.

Съемка производилась нефльтрованным железным излучением с экспозицией в 84 миллиампер-часа в камере диаметром 57,9 мм.

Полученная дебаеграмма характеризуется значительным темным фоном — довольно обычным явлением на дебаеграммах монтмориллонита из глин вследствие чрезвычайно тонкодисперсного состояния его частиц. Некоторая часть вещества представлена, повидимому, аморфной фазой. Это обстоятельство мешает установлению дебаевских колец близ светового пятна рентгеновского снимка, которые, как известно, отвечают наибольшим величинам d , столь характерным для исследуемой группы очень близких минералов. Поэтому возникают некоторые трудности в диагностике минерала и этим точнее методом.

В табл. 25 (колонка 1) приведены цифровые рентгеновские данные для рассмотренной выше дебаеграммы. В колонке 2 этой таблицы для сравнения приведены данные монтмориллонита, исследованного С. М. Юсуповой (1939).

Таблица 25

Межплоскостные расстояния $d(hkl)$ и относительная интенсивность (i) дифракционных линий на дебаеграммах монтмориллонита из месторождений Полуночного (1) и Сулюкты (2)

1		2	
i	$d(hkl)$	i	$d(hkl)$
—	—	Слабые	7,41
Слабые	4,45	—	—
Сильные	4,23	Сильные	4,38
Слабые	4,02	—	—
Слабые	3,17	Средние	3,02
Слабые	2,56	Средние	2,45
—	—	Слабые	1,68
Слабые	1,67	Средние	1,64
Сильные	1,46	Сильные	1,46
Слабые	1,27	Средние	1,27
Средние	1,25	Средние	1,24

Сопоставление рентгеновских данных для монтмориллонита Полуночного месторождения и монтмориллонита месторождения Сулюкты показывает почти полное совпадение величин межплоскостных расстояний их кристаллических решеток, что может служить подтверждением их идентичности. Эти данные хорошо укладываются в тот предел средних колебаний величин межплоскостных расстояний, который наблюдается в монтмориллонитах в зависимости от различного содержания в них воды (Юсупова, 1939, 1940, 1946).

Таким образом, сравнивая кривые нагревания, данные обезвоживания и результаты рентгенометрического анализа, мы приходим к выводу, что одним из основных минералов, слагающих пелитовую массу глин Полуночного месторождения, является монтмориллонит.

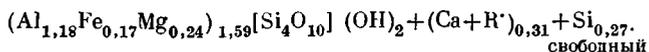
Для характеристики состава монтмориллонита приводим данные химических анализов двух образцов (67 и 112), выполненных химиком-аналитиком П. С. Лазаревич в Центральной химической лаборатории ИГН (табл. 26).

Таблица 26

Химический состав монтмориллонита

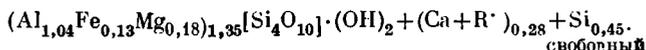
Компоненты	Образец № 67			Образец № 112		
	Весов. %	Молекул. колич.	Атомн. колич.	Весов. %	Молекул. колич.	Атомн. колич.
SiO ₂	62,00	1,032	1,032	65,38	1,089	1,089
Al ₂ O ₃	14,57	0,143	0,286	12,91	0,127	0,254
Fe ₂ O ₃	3,38	0,021	0,042	2,61	0,016	0,032
FeO	0,14	0,002	0,002	1,30	0,017	0,017
MnO	0,10	0,001	0,001	0,40	0,006	0,006
MgO	2,39	0,059	0,059	1,83	0,045	0,045
CaO	1,06	0,020	0,020	1,36	0,024	0,024
Na ₂ O	2,12	0,028	0,056	1,69	0,022	0,044
K ₂ O						
H ₂ O ⁻	8,28	0,461	0,922	6,35	0,352	0,704
H ₂ O ⁺	4,02	0,222	0,444	4,20	0,233	0,466
Сумма	98,06	—	—	98,03	—	—

Данные химических анализов рассчитываем на кристаллохимическую формулу по Россу и Гендриксу (1945). Формула для монтмориллонита (обр. 67) может быть представлена в следующем виде:



В отличие от теоретической формулы сумма оснований равна не 2, а 1,59, что может являться следствием частичного выщелачивания оснований в испытываемом нами образце монтмориллонита. Обращает на себя внимание наличие в образце свободного кремнезема.

Химическая формула другого образца монтмориллонита (обр. 112) имеет следующий вид:



В этом образце, как показывают результаты пересчета, количество оснований снижается до 1,35. Образец также характеризуется большим содержанием свободного кремнезема. Избыток последнего следует отнести за счет присутствия опала и кварца, устанавливаемых под микроскопом.

Данные спектрального анализа шести образцов монтмориллонитовых глин приведены на фиг. 11.

Образцы для анализа взяты из пластов глин, покрывающих и подстилающих рудоносную толщу Полуночного месторождения в различных ее частях. Из этих образцов для спектрального анализа была выделена тонкодисперсная кварц масса монтмориллонита, по возможности не содержащая зерен кварца, глауконита, крупных выделений опала или скоплений марказита.

Таким образом, данные анализа могут до известной степени характеризовать пелитовую массу монтмориллонита этих глин.

Обращает на себя внимание сравнительно большое количество элементов, открытых спектральными анализами в этих образцах, что может быть объяснено большой сорбционной способностью глин.

Нонтронит

Нонтронит среди осадочных образований рудосного горизонта Полуночного месторождения встречается довольно часто, хотя и не образует значительных скоплений. Он постоянно присутствует в кремнисто-железистых прослоях, залегающих на границе двух фаций рудного горизонта и в основании этого горизонта. Часто он присутствует среди карбонатных руд.

В описанном выше (стр. 15) кремнисто-железистом прослоях нонтронит встречается в виде небольших скоплений мелких чешуек, в тесной ассоциации с опалом, халцедоном и гидроокислами железа.

Интересно отметить, что содержание нонтронита в этих железистых прослоях постепенно увеличивается по направлению падения.

Под микроскопом в плотных железисто-кремнистых породах нонтронит наблюдается в виде скоплений мельчайших лейст, заключенных в мелкозернистую халцедоново-опаловую массу.

В подавляющем большинстве исследованных нами образцов нонтронит частично окислен с образованием гидрогётита, причем новообразования гидрогётита расположены обычно в периферических частях сплошных его скоплений. Местами агрегаты тонких чешуек нонтронита цементированы опалом.

В слоистых карбонатных рудах нонтронит образует тончайшие прослойки и линзовидные скопления, вытянутые вдоль плоскостей напластования. Местами он присутствует среди пластов темнозеленых глин, заключающих карбонатные конкреции. Количество нонтронита в карбонатных рудах иногда достигает 15—20%, вследствие чего местами эти руды приобретают характерный зеленовато-бурый цвет. Нередко сплошные скопления нонтронита рассечены серией тонких ветвящихся трещинок, выполненных карбонатами марганца. Местами среди карбонатной массы нонтронит образует отдельные мелкие, различные лишь под микроскопом, почковидные скопления.

Для нонтронитовых скоплений характерно также постоянное присутствие равномерных вкрапленников сульфидов железа.

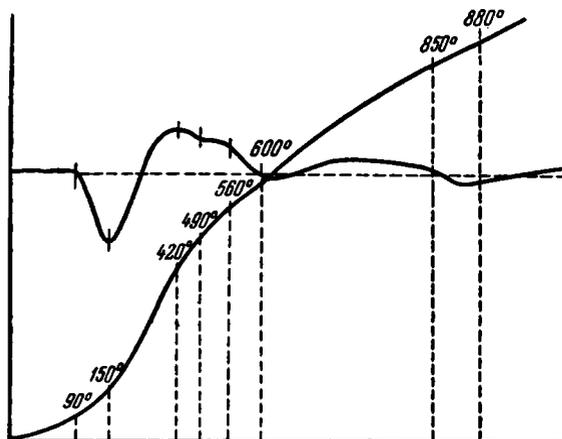
Более или менее чистые разновидности нонтронита обладают зеленоватым или зеленовато-желтым цветом, иногда имеют более густую зеленую окраску. Бурый оттенок, очевидно, обусловлен обохриванием нонтронита.

Элемент	Номера проб					
	1	2	3	4	5	6
Be						
Cu						
Co						
Ni						
Zr						
Ga						
Cr						
V						
Na						
K						
Ba						
Sr						
Ca						
Al						
Mg						
Mn						
Fe						
Ti						
Si						

Фиг. 11. Таблица данных спектрального анализа монтмориллонита.

Проба 1 — светлосерая тонкодисперсная глина, на воздухе быстро покрывается тонкой коркой буроватых налетов гидроокислов железа, образующихся, вероятно, вследствие окисления пылевидных включений марганита и пирита. Проба 2 — глина голубовато-серого цвета. Очень плотная, жирная, содержит очень мало крупного кластического материала. Проба 3 — очень плотная, темная, почти черная глина, с глубины 142 м. Проба 4 — глина зеленовато-серого цвета, очень плотная и тонкодисперсная, с малым количеством крупных частиц, из пласта, покрывающего рудосносный горизонт. Проба 5 — очень плотная глина голубовато-серого цвета, с глубины 78 м. Проба 6 — глина желтовато-серого цвета, очень плотная, из пласта, подстилающего рудосносный горизонт.

Сильно окисленные разности его представлены ржавыми буроватыми корками и рыхлыми порошковатыми охристыми скоплениями.



Фиг. 12. Кривая нагревания нонтронита из Полуночного месторождения.

лось, что по оптическим данным намечается как будто существование двух разностей нонтронита. Чешуйки нонтронита, окрашенные в желтовато-зеленые или буроватые цвета, как показали определения, имеют следующие оптические константы: $N_g = 1,583 \pm 0,002$; $N_p = 1,560 \pm 0,002$; $N_g - N_p = 0,023$. В других образцах подобные же желтовато-зеленые скопления, но сравнительно густо окрашенные, имеют показатели преломления по $N_g = 1,589$, $N_p = 1,564$, $N_g - N_p = 0,024$.

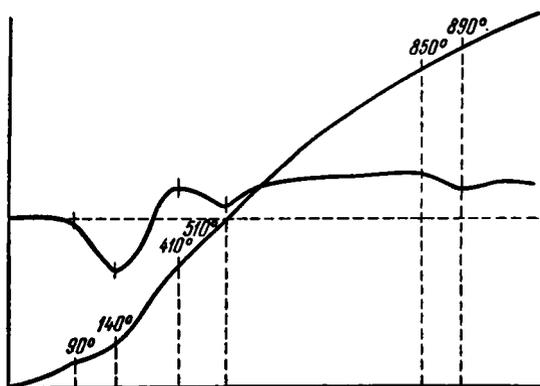
Показатели преломления зеленовато-желтых разностей нонтронита выражаются следующими величинами: $N_g = 1,550 \pm 0,002$; $N_p = 1,526 \pm 0,002$; $N_g - N_p = 0,024$. Среди этих слабо окрашенных нонтронитов встречаются разности, у которых $N_g = 1,559 \pm 0,002$ и $N_p = 1,533 \pm 0,002$; $N_g - N_p = 0,026$.

На кривой нагревания наиболее чистые разности нонтронита (фиг. 12) дают четыре ясно выраженных эндотермических эффекта. Первый эндотермический эффект устанавливается при 150° ; второй эффект, очень слабо выраженный, отвечает температуре 490° , затем следует довольно отчетливо выраженный эндотермический эффект при температуре 600° и, наконец, последний эндотермический эффект наблюдается при $850-880^\circ$.

Из данных И. И. Гинзбурга по обезвоживанию нонтронита известно, что в нонтроните в интервале температур около 100° выделяется адсорбированная вода, составляющая около 75% всего содержания воды в минерале,

Под микроскопом нонтронит наблюдается в виде агрегатов мелких чешуек, образующих волокнистые или спутанно-волокнистые массы. Величина отдельных чешуек редко превышает сотые доли миллиметра. Они обладают зеленовато-желтым цветом и слабо плеохроируют от светложелтого до желтовато-зеленого тонов.

Чешуйки нонтронита имеют прямое погасание и положительное удлинение. Минерал оптически отрицательный. Показатели преломления чешуек нонтронита были измерены иммерсионным методом, причем оказа-



Фиг. 13. Кривая нагревания нонтронита из месторождения Колчино на Южном Урале (по данным И. И. Гинзбурга).

причем главная масса ее удаляется уже при 50°. При температуре 200° выделяются сравнительно небольшие количества цеолитовой воды и, по-видимому, наибольшее ее количество выделяется в интервале температур от 150 до 160°. При 350—450° выделяется конституционная вода (около 3—5%). Таким образом, полученная кривая нагревания полностью соответствует данным типичных образцов нонтронита, исследованных Х. С. Никогосяном (1937). Необходимо лишь отметить, что эндотермические эффекты при 600° и в интервале от 850 до 880°, как указывает И. И. Гинзбург (1946), соответствуют разрушению кристаллической решетки.

Для сравнения на фиг. 13 приведена кривая нагревания нонтронита, полученная И. И. Гинзбургом для типичных образцов этого минерала из месторождения Колчино на Южном Урале. Обращает на себя внимание полное сходство основных черт сравниваемых кривых. Отличие заключается в отсутствии на последней кривой эндотермического эффекта при температуре около 490°, который, как уже упоминалось выше, соответствует выделению сравнительно небольшого количества остаточной воды и обычно невелик.

Таблица 27

Данные спектрального анализа нонтронита

Элементы	Интенсивность линий		
	1	2	3
Be	Ничт. следы	—	—
Cu	—	—	Слабые +
Mo	Ничт. следы	Следы	Следы
Co	Ничт. следы	Следы	Ничт. следы
Ni	Ничт. следы	Слабые	Слабые
Cr	Ничт. следы	Слабые	Оч. слабые
V	Ничт. следы	Слабые	Оч. слабые
Na	Следы	Ничт. следы	—
K	Ничт. следы	Следы	—
Ba	Следы	Ничт. следы	—
Ca	Средние	Слабые	Сильные
Al	Средние	Сильные	Средние
Mg	Сильные	Средние	Оч. сильные
Mn	Средние	Слабые	Сильные
Fe	Оч. сильные	Сильные	Оч. сильные
Ti	Выше средних	Оч. слабые	Оч. слабые
Si	Оч. сильные	Сильные	Оч. сильные
Sn	—	—	Слабые

1 — зеленовато-бурая разновидность нонтронита из толщи карбонатных руд, подстилающих рудовосный горизонт.

2 — серовато-зеленый нонтронит из глин.

3 — нонтронит зеленовато-бурого цвета из кремнисто-железистого прослоя.

Данные спектрального анализа образцов нонтронита, тщательно отобранного из мелких скоплений этого минерала в толще карбонатных руд и глинистых образований, а также из скоплений этого минерала в кремнисто-железистых прослоях, приведены в табл. 27.

Эти данные свидетельствуют о довольно близком сходстве состава исследуемых образцов между собой.

VI. ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ СКОРОСТНОГО МЕТОДА КОЛИЧЕСТВЕННОГО ФАЗОВОГО АНАЛИЗА К ИССЛЕДОВАНИЮ МИНЕРАЛОВ: ВЕРНАДИТА, ПИРОЛЮЗИТА, МАНГАНИТА И МОНТМОРИЛЛОНИТА

Для более детального изучения минерального состава сплошных рудных масс, сложенных гидроксидами марганца, наряду с рентгеновским и другими методами исследования большое значение имеет количественный фазовый анализ, позволяющий определить общее количество воды и потери ее при разных температурах, а также количество выделившегося кислорода. Для этой цели мы использовали новый скоростной метод количественного фазового анализа, разработанный Л. Г. Бергом (1948, 1949). Схема аппарата Л. Г. Берга, сконструированного в Лаборатории процессов выветривания ИГиН АН СССР, показана на фиг. 14.

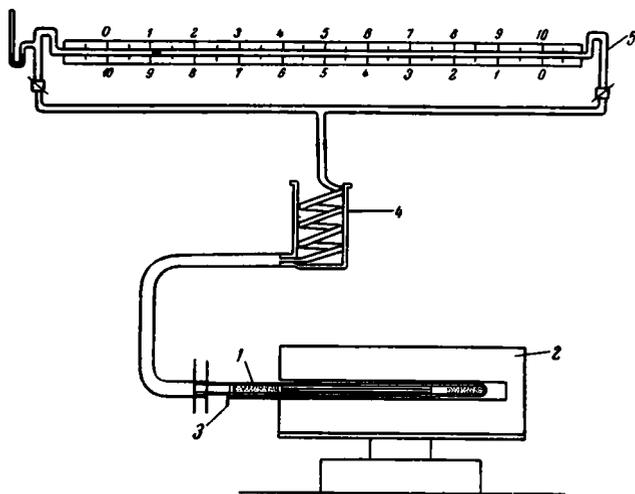
Большим преимуществом этого метода является то, что он позволяет производить исследования вещества в очень небольших навесках (сотые доли грамма). Поэтому материал для анализа нами мог быть отобран путем высверливания под микроскопом из мономинеральных участков полированных шлифов.

Исследования проводились в Лаборатории процессов выветривания ИГиН АН СССР. Нами были определены количества выделявшейся воды при различных температурах в нескольких образцах вернадита из Полуночного и Кусимовского (Южный Урал) месторождений. Сравнение полученных результатов по определению содержания воды с данными химического анализа показало достаточную точность этого метода.

Соответствующие данные по потере воды при различных температурах нагрева были получены также для пиролюзита, манганита и монтмориллонита и изображены в виде соответствующих кривых обезвоживания. Кроме того, с помощью этого аппарата было определено количество выделившегося кислорода при разложении вернадита и пиролюзита, нагретых до температуры 1100—1200°. Таким образом, на построенных соответствующих кривых получены характерные точки превращения вещества. Некоторые продукты, получившиеся при соответствующих температурах диссоциации исследованных минералов, были подвергнуты микроскопическому и рентгеновскому исследованию, что впервые позволило познать явления превращения марганцевых минералов при высоких температурах. Таким путем было установлено, что при нагревании вернадита при температуре около 1000° он переходит в гаусманит, затем, при дальнейшем нагревании, около 1150°, — в манганозит и, наконец, около 1200° — в родонит. Такие же превращения претерпевает при нагревании и пиролюзит.

Остановимся на методике исследования вещества.

Навеска испытуемого вещества весом от десятых долей миллиграмма до 0,35 г, заключенная в небольшую кварцевую пробирку (размером $3,4 \times 40$ мм), помещалась в реакционный сосуд (фиг. 14, 1), представляющий собой трубку из кварцевого стекла, запаянную с одного конца, с внутренним диаметром 0,8 см и длиной 20 см. Эта трубка вместе с навеской вводилась затем в горизонтальную трубчатую муфельную печь (2); одновременно вводилась и термопара (3), соединенная с милливольтметром для измерения температуры в печи. Реакционный сосуд соединен тонкой резиновой трубкой со стеклянным змеевиком, помещенным в сосуд с холодной водой (4), а затем с газовой бюреткой (5). Газовая бюретка,



Фиг. 14. Схема аппарата Л. Г. Берга для скоростного метода количественного фазового анализа.

1 — реакционный сосуд; 2 — муфельная печь; 3 — термопара;
4 — змеевик; 5 — газовая бюретка.

сконструированная по принципу газового термометра, представляет собой горизонтальную трубку сложной конфигурации, длиной около 60 см, с внутренним диаметром в 0,4 см. Внутри ее помещается капля ртути. При поступлении газа в любой из концов бюретки капля ртути перемещается, давая возможность наблюдать за динамикой процесса. Благодаря малому внутреннему объему трубки, удастся проводить очень точный отсчет поступающего газа по обычной миллиметровой шкале, расположенной позади стеклянной трубки.

Для измерения любых объемов газа к бюретке присоединены два трехходовых крана. Это позволяет направлять выделившийся газ вначале в один, а затем в другой конец бюретки. Когда капля ртути, передвигаясь в один конец, дойдет до последнего деления шкалы, краны переключаются; газ начинает поступать в бюретку с другого конца, а капля ртути — передвигаться в другую сторону. Затем краны вновь переключают и т. д. Таким путем представляется возможность измерить любые количества газа. Объем водяного пара, выделяющегося при нагревании образца, не может быть измерен непосредственно, вследствие его конденсации. Поэтому выделяющиеся газы пропускаются через зернистый гидрид кальция (CaH_2), помещенный в трубочке непосредственно у входа из печи. В результате реакции между гидридом кальция и водой выделяется соответствующий объем водорода, который и замеряется аппаратом, а затем рассчитывается на содержание воды.

Таким образом, метод позволяет определить содержание нескольких фаз из одной сравнительно небольшой навески. Это основано на практической неизменности температур диссоциации различных веществ, независимо от того, находятся ли они в чистом виде или в смеси.

В результате быстро протекающей реакции: $\text{CaH}_2 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{Ca}(\text{OH})_2 + 2\text{H}_2$ выделяется эквивалентный объем водорода, который измеряется в газовой бюретке. Замеры выделяющегося газа производятся через каждые 50° нагрева. Расчет процентного содержания воды производим по следующей формуле:

$$V'_0 = \frac{P \cdot V_{\text{зам}} \cdot T}{P_0(T + t)}; \quad \text{H}_2\text{O} = \frac{(V'_0 - V_0) \cdot M}{q \cdot 100} \%,$$

где V'_0 — истинный объем газа, приведенный к нормальной температуре и давлению;

$V_{\text{зам}}$ — замеренный объем газа;

V_0 — вредный объем газа¹;

P — атмосферное давление в момент опыта;

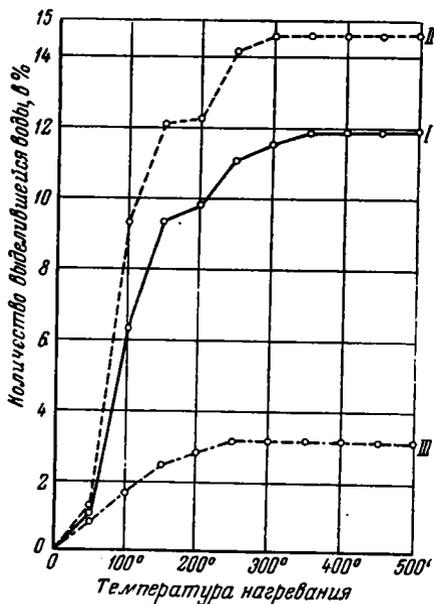
P_0 — нормальное атмосферное давление, равное 760 мм;

T — абсолютная температура, равная 273° ;

t — температура воздуха около бюретки;

M — молекулярный вес искомого вещества для $\text{H} = 0,8059$ г/л и $\text{O} = 1,4292$ г/л;

q — вес навески испытуемого вещества в граммах.



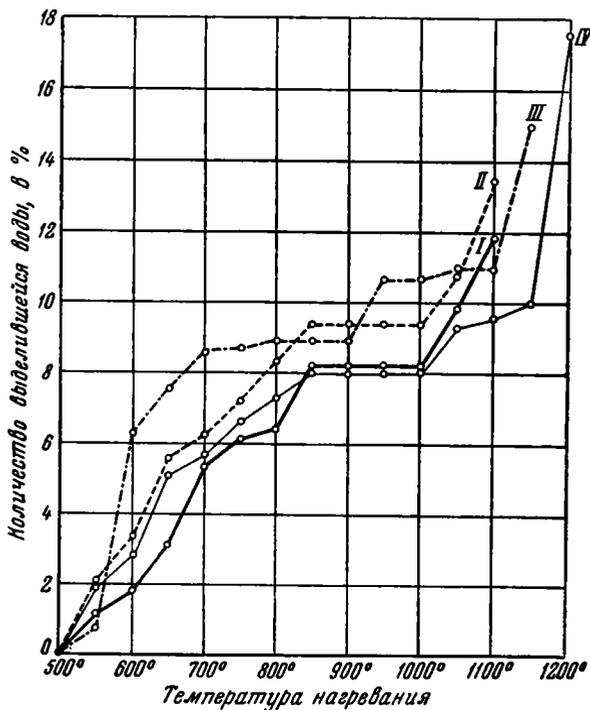
Фиг. 15. Кривые обезвоживания.

I — вернадит из Полуночного месторождения; II — вернадит из Кусимовского месторождения; III — пиролюзит из Полуночного месторождения.

Кривые обезвоживания вернадита из Полуночного и Кусимовского месторождений оказались совершенно аналогичными. На кривых ясно выражено постепенное выделение всей воды до температуры 300° , причем

¹ Вредный объем соответствует расширению газа при нагревании в реакционном сосуде и вычисляется заранее контрольными опытами для различных температур.

наибольшее ее количество выделяется в интервале от 50 до 100°, несколько меньшее — от 100 до 150°. В интервале 150—200° выделение воды почти не происходит. Таким образом, можно считать, что до температуры 150° выделилась вся молекулярная вода. В интервале от 200 до 350° выделяется гидроксил $[OH]^{-}$. Кривая обезвоживания пиролюзита (фиг. 15, кривая III) несколько отличается от кривых, полученных для вернадита; здесь вместо резких скачков наблюдается постепенное выделение воды, заканчивающееся при температуре около 250°. В интервале от



Фиг. 16. Кривые выделения кислорода при различных температурах.

I — для вернадита из Полуночного месторождения; II — для вернадита из Кусимовского месторождения; III — для пиролюзита из Полуночного месторождения; IV — для вернадита из Полуночного месторождения.

250 до 500° никаких изменений в минерале не происходит и кривая имеет вид горизонтальной линии. При температуре 500—550° начинается выделение кислорода, особенно в интервале 550—600° (фиг. 16, кривая III). Затем при температуре 600—700° количество выделяющегося кислорода заметно уменьшается. В интервале от 700 до 900° наблюдается лишь очень слабое изменение объема, что соответствует эндотермическому эффекту превращения пиролюзита в кубическую модификацию β -браунита. Далее, при температуре 900—950°, наблюдается заметное выделение кислорода, что соответствует второму эндотермическому эффекту, точно отвечающему переходу браунита в гаусманит. В интервале температур 1100—1150° заметно резкое увеличение выделения кислорода, в связи с распадом Mn_3O_4 и образованием MnO .

Общее количество выделившегося активного кислорода при нагревании пиролюзита на всем исследованном интервале температур от 500 до 1150° составляет 14,8%. По данным химического анализа Чигатурских пиролю-

Данные о количестве выделившейся воды (колонка 6) и кислорода (колонка 8) при нагревании вернадита из Полуночного месторождения

Температура нагревания, °С	V_0'	V_0	$V_0' - V_0$		Колич. выдел. воды, мг	Колич. выдел. воды, %	Колич. выдел. кислорода, мг	Колич. выдел. кислорода, %
1	2	3	4		5	6	7	8
50	0,45	0,0072	0,44		356,17	1,02		
100	3,20	0,31	2,89		2223,56	6,42		
150	4,46	0,43	4,03		3240,12	9,36		
200	4,89	0,64	4,25		3417,00	9,87		
250	5,47	0,73	4,74		3710,96	11,01		
300	5,75	0,80	4,95		3979,80	11,50		
350	5,82	0,80	5,02		4090,25	11,80		
400	5,96	0,94	5,02		4090,25	11,80		
450	5,96	0,94	5,02		4090,25	11,80		
500	5,96	0,94	5,02		4090,25	11,80		
550	6,57	1,05	5,52	0,50			714,5	2,06
600	6,91	1,07	5,84	0,82			1171,78	3,40
650	7,55	1,18	6,37	1,35			1929,15	5,57
700	7,72	1,20	6,52	1,50			2143,50	6,20
750	7,87	1,20	6,67	1,65			2477,85	7,15
800	8,30	1,27	7,03	2,01			2872,29	8,3
850	8,56	1,29	7,27	2,25			3215,25	9,3
900	8,56	1,29	7,27	2,25			3215,25	9,3
950	8,56	1,29	7,27	2,25			3215,25	9,3
1000	8,56	1,29	7,27	2,25			3215,25	9,3
1050	8,90	1,29	7,61	2,59			3701,11	10,7
1100	9,46	1,29	8,17	3,15			4601,35	13,3

V_0' — истинный объем газа, приведенный к нормальной температуре и давлению.
 V_0 — вредный объем газа.

зитовых руд, приведенным Е. Я. Роде (1949), количество активного кислорода в них колеблется в пределах от 14,2 до 16,98%. Таким образом, определение активного кислорода методом Берга вполне совпадает с определением его химическим путем.

Кривые, характеризующие количество выделившегося кислорода при нагревании вернадита (фиг. 16), отличаются более плавным его выделением. Интервалы перехода одних модификаций в другие несколько смещены в область низких температур. Например, интервал существования гаусманита на пиролюзитовой кривой определяется температурами от 950 до 1100°, а для вернадита он находится в пределах от 850 до 1000°. Промежутки от 1000 до 1150° соответствует манганозиту, а 1150—1200° — родониту. Причина резкого увеличения объема выделившегося газа при температуре 1150—1200°, условно пересчитанного на кислород, не вполне ясна, так как образование родонита происходит за счет кремнезема кварцевой трубки по формуле $MnO + SiO_2 = MnSiO_3$ и не сопровождается выделением кислорода. Таким образом, замеренное увеличение объема газа произошло, вероятно, за счет роста кристаллов родонита, величина которых иногда достигает в длину 5—6 мм (табл. XXIV, фото 56).

Данные о количестве выделившейся воды (колонка 6) и кислорода (колонка 8) при нагревании вернадита из Кусимовского месторождения (Южный Урал)

Температура нагревания, °С	V_0'	V_0	$V_0' - V_0$		Колич. выдел. воды, мг	Колич. выдел. воды, %	Колич. выдел. кислорода, мг	Колич. выдел. кислорода, %
1	2	3	4		5	6	7	8
50	0,57	0,0072	0,563		452,65	1,30		
100	4,49	0,31	4,18		3260,72	9,42		
150	5,61	0,43	5,18		4164,72	12,03		
200	5,90	0,64	5,26		4229,04	12,22		
250	6,80	0,73	6,07		4880,28	14,10		
300	7,09	0,80	6,29		5016,96	14,50		
350	7,09	0,80	6,29		5016,96	14,50		
400	7,23	0,94	6,29		5016,96	14,50		
450	7,23	0,94	6,29		5016,96	14,50		
500	7,23	0,94	6,29		5016,96	14,50		
550	7,79	1,05	6,74	0,45			643,05	1,86
600	7,81	1,07	6,74	0,45			643,05	1,86
650	8,23	1,18	7,05	0,76			1086,04	3,11
700	8,80	1,20	7,60	1,31			1871,99	5,41
750	8,97	1,20	7,77	1,48			2114,92	6,10
800	9,11	1,27	7,84	1,55			2214,95	6,40
850	9,57	1,29	8,28	1,99			2843,71	8,21
900	9,57	1,29	8,28	1,99			2843,71	8,21
950	9,57	1,29	8,28	1,99			2843,71	8,21
1000	9,57	1,29	8,28	1,99			2843,71	8,21
1050	9,94	1,29	8,65	2,36			3372,44	9,74
1100	10,43	1,29	9,14	2,85			4072,65	11,77

V_0' — истинный объем газа, приведенный к нормальной температуре и давлению.
 V_0 — вредный объем газа.

Для точного определения различных соединений, полученных в результате нагревания вернадита и пиролюзита, нами были произведены рентгенометрические исследования. В табл. 32 даны межплоскостные расстояния и относительная интенсивность диффракционных линий на дебаеграммах гаусманита, полученного при нагревании вернадита и пиролюзита до температуры 1000°.

В табл. 33 приведены данные рентгеновского исследования манганозита, полученного путем нагревания вернадита до температуры 1100° и пиролюзита до температуры 1150°; наконец, в табл. 34 — межплоскостные расстояния и относительная интенсивность диффракционных линий для родонита, полученного путем нагревания вернадита при температуре около 1200°. Для сравнения рентгеновских данных, полученных для искусственного родонита, с природным родонитом нами были сделаны рентгенограммы для родонита из Седельниковского месторождения (Средний Урал), принятого нами за эталон.

Сравнивая данные спектрального анализа вернадита до нагревания с соответствующими данными для гаусманита, манганозита и родонита, образовавшихся в результате нагревания, убеждаемся, что существенной

Таблица 30

Данные определения содержания кислорода в вернадите из Полуночного месторождения

Температура нагревания, °С	V_0'	V_0	$V_0' - V_0$	Содержание кислорода, мг	Содержание кислорода, %
550	1,50	1,04	0,46	667,34	1,93
600	1,75	1,05	0,70	1000,30	2,89
650	2,30	1,07	1,23	1757,67	5,09
700	2,55	1,18	1,37	1957,73	5,66
750	2,79	1,20	1,59	2272,1	6,57
800	2,95	1,20	1,75	2490,75	7,22
850	3,25	1,27	1,98	2829,42	8,17
900	3,25	1,27	1,98	2829,42	8,17
950	3,25	1,27	1,98	2829,42	8,17
1000	3,25	1,27	1,98	2829,42	8,17
1050	3,60	1,36	2,24	3200,9	9,25
1100	3,72	1,41	2,31	3300,99	9,54
1150	3,84	1,43	2,41	3443,89	9,95
1200	4,21	—	4,21	6016,09	17,36

V_0' — истинный объем газа, приведенный к нормальной температуре и давлению.

V_0 — вредный объем газа.

Таблица 31

Данные о количестве выделившейся воды и кислорода при нагревании пиролизита, содержащего H_2O

Температура нагревания, °С	$V_0' - V_0$		Колич. выдел. воды, мг	Колич. выдел. воды, %	Колич. выдел. кислорода, мг	Колич. выдел. кислорода, %
1	2		3	4	5	6
50		0,28	225,12	0,94		
100		0,54	434,16	1,82		
150		0,73	586,92	2,46		
200		0,84	675,36	2,87		
250		0,93	744,72	3,17		
300		0,95	763,80	3,20		
350		0,95	763,80	3,20		
400		0,95	763,80	3,20		
450		0,95	763,80	3,20		
500		0,95	763,80	3,20		
550	1,08	0,13			185,77	0,78
600	2,00	1,05			1500,45	6,30
650	2,23	1,28			1831,12	7,57
700	2,38	1,43			2043,47	8,58
750	2,38	1,43			2043,47	8,58
800	2,42	1,47			2100,63	8,82
850	2,43	1,48			2114,92	8,88
900	2,43	1,48			2114,92	8,88
950	2,72	1,77			2529,33	10,62
1000	2,72	1,77			2529,33	10,62
1050	2,77	1,82			2600,78	10,90
1100	2,77	1,82			2600,78	10,90
1150	3,42	2,47			3529,63	14,83

Межплоскостные расстояния $d(hkl)$ и относительная интенсивность (i) дифракционных линий на дебаграммах гаусманита

1		2		3	
i	$d(hkl)$	i	$d(hkl)$	i	$d(hkl)$
2	4,846	2	4,846	—	—
4	3,061	4	3,069	8	3,07
2	2,880	—	—	4	2,85
9	2,746	9	2,759	10	2,73
10	2,473	10	2,478	10	2,45
5	2,344	5	2,348	6	2,33
5	2,031	5	2,028	7	2,025
1	1,823	2	1,818	1	1,815
4	1,751	4	1,788	6	1,77
1	1,695	2	1,695	6	1,685
1	1,656	—	—	—	—
1	1,636	2	1,641	6	1,625
8	1,574	9	1,573	8	1,56
10	1,539	10	1,537	9	1,53
5	1,438	5	1,440	6	1,427
1	1,346	1	1,348	2	1,33
2	1,276	2	1,276	4	1,265
2	1,229	1	1,231	2	1,224
1	1,191	1	1,193	4	1,185
1	1,177	1	1,179	—	—
5	1,123	2	1,124	4	1,115
1	1,098	1	1,098	—	—
4	1,083	2	1,088	4	1,076
2	1,064	—	—	2	1,055

1 — гаусманит, полученный после нагревания пиролюзита до 1000°.

2 — гаусманит, полученный после нагревания вернадита до 1000°.

3 — эталон гаусманита.

Таблица 33

Межплоскостные расстояния $d(hkl)$ и относительная интенсивность (i) дифракционных линий на дебаграммах манганозита

1		2		3		4	
i	$d(hkl)$	i	$d(hkl)$	i	$d(hkl)$	i	$d(hkl)$
2	4,095	—	—	—	—	—	—
1	3,627	2	3,638	—	—	—	—
2	3,353	1	3,372	—	—	—	—
—	—	1	3,317	—	—	—	—
2	2,968	—	—	—	—	—	—
—	—	2	2,887	—	—	—	—
10	2,568	10	2,568	10	2,568	—	2,56
2	2,468	2	2,473	2	2,473	—	—
2	2,375	2	2,380	2	2,380	—	—
9	2,224	9	2,224	9	2,224	10	2,22

Таблица 33 (окончание)

1		2		3		4	
i	d (hkl)	i	d (hkl)	i	d (hkl)	i	d (hkl)
2	1,810	3	1,823	3	1,823	—	—
2	1,734	2	1,732	2	1,732	—	—
10	1,574	10	1,574	10	1,574	9	1,57
5	1,344	5	1,348	5	1,348	5	1,339
5	1,286	5	1,285	5	1,285	5	1,281
5	1,113	5	1,114	5	1,114	3	1,110
—	—	—	—	—	—	5	0,994

- 1 — манганозит, полученный после нагревания вернадита из месторождения Полуночного до 1100°C.
 2 — манганозит, полученный после нагревания вернадита из месторождения Кусимово до 1100°C.
 3 — манганозит, полученный после нагревания пиролюзита до 1150°C.
 4 — эталон искусственного манганозита.

Таблица 34

Межплоскостные расстояния d (hkl) и относительная интенсивность (i) дифракционных линий на дебаеграммах родонита

1		2		1		2	
i	d (hkl)						
1	3,709	1	3,697	2	1,989	—	—
2	3,571	—	—	3	1,906	3	1,906
2	3,343	2	3,324	1	1,870	1	1,878
1	3,151	—	—	1	1,833	1	1,833
2	3,077	2	3,061	1	1,728	1	1,728
10	2,959	10	2,930	5	1,695	6	1,695
1	2,894	—	—	1	1,670	1	1,672
9	2,772	9	2,759	1	1,614	1	1,613
6	2,596	5	2,602	2	1,594	2	1,591
2	2,519	2	2,514	8	1,552	9	1,552
2	2,423	—	—	5	1,482	5	1,479
5	2,220	5	2,236	10	1,433	10	1,434
6	2,188	6	2,180	2	1,296	2	1,290
2	2,135	—	—	5	1,079	5	1,080
2	2,078	2	2,068				

- 1 — родонит, полученный нагреванием вернадита в кварцевой трубке до 1200°.
 2 — родонит из Седельниковского месторождения (Средний Урал).

разницы в их составе не наблюдается, за исключением родонита, в котором содержание кремнезема значительно увеличивается за счет материала кварцевой трубочки, в которой испытывалось вещество.

В химическом составе пиролюзита до нагревания и после нагревания, по данным спектрального анализа, сколько-нибудь заметных изменений не наблюдается.

VII. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВАЖНЕЙШИХ ЭЛЕМЕНТОВ В РУДАХ

Для характеристики поведения некоторых элементов в различных фациях марганцевосных осадков месторождения в нашем распоряжении имелись данные химических анализов средних проб, штуфов и отдельных минералов, а также данные спектральных анализов.

Все эти данные, подкрепленные точным минералогическим изучением различных типов руд под микроскопом, позволяют наметить общие черты приуроченности некоторых элементов к разным фациям рудоносных осадочных образований.

Характерными элементами в месторождении являются: Mn, Fe, P, S, Si, Al, Mg, Ca, K, Na, а также C и H. Некоторый интерес с точки зрения нахождения их в рудах осадочного происхождения представляют следующие элементы, присутствующие в совершенно незначительных количествах: Ba, Pb, Cu, Ni, Co, Sr, Mo, As, Ti.

М а р г а н е ц. Прежде всего необходимо указать, что содержание марганца в рудах по мере перехода фации пирролюзитовых руд в фацию манганитовых и затем карбонатных руд падает. В минералах различных фаций Полуночного месторождения марганец находится в виде ионов неодинаковой валентности. Минеральные образования, возникшие близ береговой линии и слагающие фацию первично-пирролюзитовых руд, содержат марганец почти исключительно в форме четырехвалентных ионов. Минералы марганца, возникшие в фации манганитовых руд, содержат марганец в форме четырехвалентных и двухвалентных ионов.

Более глубоководные образования, слагающие фацию карбонатных (родохрозитовых) руд месторождения, содержат марганец исключительно в виде двухвалентного марганца.

Таким образом, в марганцевосных осадках по мере удаления от береговой линии, т. е. по мере падения окислительного потенциала, двухвалентные ионы марганца принимают все большее и большее участие. В родохрозитовых рудах, образующихся в условиях, для которых характерно разложение органического вещества и сероводородное брожение уже при явном недостатке кислорода, исключительно распространены соединения двухвалентного марганца.

Что касается окисленных руд Полуночного месторождения, то, как и во всех марганцевых рудах зоны окисления, образующихся за счет разложения соединений низших окислов марганца в условиях полного доступа кислорода, в них преобладают соединения высших окислов четырехвалентного марганца (пирролюзит, псиломелан, вернадит, рансьеит).

Ж е л е з о в марганцевых рудах Полуночного месторождения обычно присутствует в очень незначительном количестве, и лишь изредка содержание его несколько возрастает. Встречается железо в виде гётита,

лепидокрокита и гидрогётита, которые находятся в тесной ассоциации с опалом и халцедоном. Существенно железистыми являются два тонких прослоя, подстилающих и покрывающих пачки первично-окисных руд. В карбонатных рудах железо находится в аксессуарных сульфидах (пирите, марказите и мельниковите). Частично железо в трехвалентной форме входит в состав глауконита.

В окисленных рудах железо присутствует в основном в виде отдельных небольших скоплений лимонита, образовавшихся за счет окисления пирита и марказита.

Необходимо подчеркнуть, что сколько-нибудь значительные концентрации железа в пределах марганцевидного горизонта Полуночного месторождения локализуются обособленно. Это явление установлено и для других осадочных месторождений марганца.

Ф о с ф о р является главнейшей вредной примесью, влияющей на металлургические качества руды. Здесь ограничимся кратким замечанием, что содержание фосфора в различных фациях марганцевых руд месторождения далеко не одинаково: в первично-окисных рудах фосфор присутствует в наименьших количествах, в манганитовой фации содержание фосфора несколько увеличивается и, наконец, наибольшее его содержание наблюдается в карбонатных рудах. Таким образом, по мере удаления от береговой линии содержание фосфора закономерно увеличивается.

С е р а в основном связана с пиритом и марказитом. Наибольшее ее содержание наблюдается в карбонатных конкреционных рудах, которые в значительной степени обогащены сульфидами железа. В несколько меньших количествах сера присутствует в карбонатных слоистых рудах. В первично-окисных рудах содержание серы очень небольшое. Наконец, наименьшее ее содержание приходится на окисленные руды.

Как известно, пирит в условиях свободного доступа кислорода довольно легко окисляется, превращаясь последовательно в сульфаты закиси и затем окиси железа. В нейтральных или слабо кислых растворах сульфат окиси железа неустойчив и, гидролизуясь, дает свободную серную кислоту и гидроокислы железа.

К р е м н и й входит в состав опала, халцедона и монтмориллонита, широко распространенных в месторождении в виде самостоятельных скоплений. Содержание кремнезема в первично-окисных рудах обусловлено главным образом присутствием кварца в виде кластического материала, распространенного среди рудного вещества. В незначительных количествах в этих рудах кремнезем присутствует в форме опала и халцедона.

В слоистых карбонатных рудах кремнезем преимущественно представлен опалом и халцедоном, образующими тонкие прослойки и неправильной формы выделения, а в несколько меньших количествах — и кварцем.

Наиболее богаты кремнеземом конкреционные карбонатные руды. Присутствует кремнезем здесь также в форме опала и отчасти халцедона, являющихся цементирующим веществом карбонатных конкреций. Часто опал образует довольно крупные сферические стяжения.

В окисленных кусково-пористых рудах, образовавшихся в основном за счет конкреционных карбонатных руд, содержание кремнезема также значительное.

А л ю м и н и й присутствует главным образом за счет монтмориллонита, а также полевых шпатов, обломки которых постоянно имеются в марганцевых рудах месторождения. В первично-окисных рудах содержание алюминия невысокое. В карбонатных рудах, особенно слоистых, обогащенных глинистым материалом, количество алюминия повышается,

причем содержание его резко падает в конкреционных карбонатных рудах. В кусково-пористых окисленных рудах количество его обычно колеблется в пределах, отвечающих содержанию его в карбонатных рудах.

Магний — один из характерных элементов карбонатных руд, хотя содержание окиси магния в них и невысокое. Магний в карбонатных рудах входит в состав карбонатов, повидимому, в виде изоморфной примеси. Количество магния в окисленных рудах примерно отвечает содержанию его в карбонатных рудах. Наименьшим и крайне незначительным содержанием магния характеризуются первично-окисные руды.

Кальций в основном присутствует в карбонатных рудах и лишь в незначительном количестве встречается в первично-окисных рудах. При этом содержание окиси кальция в карбонатных рудах, где он связан с родохрозитом, довольно высокое, в окисленных же разностях резко падает. В первично-окисных рудах кальций обнаруживается в крайне ничтожных количествах или вообще отсутствует.

Таким образом, наблюдается увеличение содержания окиси кальция по падению рудной толщи, т. е. так же, как и фосфора, по мере удаления от береговой линии.

Щелочи находятся в прямой зависимости прежде всего от содержания в рудах глауконита, в состав которого они главным образом входят. Наибольшее количество щелочей отмечено для слоистых карбонатных руд, в которых содержание глауконита часто довольно высокое. В конкреционных карбонатных рудах щелочи, как и глауконит, присутствуют в значительно меньших количествах. В первичных окисных рудах щелочи содержатся в ничтожных количествах; здесь они приурочены главным образом к манганитовой фации.

Барий в заметных количествах присутствует в первично-окисных рудах, входя в состав псиломелана; он установлен также в окисленных рудах, приуроченных к поверхностным частям месторождения. Весьма возможно, что значительная часть его входит в состав бариевого псиломелана.

Спектральными анализами присутствие бария устанавливается также в рудах других фаций — манганитовой и карбонатной.

Свинец встречается очень редко и в чрезвычайно незначительных количествах. Присутствие его в осадочных месторождениях в количестве сотых и тысячных долей процента — довольно обычное явление. В рудах Чиатурского месторождения содержание окиси свинца составляет тысячные и сотые доли процента.

Медь в марганцевых рудах Полуночного месторождения обнаружена во всех типах в количествах, выражающихся линиями слабой интенсивности. Присутствие меди в месторождениях марганца осадочного происхождения, тем более в таких незначительных количествах, не является редкостью.

Как известно, адсорбция меди окислами марганца доказана рядом опытов. Известны также богатые медью псиломеланы — лампадиты.

Никель встречается во всей рудной массе в адсорбированном виде; он неравномерно распределен как в горизонтальных, так и в вертикальных разрезах.

Спектроскопически в виде следов и линий слабой интенсивности никель обнаружен в окисных, карбонатных и окисленных рудах.

Кобальт, подобно никелю, находится также в теснейшей связи с окислами марганца.

По данным И. И. Гинзбурга (Аносов и Гинзбург, 1938; Гинзбург и Рукавишникова, 1951), никель и кобальт, имеющие близкие величины RH , занимают промежуточное положение между началом выпадения

$Mn(OH)_4$ и $Mn(OH)_2$. Значительные колебания величин рН для марганца, а также положительный заряд гелей $Ni(OH)_2$ и $Co(OH)_2$ и отрицательный заряд $Mn(OH)_4$ делают возможным совместное выпадение этих элементов с гидроокислами марганца и адсорбцию этих элементов окислами марганца.

Стронций по спектральным анализам установлен в месторождении в ничтожных количествах, очевидно в виде изоморфной примеси, главным образом в карбонатных рудах.

Молибден в рудах Полуночного месторождения был установлен лишь спектроскопически в скоплениях гидроокислов железа среди окисленных руд. Обнаруживается он также в вернадите и манганите и, кроме того, в опале и халцедоне в прослое кремнисто-железистой породы.

Мышьяк в наибольшем количестве, в виде линий сильных и выше средней интенсивности, установлен спектроскопически в пирите из карбонатных руд. В виде следов он находится в пиролюзите и вернадите.

По данным Гольдшмидта, в осадочных породах обогащение мышьяком, наряду с обычным выпадением его с гидратами окиси железа, в гораздо большей степени связано с сульфидами железа. Так, например, оолитовые серноколчеданные образования некоторых железных руд содержат более 0,3% As. Мышьяк в пирите из карбонатных руд Никопольского месторождения присутствует в количествах, определяемых спектроскопически линиями сильной интенсивности. Таким образом, связь мышьяка с сульфидами железа в рудах осадочных месторождений марганца представляется распространенным явлением.

Титан присутствует во всех типах руд в чрезвычайно незначительных количествах. Этот элемент, повидимому, связан с обломочными зернами рутила и ильменита, устанавливаемыми под микроскопом среди кластического материала.

Углерод входит главным образом в состав карбонатов марганца. Содержание углекислоты в карбонатных осадках нередко достигает 35%.

Водород в минералах Полуночного месторождения присутствует как в виде электрически нейтральной молекулы H_2O , так и в виде иона $[OH]^{1-}$ -гидроксила. В первичных рудах $[OH]^{1-}$ входит в состав манганита. Некоторые количества его наряду с H_2O заключаются также в монтмориллоните и вернадите, псиломелане и гидроокислах железа. Вода как составная часть минералов присутствует также в опале, широко распространенном в месторождении.

Подводя итог характеристике распределения некоторых химических элементов в различных фациях марганцевых руд Полуночного месторождения, можно отметить следующие особенности.

1. В фации пиролюзитовых руд наблюдается явное обогащение четырехвалентным марганцем и барием. Фосфор в этой фации присутствует сравнительно в небольших количествах. Крайне незначительную роль играет кальций.

2. В фации манганитовых руд марганец содержится частично уже в двухвалентной форме. Количество фосфора в рудах заметно увеличивается. Наблюдается некоторое увеличение кальция. Вода в виде гидроксила присутствует также в несколько большем количестве, чем в предыдущей фации, входя в состав манганита, а также опала и монтмориллонита.

3. В фации карбонатных руд марганца значительно меньше. Присутствует он здесь только в двухвалентной форме. С этими рудами связано основное количество углекислоты, а также кальция и магния

в месторождении. Некоторое обогащение устанавливается также для таких элементов, как железо и сера, а также щелочи.

4. В зоне окисления, если сравнивать ее с первичными рудами, наблюдается существенная перегруппировка элементов. В первую очередь происходит значительный вынос кальция, который частично сохраняется в рансьенте, характерном минерале для зоны окисления. Марганец становится четырехвалентным, причем все соединения обогащаются водой. Железо при окислении переходит в ион высшей валентности, Fe^{3+} , и присутствует преимущественно в виде гидроокислов. Содержание фосфора сохраняется то же, какое имелось в первичных рудах.

VIII. СООБРАЖЕНИЯ ПО ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Понять современное строение месторождения и сделать выводы о его генезисе можно лишь на фоне истории развития и формирования широкого региона восточного склона Уральского хребта. Хотя далеко не все основные вопросы стратиграфии и тектоники осадочных толщ района изучены с достаточной полнотой, а данные о палеогеографических условиях, господствовавших в течение палеогенового времени на обширных пространствах восточного склона Урала, крайне скудны, все же необходимо хотя бы коротко остановиться на некоторых основных этапах истории геологического развития района.

В течение длительного отрезка времени древних геологических периодов восточный склон Уральского хребта неоднократно представлял собой области открытого моря, в котором особенно энергично проявлялась мощная эффузивная деятельность в виде подводных трещинных излияний. Сравнительно короткое время господствовали мелководные прибрежно-морские, а частично и континентальные условия, благодаря чему некоторое распространение приобрели кластические терригенные отложения с примесью туфосланцев. Таким образом, на восточном склоне Уральского хребта в течение промежутка времени от нижнего силура до нижнего карбона включительно образовались мощные толщи вулканогенных эффузивных пород и туфогенных образований разнообразного состава, переслаивающиеся с нормальными морскими осадками. К концу среднего карбона море уходит с восточного склона Урала, и с этого времени устанавливается континентальный режим, сохраняющийся в течение всего пермского периода. Осадки этого периода, однако, не играют сколько-нибудь существенной роли.

Несмотря на то, что существовавшие условия не были стабильны, отложения всех этих периодов образуют единую серию пород существенно вулканогенных образований; возрастные границы между ними проводятся весьма условно.

Необходимо отметить, что среди этой толщи мы не знаем пород, в сколько-нибудь сильной степени обогащенных марганцем. Однако именно эта мощная толща эффузивных и туфовых пород подвергалась главным образом энергичному размыву, а продукты разрушения ее скапливались в обширном бассейне палеогенового моря, в прибрежных частях которого отложились марганцевородные осадки.

В мезозойское время на Урале продолжает господствовать континентальный режим. Резкий рельеф местности энергично выравнивается. Сохраняющиеся в депрессиях водоемы заполнялись в основном грубо-обломочным материалом. Накопление континентальных осадков, начавшееся в триасовое время, продолжалось также в течение юрского и мело-

вого периодов. Повидимому, к концу триасового периода относятся крупные уральские надвиги, связанные с киммерийской фазой складчатости.

В нижнемеловой период море наблюдалось лишь в бассейне р. Сосьвы, а на Среднем и Южном Урале господствовал континентальный режим. Значительная трансгрессия моря началась в верхнемеловую эпоху и усилилась в маастрихтское время. При этом произошло соединение бореального и южного морей и заполнение депрессий по окраине палеозойских массивов восточного склона Урала. В конце верхнемелового периода меловое море начинает отступать.

Особенно интересующая нас палеогеновая эпоха характеризуется мощной трансгрессией моря. В это время восточная часть Уральского хребта, обладающего в общем гористым рельефом, опустилась и на всю длину была захвачена морем. В результате сильной абразии и отложений осадков эта гористая страна превратилась в равнину. Как было установлено еще А. П. Карпинским, море простиралось от Ледовитого океана до Арало-Каспийской низменности, где южная часть Урала и его продолжение — Мугоджары далеко врезались в виде узкого полуострова или частью ряда островов в третичное море. Оно широко распространилось на севере, занимая, вероятно, всю Сибирскую низменность, а на юге сообщалось через юг Европейской России с областью северогерманских третичных отложений.

Нельзя не отметить, что в прибрежных частях этой колоссальной по протяженности морской полосы в ряде мест отложились месторождения марганцевых руд — Полуночное, Чиатурское, Никопольское и ряд других, зарубежных.

Палеогеновая трансгрессия характеризуется несколькими резко выраженными этапами. Момент наибольшего проникновения моря в уральскую горную страну отличается развитием опок, залегающих либо на размытых более древних палеогеновых осадках, либо на палеозойском субстрате.

В эоцене на восточном склоне Урала произошли поднятия, вызвавшие отступление моря и смену кремнистых осадков терригенными толщами глин. Это медленное отступление моря длилось вплоть до середины олигоцена, когда еще более резкие поднятия ускорили его. В это время территория Западносибирской низменности превратилась в сушу, покрытую пресноводными реликтовыми бассейнами.

В четвертичное время на громадной территории Северного Урала отложились ледниковые образования. Они сохранились в виде чрезвычайно скудных ледниковых отложений.

Как уже было показано нами при описании строения рудных тел, текстурных особенностей и вещественного состава руд, Полуночное марганцевое месторождение обладает всеми особенностями, характерными для типичных осадочных месторождений марганца. Особенно сходно оно с Чиатурским, Никопольским и некоторыми другими месторождениями, расположенными по существу в различных частях одной и той же обширнейшей марганцевой провинции третичного возраста.

Детальное изучение строения рудоносной толщи месторождения свидетельствует о том, что окисные пиролюзит-псиломелановые руды отлагались в западной прибрежной части шельфа палеогенового моря в условиях свободного доступа кислорода. Карбонатные родохрозитовые руды, наоборот, приурочены к более глубоководным частям бассейна, к большим глубинам, расположенным ниже так называемого кислородного горизонта. Между этими двумя крайними фациями руд располагается впервые установленная и изученная нами фация окисных манганитовых руд Полуночного месторождения. Эти руды отличаются несколько повышенным содержанием фосфора по сравнению с пиролюзит-псиломе-

лановыми рудами, за которые они ошибочно принимались. Манганитовые руды обнаруживают в общем постепенные переходы от окисных пирролюзито-псиломелановых руд и в свою очередь постепенно переходят в манганито-карбонатные и карбонатные руды, представляя собой определенную фацию марганценосных осадков. При этом характерной особенностью Полуночного месторождения является быстрая смена этих различных фаций на сравнительно очень узкой полосе прибрежной части морского дна, что обусловлено крутым уклоном шельфа, на котором произошло осаждение. Мощные слои колломорфных опало-марганцевых осадочных образований, содержащие полусферические корковые скопления окисных руд, а также прослой крупных конкреций, указывают на чрезвычайно концентрированную и обильную коагуляцию гелей марганца.

Исключительное распространение конкреционных оолитовых образований окислов марганца в месторождении говорит о первичной коллоидальной природе рудного вещества. То, что эти своеобразные караваепоподобные конкреции часто сплющены и деформированы, позволяет предполагать, что первоначально это были сравнительно мягкие сгустки коллоидального вещества, способные легко деформироваться.

Скопления руд в месторождении в свете данных об их первоначальном выделении в виде гелей марганца естественно ставят вопрос об источнике, за счет которого произошла концентрация марганца в месторождении, а также и о причинах подобной концентрации марганцевых гелей в водных бассейнах и последующей массовой коагуляции их.

Предположить существование особо богатых марганцем пород, слагавших берега палеогенового моря, при разрушении которых речные воды могли бы вносить в море значительные количества соединений марганца, у нас нет никаких оснований. Среди девонского эффузивного комплекса пород, подвергшихся значительному размыву в палеогеновое время, нет признаков в пользу существования каких-либо особо богатых марганцевых разностей. Судя по величине среднего содержания марганца в различных типах пород, несомненно, что порфириды и туфовые образования основного состава, столь широко развитые в прибрежной части бассейна, все же несколько богаче марганцем, чем другие породы. По данным А. А. Васильева, например, рассчитавшего содержание марганца в различных группах горных пород, пользуясь соответствующими материалами «Сборника анализов русских изверженных и метаморфических пород», основные породы отличаются повышенным содержанием марганца по сравнению со средними и кислыми породами. Содержание металлического марганца в этих группах пород в среднем составляет соответственно 0,28, 0,24 и 0,20%. По данным 76 анализов, содержание марганца в габбро, порфиридах и диабазах в среднем составляет 0,30%.

Как известно, повышенное содержание марганца в изверженных горных породах относится за счет концентрации его в темноцветных компонентах. По данным Розенбуша, содержание марганца составляет: в биотите от 0,37 до 2,74%, в роговой обманке от 0,42 до 0,96%, в авгите от 0,15 до 1,11%.

Таким образом, хотя среди пород, слагавших берег палеогенового бассейна, отсутствовали разности, содержащие особо высокие концентрации марганца, нельзя не признать общего, несколько повышенного содержания этого элемента в огромных массах пород, подвергшихся размыву. Учитывая данные детальных исследований, проведенных А. Г. Бетехтиным для Чиатурского месторождения, а также вообще сравнительно высокий кларк марганца, равный 0,098%, можно прийти к выводу, что образование значительных концентраций марганца в месторождениях не определяется присутствием в районе пород, отличающихся особо высоким содержанием марганца. Источником марганца могли служить лю-

бые породы при достаточно значительном их размывании и при благоприятных условиях концентрации марганца, что, повидимому, имело место для Полуночного месторождения в течение длительного периода наиболее эффективного химического разрушения суши. В противном случае трудно было бы объяснить тот факт, что в различных местах прибрежных частей третичного моря, на громадных пространствах от Полуночного месторождения до Никопольского, образовались скопления марганца в отдельных водоемах. Перенос марганца, выщелоченного из пород, мог происходить в речных водах в виде золь гидрата двуокиси марганца, стабилизированных органическими коллоидами, или в виде малоустойчивого бикарбоната двухвалентного марганца.

Приуроченность богатых месторождений марганца к осадочным образованиям палеогенового возраста, очевидно, обусловлена не присутствием каких-либо исключительно богатых марганцем пород, а массовым химическим разложением выветривающихся горных пород суши и какими-то благоприятными, общими для всех этих месторождений длительно существовавшими условиями накопления и осаждения марганца в прибрежных частях палеогенового моря.

Многие исследователи связывают образование марганцевых окислов с деятельностью специфических микроорганизмов и водорослей, сосредоточивающих в своем теле марганцевые соединения из морской воды (Буткевич, 1928; Вернадский, 1936, 1937). Едва ли можно отрицать роль живого вещества вообще в геохимической истории марганца, однако биохимические процессы, связанные с концентрацией этого элемента, изучены лишь в общем виде. Экспериментальными работами уже давно установлено, что некоторые роды бактерий, обычных для почв и океанических илов, особенно *Crenothrix*, *Leptothrix*, *Cladothrix*, *Gallionella* и некоторые другие, осаждают окись марганца из марганцевых солей. Однако еще нет критериев, позволяющих утверждать, будто природные марганцевые рудные образования обязаны своим возникновением активному осаждению бактериями или водорослями марганца из марганецсодержащих вод.

Наблюдения Киндля (Kindle, 1932) над образованием марганцевых конкреций в современных пресных озерах Новой Шотландии указывают, что первичным фактором, вызывающим начало отложения марганца, могут быть также диатомовые водоросли, столь широко распространенные среди осадочных образований марганцевых месторождений. Дальнейшее осаждение марганца, как показали опыты Цапфе (Zapffe, 1931), в сильной степени ускоряется каталитическим действием образовавшейся двуокиси марганца.

Мелководный и даже прибрежный характер пород, заключающих руды марганца, указывает на образование последних близ берегов отмелей и как будто позволяет в первом приближении использовать для выяснения условий их образования те общие закономерности, которые устанавливаются при изучении марганецсодержащих осадков, образующихся кое-где на небольших глубинах современных морей и озер.

Весьма интересные в этом отношении данные Б. П. Кротова (1943) о закономерностях отложения и распределения в прибрежных частях моря марганцевых руд, а также наблюдения его над условиями образования марганцевых осадков в современных пресноводных озерах Карелии, повидимому, позволяют связывать наиболее интенсивный рост марганцевых оолитов с сезонными периодами максимального развития органической жизни в прибрежных частях водоемов (так называемые периоды «цветения воды»). Таким образом, как будто эти факты говорят о важной роли органического мира в образовании скоплений марганцевых окислов.

Несмотря на заманчивость распространения данных и выводов, полученных при изучении современных пресноводных марганцевых стяжений, на марганцевые месторождения палеогенового моря, приходится признать, что возможности проведения подобных аналогий крайне ограничены.

Бесспорно, что марганцевые стяжения, слагающие рудные пласты, Полуночного месторождения, отличаются от конкреционных образований, известных в современных морских и озерных водоемах. В структурных и морфологических особенностях руд Полуночного месторождения слишком резко проявляется коллоидальная природа марганцевых осадков, говорящая о массовой коагуляции из растворов. Кроме того, как известно, в пресноводных озерах отсутствуют электролиты, которые как раз и могли оказывать коагулирующее влияние на коллоидальные растворы (золи) окислов марганца.

Касаясь вопроса о непрерывной концентрации марганцевых зелей, служивших источником скопления крупных масс марганцевых гелевых образований, необходимо отметить, что на основании данных изучения руд Полуночного месторождения можно лишь с несомненностью настаивать на существовании обильного и своеобразного органического мира, населявшего близкую к берегу полосу моря в пределах сравнительно небольших глубин. Как показали наши наблюдения, среди карбонатных и опалово-карбонатных руд Полуночного месторождения в сравнительно большом количестве встречаются остатки морской ракушняковой фауны, обычно очень плохой сохранности, представленной скоплениями неопределимых остатков. Присутствуют также скопления фораминифер и радиолярий, изредка встречаются зубы акул. Особенно обильны диатомовые водоросли, слагающие пласты диатомитов. Все это с несомненностью указывает на сравнительное богатство органического мира в прибрежной части палеогенового моря.

Таким образом, в определенных физико-географических условиях палеогенового моря возможно и некоторое влияние микроорганизмов и водорослей на перевод молекулярных соединений марганца в коллоидальный раствор, из которого происходила коагуляция зелей в условиях сложного и достаточно еще не определенного электролитического режима водного бассейна, в прибрежной части которого образовалось Полуночное месторождение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итоги, отметим наиболее важные положения и выводы, которые были получены нами в результате систематического изучения вещественного состава и структурно-текстурных особенностей руд Полуночного месторождения с применением современных научных методов исследования.

1. В рудах Полуночного месторождения впервые был точно установлен манганит. Ранее этот минерал в осадочных марганцевых месторождениях на Северном Урале не только не был известен в сколько-нибудь значительных количествах, но и вообще не был определен с достаточной степенью достоверности. Объясняется это тем, что манганит обычными методами исследования не поддается диагностике, так как он в рудах Полуночного месторождения распространен главным образом в виде сплошных скрыто кристаллических масс, нередко в тесной смеси с другими марганцевыми минералами.

2. Выяснилось, что установленные в месторождении значительные массы манганитовых руд в пределах рудного горизонта слагают особую фацию рудоносных осадков, расположенную вслед за фацией псиломелано-пиролозитовых руд, но непосредственно перед фацией карбонатных руд. До наших исследований эти манганитовые руды ошибочно принимались за псиломелано-пиролозитовые.

Удалось также определенно выяснить, что пиролозит, нередко устанавливаемый в манганитовых рудах, залегающих вблизи поверхности, является вторичным, образовавшимся в процессе окисления манганита.

Изучение строения марганценосного горизонта в местах перехода фации манганитовых руд в фацию карбонатных показало, что здесь наблюдается перемежаемость в вертикальном разрезе прослоев манганитовых и карбонатных руд. Эта перемежаемость свидетельствует об изменчивости режима кислорода в придонной области в различные моменты накопления осадков.

3. Как показали наши исследования, различные фации марганцевых руд характеризуются не только различным минералогическим составом, но и существенно отличным содержанием в них фосфора. Наиболее бедными фосфором оказались руды пиролозито-псиломелановой фации. В манганитовой фации содержание фосфора несколько повышенное.

Таким образом, выявление в месторождениях фации манганитовых руд, помимо научного, имеет также и практическое значение, так как позволяет устанавливать границу распространения руд, различных по содержанию фосфора.

4. Эти данные указывают на общую закономерность увеличения содержания фосфора в марганцевых рудах по мере удаления от береговой линии существовавшего в то время морского бассейна.

5. В результате детального изучения вещественного состава и структурно-текстурных особенностей руды на основании выявленных фациальных особенностей естественно уточняется классификация марганцевых руд Полуночного месторождения. При этом среди фаций рудоносных осадков месторождения были выделены конкреционные и слоистые типы руд, неодинаково ведущие себя при механическом обогащении, а также окисленные руды, возникшие путем окисления карбонатных руд.

6. Несмотря на многочисленные химические анализы, рентгено-спектральные и термические исследования карбонатов марганца, нами не было установлено в месторождении фации богатых железом карбонатов (сидерита и олигонита). Не было обнаружено также каких-либо признаков, свидетельствующих о постепенном переходе фации манганитовых руд в железо-марганцевую или железистую, как это раньше предполагалось. Встреченный в низах месторождения прослой опалово-халцедоновой породы, обогащенный гидроокислами железа (гидрогётитом), резко отграничен от марганцевых руд, что свидетельствует о пространственном разделении окислов железа и марганца в процессе осадконакопления.

7. При исследовании продуктов окисления карбонатных руд, наряду с ранее известными минералами — пиролюзитом, лимонитом, опалом и халцедоном, удалось установить присутствие бариевого псиломелана, а также широко распространенных, но мало изученных минералов — вернадита (богатая водой двуокись марганца) и рансьейта (кальциевого псиломелана.).

Л И Т Е Р А Т У Р А

- А н д р у щ е н к о П. Ф. О фации манганитовых руд в Полуночном месторождении на Северном Урале. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1950, № 2.
- А н о с о в Ф. Я. и Г и н з б у р г И. И. Очерки по геохимии марганца. Тр. Ломоносов. инст. геохим., крист. и мин., 1938, вып. 9.
- А с а н о в Ю. А. Осадочные месторождения марганцевых руд восточного склона Северного Урала. Геология и полезные ископаемые Урала, вып. 1. Госгеолиздат, 1947.
- Б е з р у к о в П. Л. Верхнемеловые и палеогеновые отложения бассейна верховьев р. Тобола. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, Отд. геол., 1934, 23, № 2.
- Б е з р у к о в П. Л. Морские меловые отложения Урала. Геологическая карта Урала. Объяснит. записка. 1939.
- Б е р г Л. Г. Новый скоростной метод количественного фазового анализа. Зав. лаб., 1948, № 10.
- Б е р г Л. Г. Новые методы физико-химического исследования фаз в смесях. Изв. сектора физ.-хим. анализа Инст. общ. и неорг. хим. Акад. Наук СССР, 1949, 19.
- Б е т е х т и н А. Г. О генезисе Чиатурского марганцевого месторождения. Тр. Конфер. по генезису руд. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1937.
- Б е т е х т и н А. Г. Влияние орогенических движений на состав рудоносных фаций Чиатурского марганцевого месторождения. Зап. Ленингр. горн. инст., 1938, 11, вып. 1.
- Б е т е х т и н А. Г. Южноуральские марганцевые месторождения как сырьевая база Магнитогорского металлургического комбината им. Сталина. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1940, вып. 30.
- Б е т е х т и н А. Г. О генетических типах марганцевых месторождений. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1944₁, № 4.
- Б е т е х т и н А. Г. Новые данные по геологии Полуночного месторождения марганца на Северном Урале. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1944₂, № 4.
- Б е т е х т и н А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. Изд. Акад. Наук СССР, 1946.
- Б у т к е в и ч В. С. Образование морских железомарганцевых отложений и участвующие в них микроорганизмы. Тр. Морского науч. инст., 1928, 3, вып. 3.
- В е р н а д с к и й В. И. Очерки геохимии. М.—Л., ОНТИ, 1936.
- В е р н а д с к и й В. И. Геохимия марганца в связи с учением о полезных ископаемых. Тр. конфер. по генезису руд. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1937.
- В ы с о ц к и й Н. К. Очерк третичных и послетретичных образований Западной Сибири. Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. ж. д., 1896, вып. 5.
- Г и н з б у р г И. И. Специальная минералогия глин. Глины и каолин. В кн.: «Неметалл. ископ. СССР», т. 4. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1941.
- Г и н з б у р г И. И. Нонтрониты Южного Урала. Сб. «Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности». М., Изд. Акад. Наук СССР, 1946.
- Г и н з б у р г И. И. и Р у к а в и ш н и к о в а И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1951.
- Г о р б у н о в Н. И. и Ц ю р у п а И. Г. Рентгенографическое определение монтмориллонита, каолинита, кварца и гипса в смеси их с аморфной кремнекислотой. Почвоведение, 1947, № 9.
- Г о р б у н о в а Л. И. Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1950, вып. 114, геол. сер., № 40.
- З а г я н с к и й А. Л. О генетических особенностях марганцевых руд Полуночного месторождения. Докл. Акад. Наук СССР, нов. сер., 1943, 41, № 5.

- Карпинский А. П. Очерк месторождений полезных ископаемых в Европейской России и на Урале. СПб., 1881.
- Карпинский А. П. Третичные осадки восточного склона Урала. Зап. Уральск. общ. любит. естествозн., 1883, 7, вып. 3.
- Карпинский А. П. Геологические исследования, произведенные на Урале в 1888 г. Изв. Геол. ком., 1893, 12. Собр. соч., т. 2. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1939.
- Криштофович А. Н. Ископаемая флора с р. Лозьвы в Северном Урале с остатками макклинтокой, родственная гренландской. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., 1933, вып. 291.
- Криштофович А. Н. Меловые континентальные отложения Урала. Геологическая карта Урала. Объяснит. записка. 1939.
- Кротов Б. П. Закономерности отложения и распределения в прибрежных частях морей марганцевых, железных и алюминиевых руд. Зап. Мин. общ., 2 сер., 1943, ч. 72, вып. 1.
- Курнаков Н. С. и Черных В. В. О кривых нагревания манганита. Зап. Мин. общ., 1928, ч. 57, вып. 1.
- Молдаванцев Е. П. Месторождения марганца на Урале. Тр. Конфер. по генезису руд. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1937.
- Никогосян Х. С. Физико-химическое исследование нонтронита. Тр. 2-го Совещания по экспер. мин. и петр. 7—10 мая 1936 г. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1937.
- Попов Г. М. Дебаграммы главнейших минералов руд железа и марганца. Изв. Всес. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 1.
- Рабинович С. Д. и Ренгартен Н. В. Материалы по геологии и минералогии глауконитовых месторождений Ново-Лялинского района. Зап. Мин. общ., 1944, 73, № 1.
- Ренгартен В. П. 1. Мезозойские и кайнозойские отложения Урала и связанное с ними стратегическое сырье. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1944, № 2.
- Ренгартен В. П. 2. Марганценозные палеогеновые отложения Северного Урала. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1944, № 4.
- Ренгартен В. П. О мслодых тектонических движениях на восточном склоне Урала. Мат. по геоморф. Урала, вып. 1. Уральск. геол. упр. Госгеолиздат, 1948.
- Рентгенометрический определитель минералов. Зап. Ленингр. горн. инст., 1938, 11, вып. 2; 1939, 13, вып. 1.
- Роде Е. Я. Физико-химическое изучение кислородных соединений марганца. Изв. Сектора физ.-хим. анализа Инст. общ. и неорг. хим. Акад. Наук СССР, 1949, 19.
- Роде Т. В. и Роде Е. Я. Физико-химическое изучение марганцевых минералов руд. Тр. Совета по изуч. произв. сил СССР и Инст. общ. и неорг. хим. Акад. Наук СССР, сер. Закавказск., 1937, вып. 21.
- Седлецкий И. Д. и Юсупова С. М. Минералогический состав глин и их физические и химические свойства. Докл. Акад. Наук СССР, 1940, 26, № 3.
- Сердюченко Д. П. О некоторых минералах глин. Учен. зап. Ростовск. гос. унив., 1936, вып. 7.
- Федоров Е. С. и Никитин В. В. Богословский Горный округ. СПб., 1901.
- Цветков А. И. Термоаналитические характеристики безводных карбонатов. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1949, вып. 106, петрогр. сер. (№ 30).
- Чернышев Ф. Н. Фауна среднего и верхнего девона западного склона Урала. Тр. Геол. ком., 1887, 3, № 3.
- Чернышев Ф. Н. Общая геологическая карта России. Лист 139. Описание центральной части Урала и западного его склона. Тр. Геол. ком., 1889, 3, № 4.
- Чернышев Ф. Н. Фауна нижнего девона восточного склона Урала. Тр. Геол. ком., 1893, 4, № 3.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолиздат, 1948.
- Юсупова С. М. Монтмориллонит из западной Сулюкты. Докл. Акад. Наук СССР, 1939, 25, № 3.
- Юсупова С. М. Минералогическая характеристика глин Джебель. Изв. Узбекск. фил. Акад. Наук СССР, 1940, № 8.
- Юсупова С. М. К характеристике монтмориллонита. Докл. Акад. Наук СССР, 1946, 51, № 8.
- Fleischer M. a. Richmond W. E. The manganese oxide minerals: a preliminary report. Econ. Geol., 1943, 38, N 4.
- Kindle E. M. Lacustrine concretion of manganese. Amer. Journ. Sci., ser. 5, 1932, 24.
- Krieger P. Notes on an X-ray diffraction study of the series calcite-rhodochrosite. Amer. Min., 1930, 15, N 1.
- Ross C. S. a. Hendrick S. B. Minerals of the montmorillonite group. Their origin and relation to soils and clays. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1945, 205 B.
- Zarffe C. Deposition of manganese. Econ. Geol., 1931, 26, N 8.



Фото 1. Зуб акулы в опалово-родохрозитовой массе. Увел. 3.

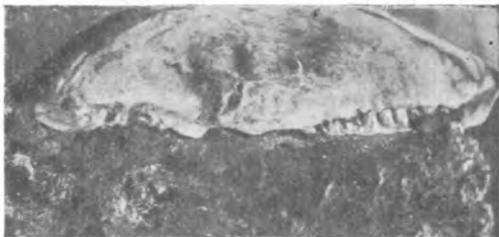


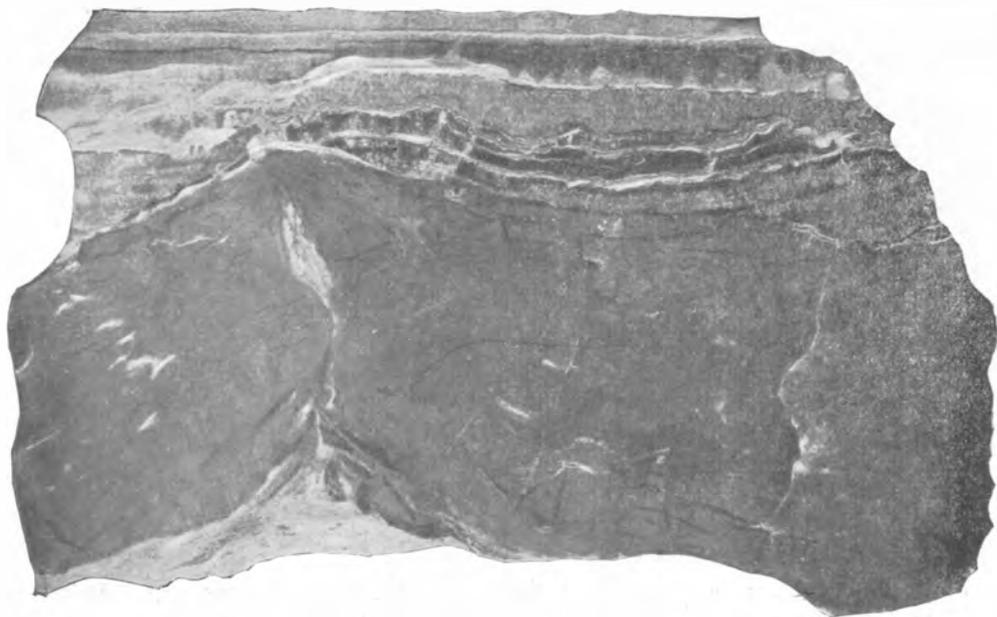
Фото 2. Створка *Nucula* sp. indet. Увел. 2,5.



Фото 3а. Раковина гастроподы, вид сбоку. Увел. 1,5.



Фото 3б. То же, вид сверху. Увел. 1,5.



0 1 2

Фото 4. Прослой кремнисто-железистой породы (темное). В верхней части снимка тонкие прослой пиррохрита колломорфного строения (серое), переслаивающиеся с прослойками опалово-халцедонового состава. Приполированный шлиф. Уменьш. 1,3.

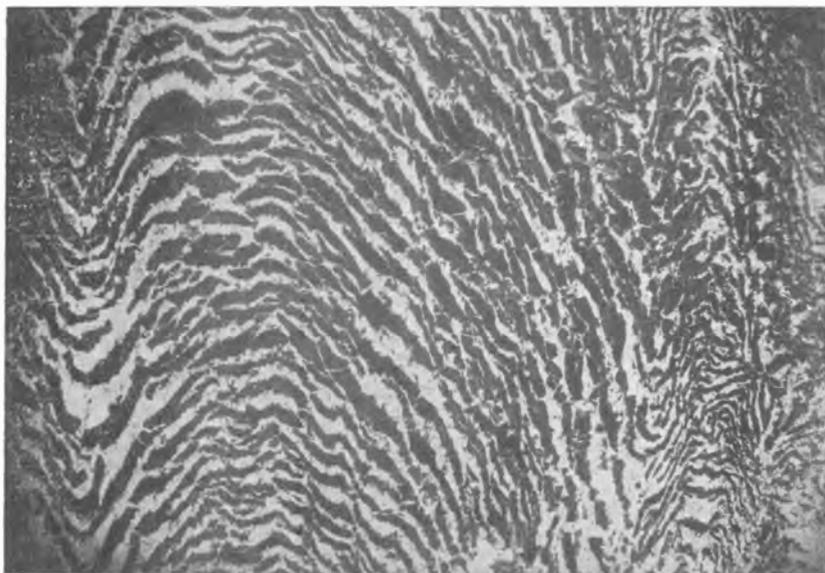
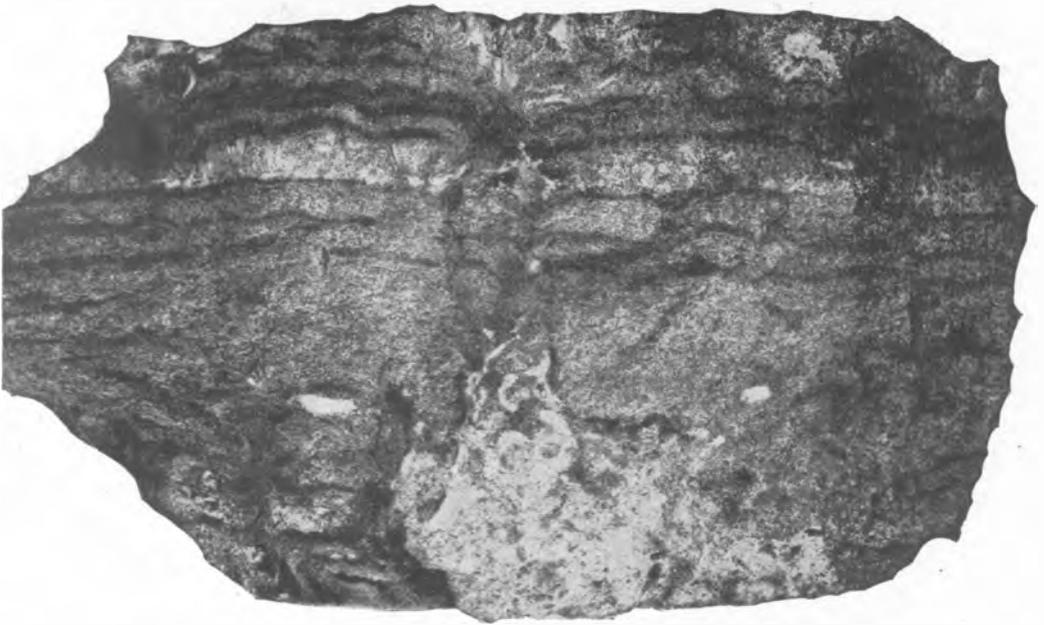


Фото 5. Ритмически-слоистая текстура кремнисто-железистой породы. Прозрачный шлиф. Николи ||. Увел. 10.



0 1 2

Фото 6. Штуф рыхлой опаловой породы тонкослоистого строения. Темные слегка изогнутые полосы— участки, обогащенные гидроокислами марганца. Уменьш. 1,3.

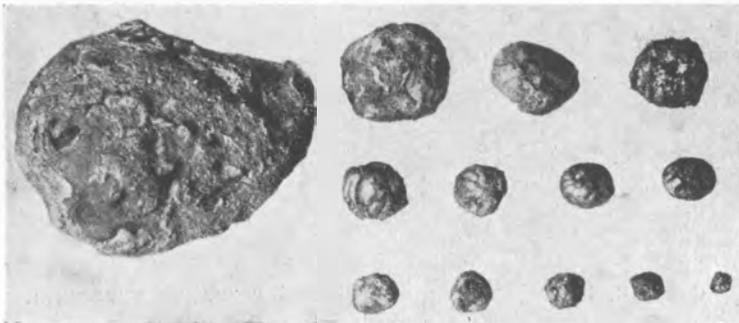


Фото 7. Пиролузитовые конкреции. Уменьш. 8.



Фото 8. Строение пиролизитовой конкреции. Пришлифованный срез. Натур. вел.



Фото 9. Колломорфное строение пиролизитовой конкреции. Полированный шлиф. Увел. 6.



Фото 10. Полусферическое (корковое) стяжение манганита. Натур. вел.



Фото 11. Пришлифованный разрез манганитовой конкреции. Гладкая темносерая наружная оболочка сложена тонкокристаллическим манганитом. Внутренняя часть выполнена землистой массой, состоящей из опала и гидроксидов марганца. Черное — пустота. Натур. вел.



Фото 12. Пришлифованный штуф манганитовой руды. Скопления манганита (темносерое) заключены в серую землистую опаловую массу. В наружных частях манганит замещен пиролюзитом (светлосерые участки).

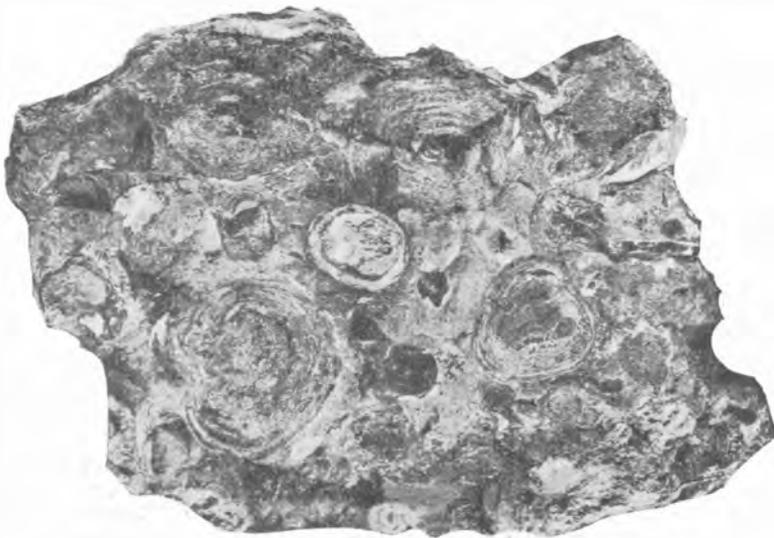


Фото 13. Кремнистая конкреционная руда. Крупные стяжения колломорфного строения состоят из чередующихся тонких концентров карбонатов марганца и опала и заключены в сплошную массу опаловородохритового состава. В правом верхнем углу снимка видна створка *Nucula* sp. indet. (белое). Штуф. Уменьш. 1,3.



Фото 14. Штуф полуокисленной карбонатной руды. Светлосерое — кальцевый родохрит (1), черное — новообразования вернадита и рамсделита (2). Уменьш. 2.

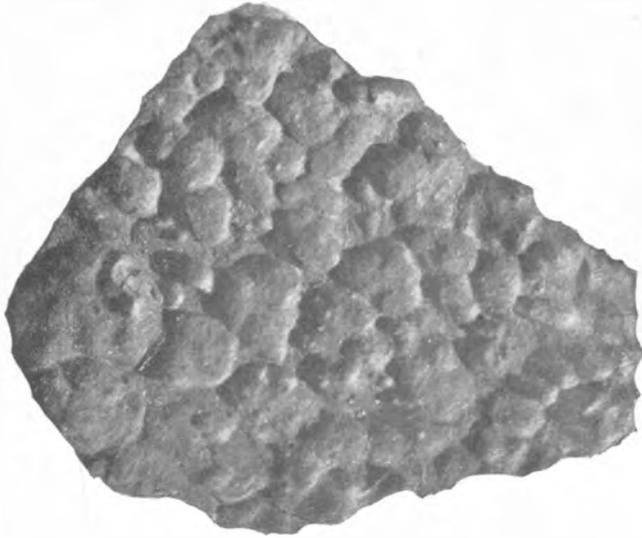


Фото 15. Бугорчатая поверхность плитчатых образований пирролизита. Natur. вел.

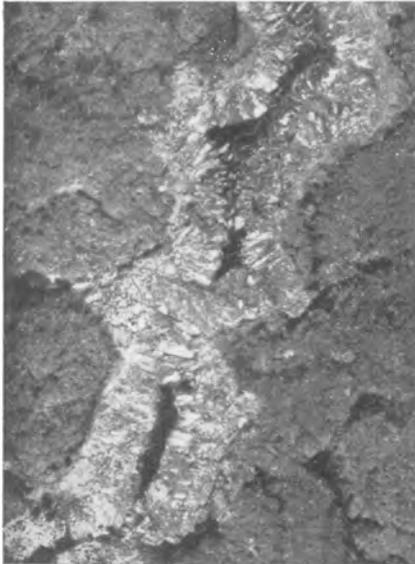
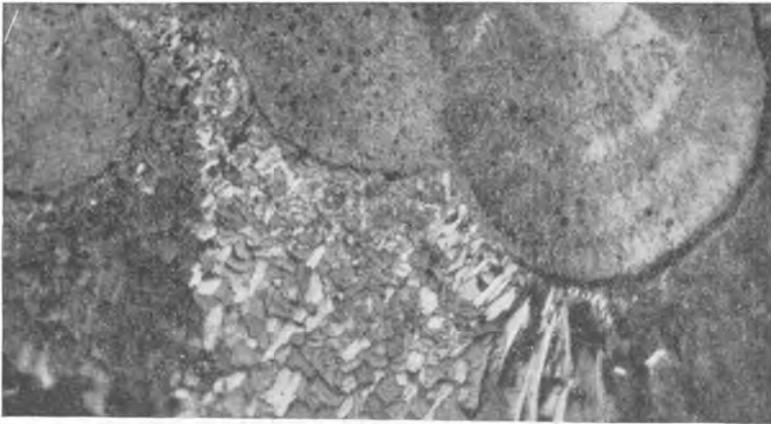


Фото 16. Крупнокристаллический пирролизит в трещине среди тонкокристаллической сплошной пирролизитовой массы (темносерое). Штуф. Увел. 3.

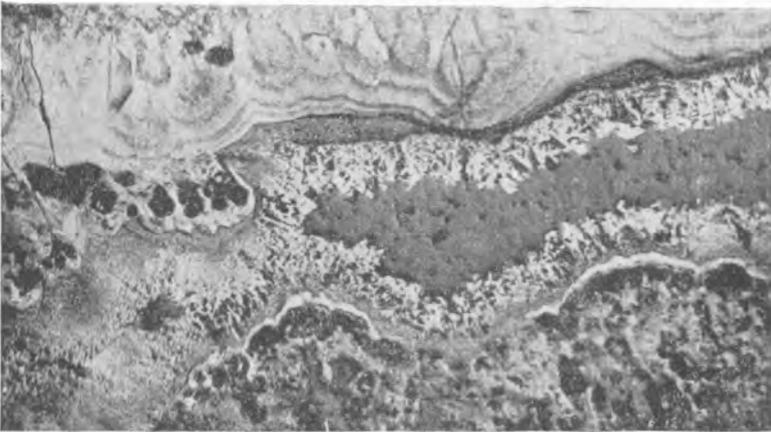


Фото 17. Радиально-лучистое строение прожилка пирролизита под микроскопом. Полированный шлиф. Николи +. Увел. 77.

18



19



20

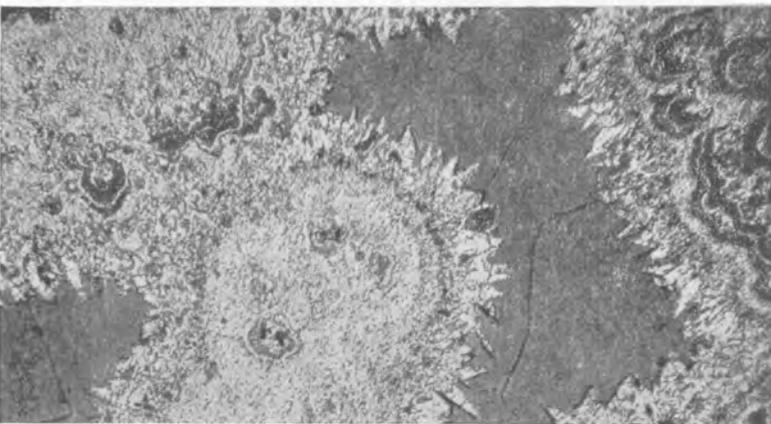


Фото 18. Почки скрытокристаллического пиролюзита среди зернистой пиролюзитовой массы. Полированный шлиф. Николи +. Увел. 150.

Фото 19. Колломорфное строение прослоев скрытокристаллического пиролюзита (вверху снимка). Трещинные полости выстланы щеточками кристалликов пиролюзита, а остаточное пространство выполнено опалом и халцедоном. Черные участки представлены рыхлыми сажистыми и землистыми разностями пиролюзита. Полированный шлиф. Увел. 17.

Фото 20. Почковидные скопления мелкозернистого манганита, оконтуренные щеточками кристаллов пиролюзита. Пространство между почками выполнено опалом. Полированный шлиф. Николи ||. Увел. 60.

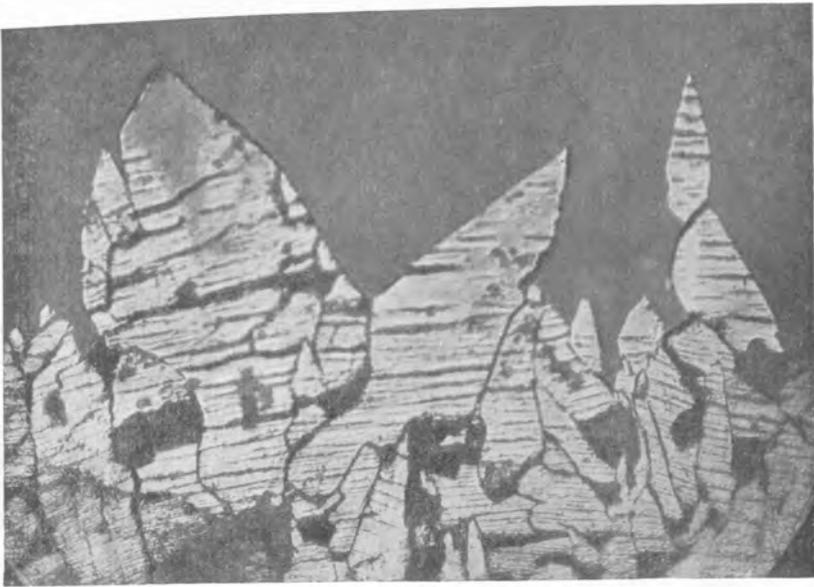


Фото 21. Кристаллы пирохрозита, содержащие участки манганита (серое) в верхней части клиновидных кристаллов. Темносерый окружающий фон — опалово-халцедоновое вещество. Полированный шлиф. Николи \parallel . Увел. 290.

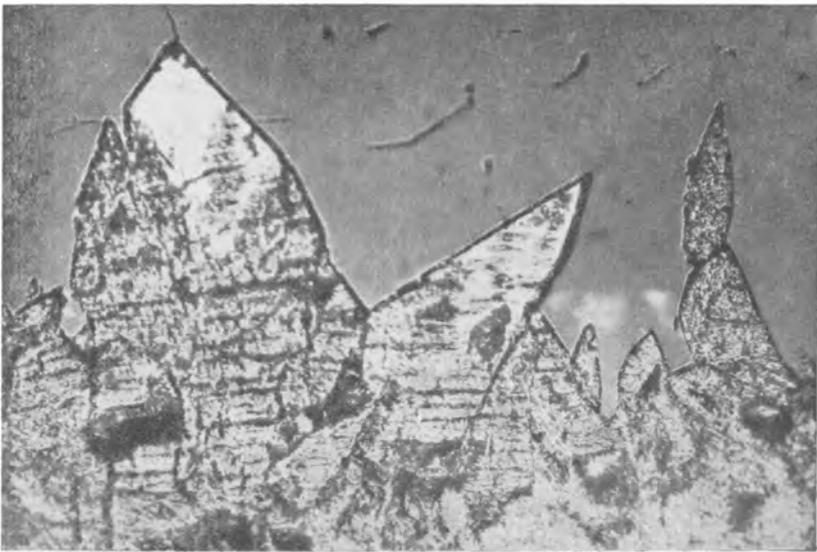


Фото 22. Тот же шлиф после травления 8% раствором сернистой кислоты в течение 90 секунд. Манганитовые участки не затравились.

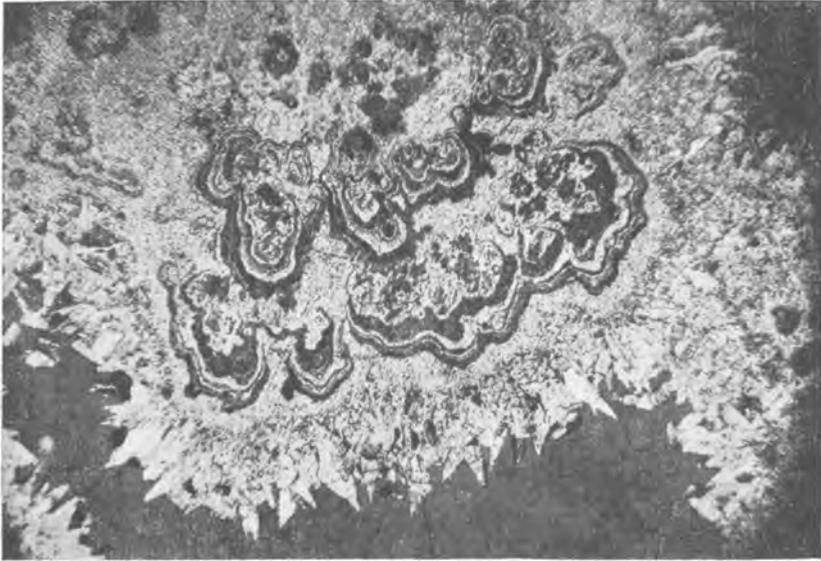


Фото 23. Метаколлоидные образования манганита, отороченные щеточками клиновидных кристалликов пиролюзита в опаловой массе. Черные извилистые полосы среди скрытокристаллической рудной массы сложены рыхлыми землястыми скоплениями опала и пиролюзита. Полированный шлиф. Николи \parallel . Увел. 48.



Фото 24. Стяжение пиролюзита и гётита (темносерое). Черные концентры представлены опалом. Пришлифованная поверхность. Натур. вел.



Фото 25. Пришлифованная поверхность мanganитовой конкреции с концентрически-слоистым строением. Твердые гладкие концентры мanganита чередуются с концентрами рыхлого опалового вещества, проникнутого гидроокислами марганца. Тем же веществом сложена и центральная часть конкреции. Натур. вел.



Фото 26. Корка мanganита (серое) среди землистой массы опала, проникнутого гидроокислами марганца. Белые участки — чистый рыхлый опал. Штуф. Уменьш. 2.

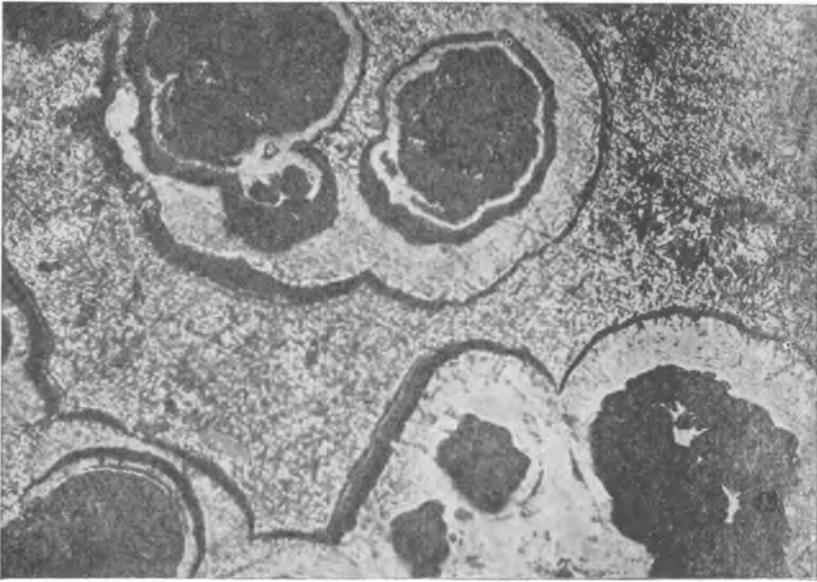


Фото 27. Метаколлоидные почковидные образования манганита. В ядрах почек рыхлое опаловое вещество в смеси с пылевидными манганитом и пиролюзитом. В пространстве между почками — тонкозернистый агрегат пиролюзита и манганита. Полированный шлиф. Увел. 360.



Фото 28. Манганит лучистого строения в полости среди мелкозернистой манганитовой массы. Полированный шлиф. Николи + . Увел. 146.

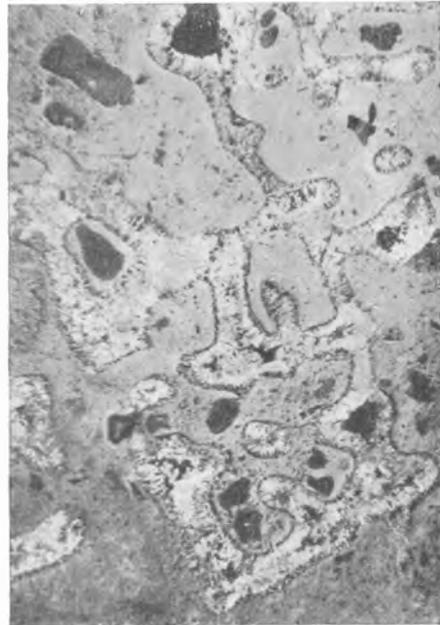


Фото 29. Реликты спикул губок, сложенные агрегатом кристаллических зерен манганита. Вмещающей массой служит скрытокристаллический манганит. Черные участки — пустоты от выкращения скоплений землстых окислов марганца. Полированный шлиф Николи + . Увел. 360.



Фото 30. Часть конкреции полуокисленной карбонатной руды, с поверхности и по трещинам замещенной вернадитом (черное).
Увел. 1,2.

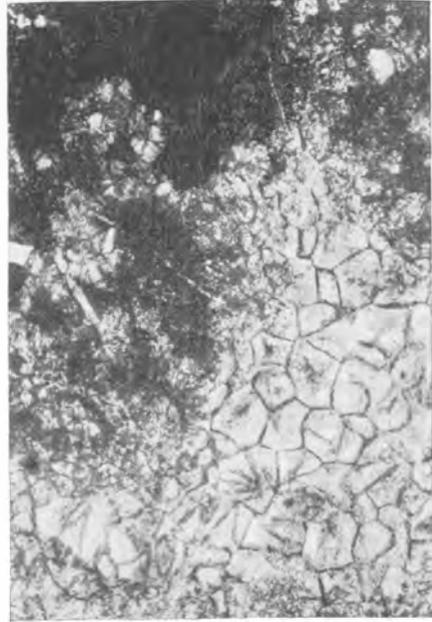


Фото 31. Замещение карбоната марганца (белое) вернадитом (черное). Прозрачный шлиф. Николи ||. Увел. 76.

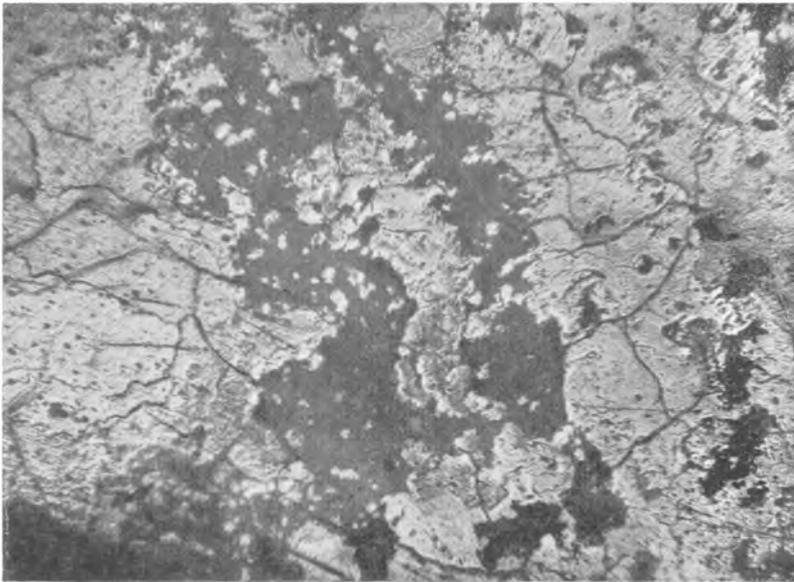


Фото 32. Вернадит с характерными трещинами усыхания, образовавшийся на месте карбонатов марганца. Черное — опал. Полированный шлиф. Николи ||. Увел. 45.

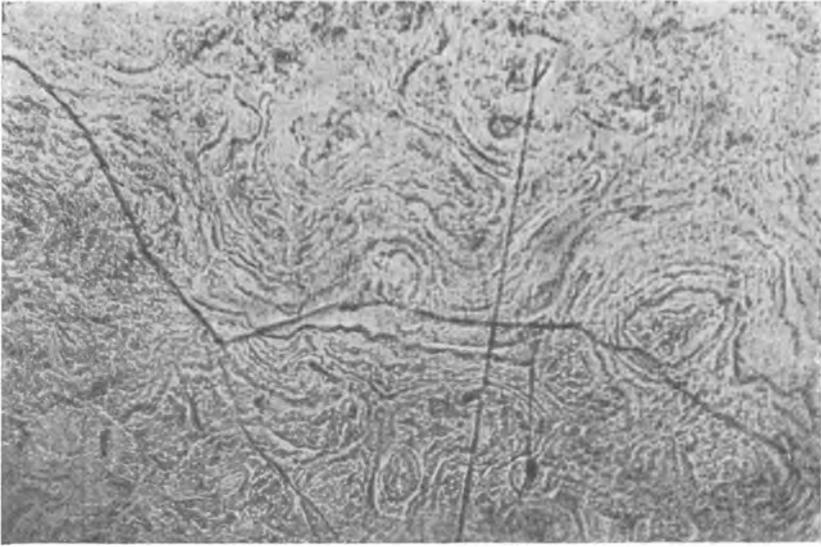


Фото 33. Колломорфное строение вернадита. Полированный шлиф. Николи || . Увел. 60.



Фото 34. Вернадит (с трещинками усыхания), частично замещенный рансьейтом (окопчено точками). Справа в верхней части снимка видна почка вернадита, наружные концентры которой сложены рансьейтом. Черное — опал. Полированный шлиф. Николи || . Увел. 48.

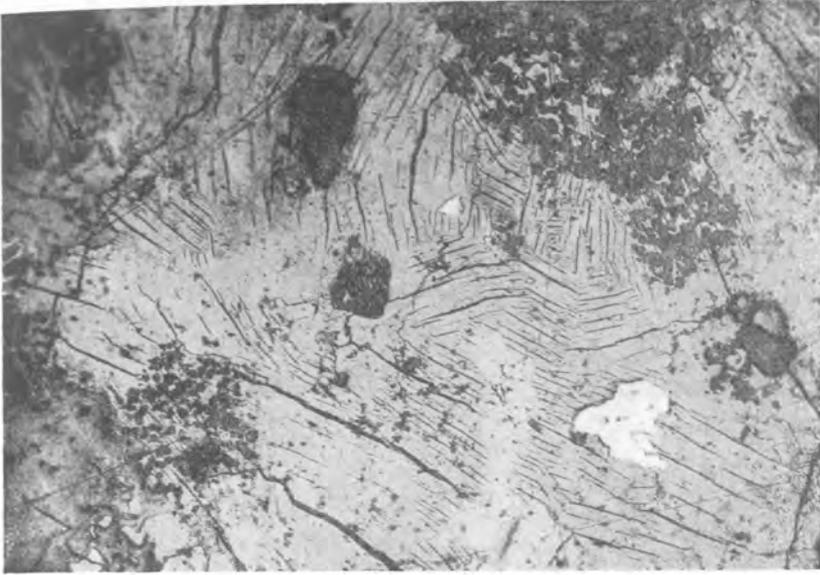


Фото 35. Агрегат кристаллических зерен рансьейта (серое) с характерной спайностью. В правой верхней части снимка видны скопления глобулей опала. Черные крупные зерна — кварц. Полированный шлиф. Николи ||. Увел. 60.

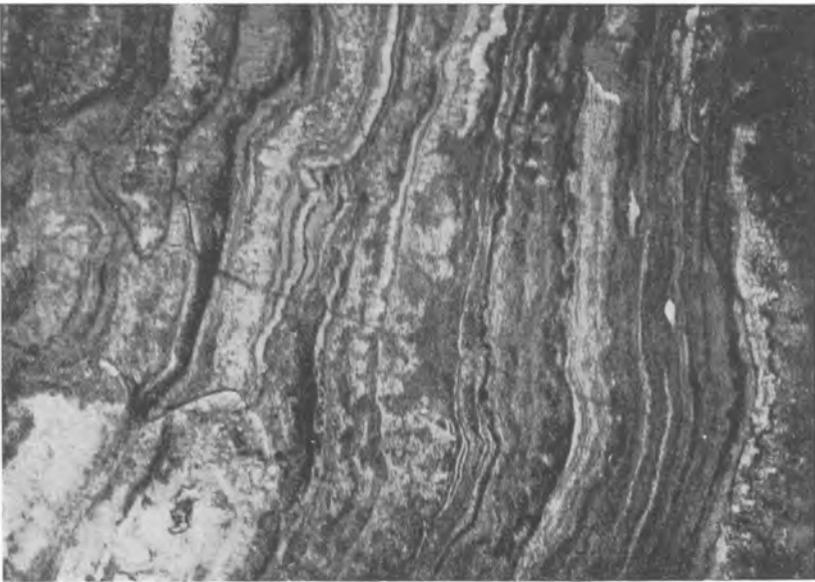


Фото 36. Чередование тонких слоев лепидокрокита (серое) с тонкими прослойками пиролизита (белое). Темные полосы представлены опалом. Полированный шлиф. Николи ||. Увел. 17.



Фото 37. Плотные радиально-лучистые агрегаты лепидокрокита среди опаловой массы (темное). Полированный шлиф. Николи +. Увел. 290.

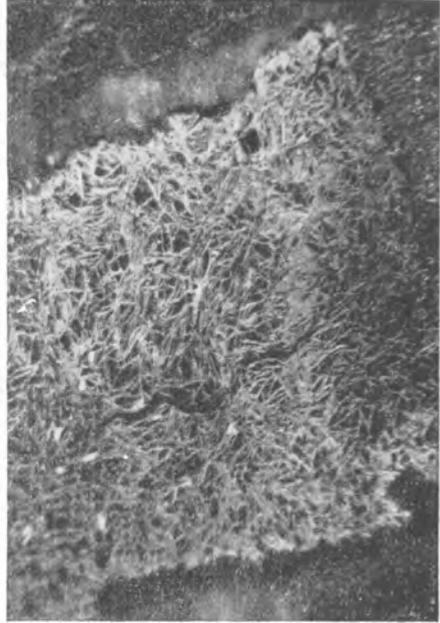


Фото 38. Сетчатое строение прожилка гётита в пирролюзито-опаловой массе. Полированный шлиф. Николи ||. Увел. 150.

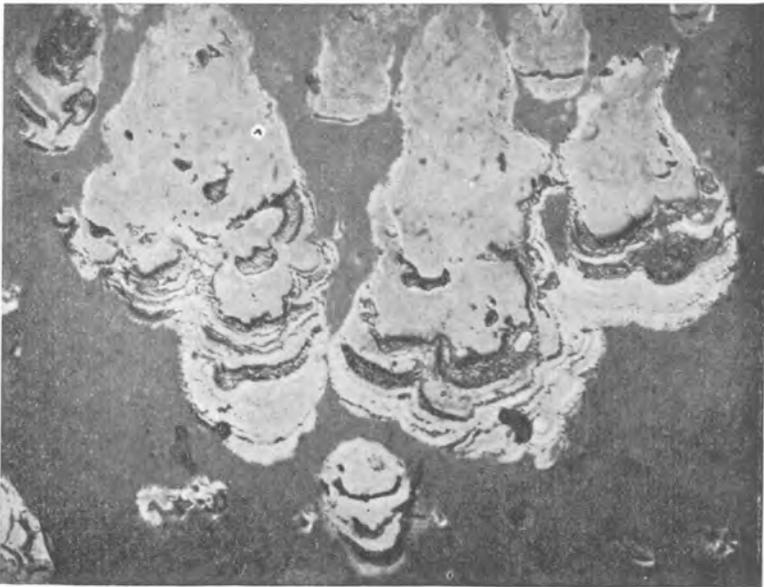


Фото 39. Натечные образования гидроокислов железа среди псиломелановой массы. Серые концентры — гидрогётит и гётит, светлая наружная оболочка — пирролюзит. Полированный шлиф. Николи ||. Увел. 145.

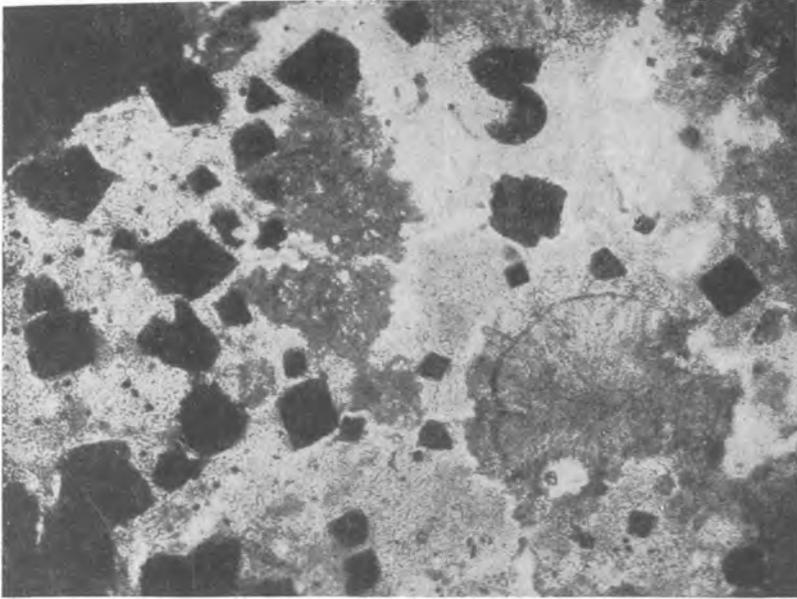


Фото 40. Кристаллы пирита двух генераций в нонtronитовой массе, содержащей сферолиты родохрозита. Пирит одной генерации отчетливо виден в левой части снимка в виде мельчайших черных точек. Более крупные кристаллы пирита, обладающие квадратными очертаниями, принадлежат к другой генерации. Прозрачный шлиф. Николи ||. Увел. 90.

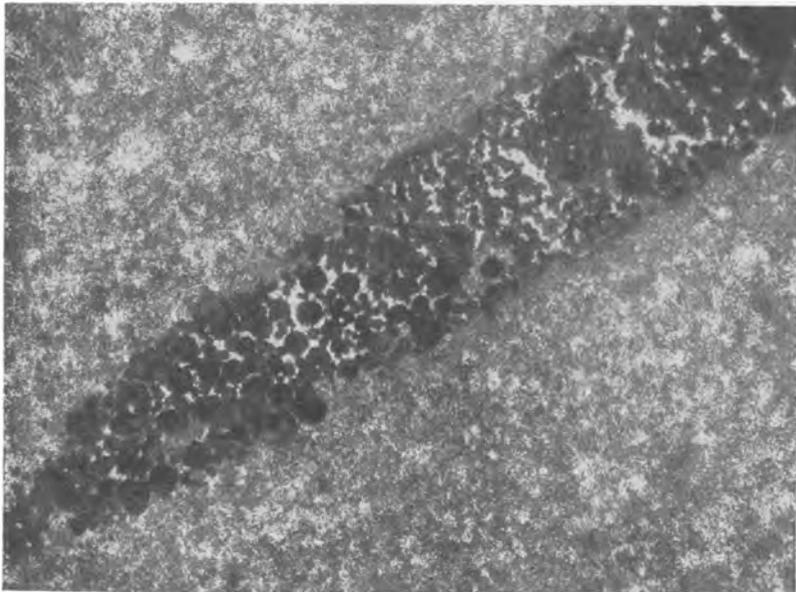


Фото 41. Скопление шариков марказита на месте органического остатка среди тонкозернистого родохрозита. Прозрачный шлиф. Николи ||. Увел. 98.



Фото 42. Кристаллически-зернистый марказит. Полированный шлиф. Николи +. Увел. 46.

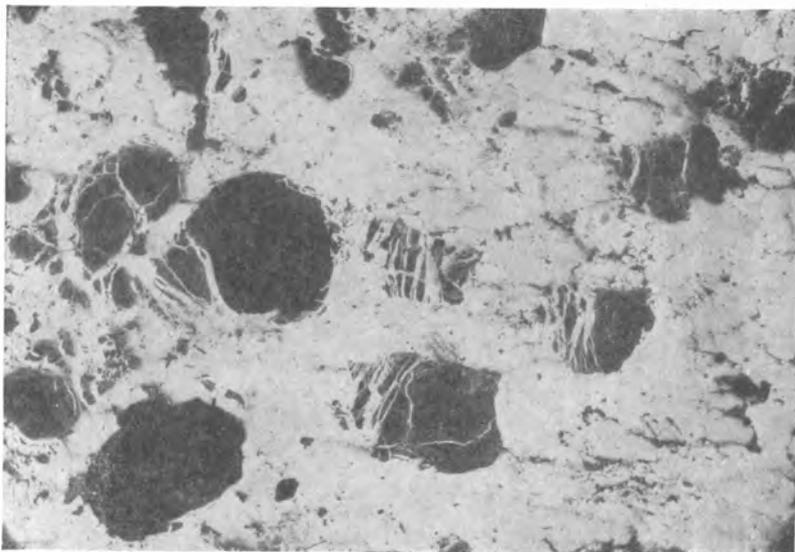


Фото 43. Замещение марказитом (белое) зерен кварца (черное). Полированный шлиф. Николи ||. Увел. 46.



Фото 44. Лучистые образования родохрозита на стенках полости среди темной мелкозернистой карбонатной массы. Прозрачный шлиф. Николи || . Увел. 90.

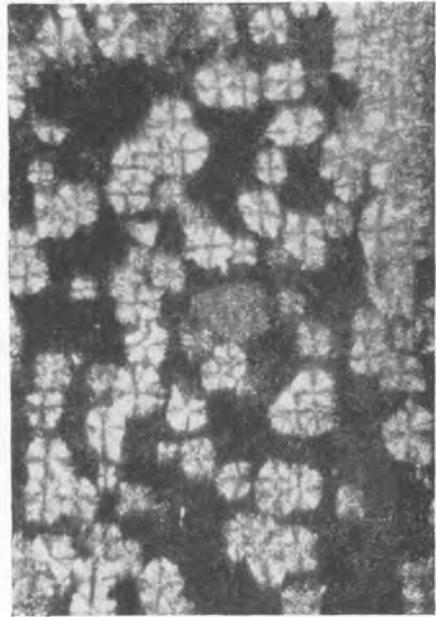


Фото 45. Сферолиты кальциевого родохрозита в опаловой массе. Прозрачный шлиф. Николи +. Увел. 46.

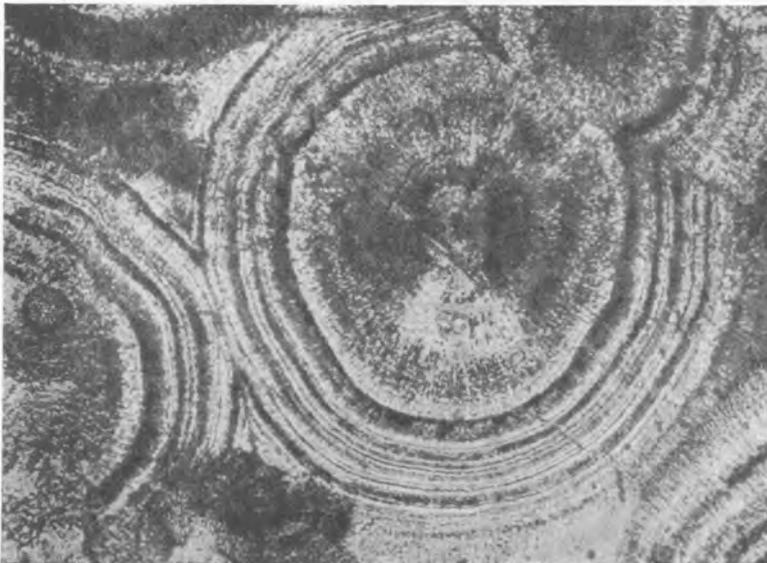


Фото 46. Концентрически-слоистое строение сферолитов кальциевого родохрозита. Прозрачный шлиф. Николи || . Увел. 240.

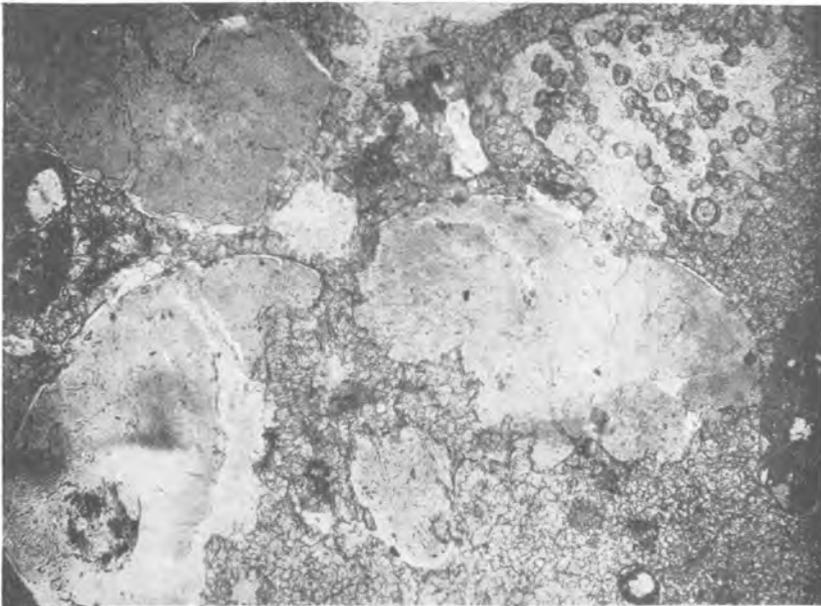


Фото 47. Зерна глауконита, частично замещенные родохрозитом. В правом верхнем углу включения мелких зерен карбоната внутри зерна глауконита. Прозрачный шлиф. Николи \parallel . Увел. 46.

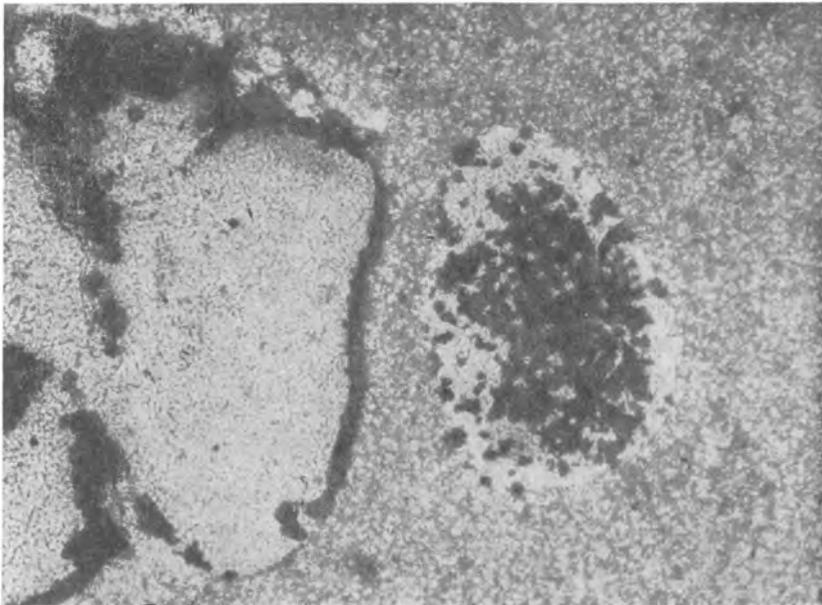


Фото 48. Зерна глауконита в тонкозернистой карбонатной массе, частично замещенные сульфидами железа (черное). Прозрачный шлиф. Николи \parallel . Увел. 240.

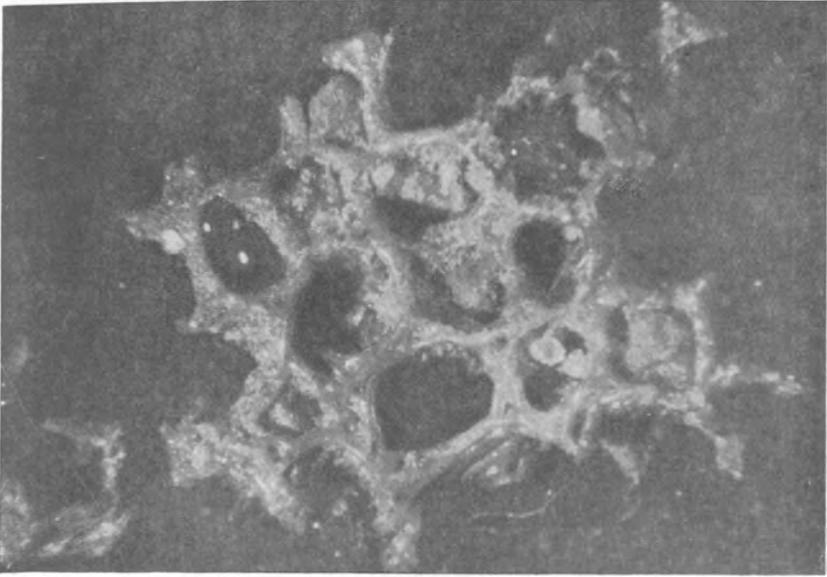


Фото 49. Скелет кремнистой губки, сложенный трехлучевыми опаловыми спикулами, которые выделены из скрытокристаллической карбонатной массы путем растворения в 10% соляной кислоте. Ячейки скелета выполнены скоплениями мельчайших кристаллических зерен марказита и пирита. Николи ||. Увел. 96.

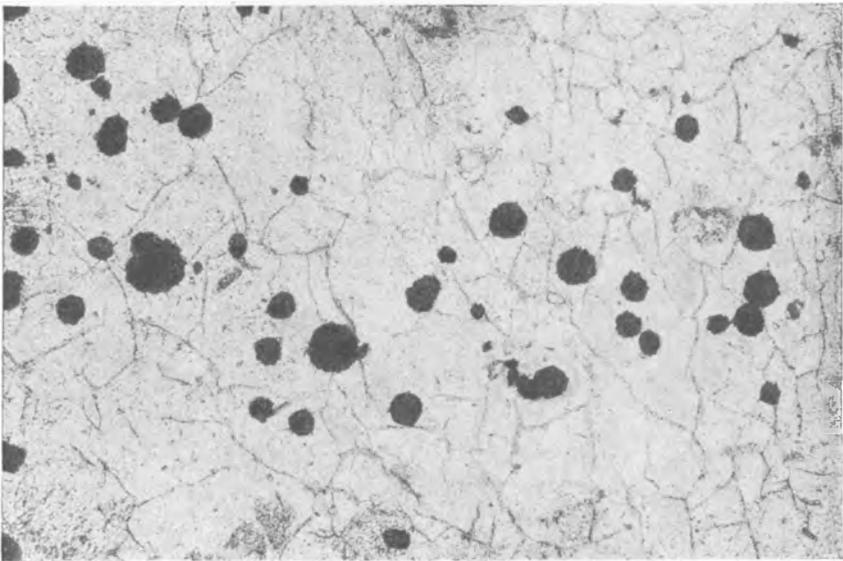


Фото 50. Сплошная опаловая масса, разбитая мелкими трещинками. Черные шаровидные включения — марказит. Прозрачный шлиф. Николи ||. Увел. 90.

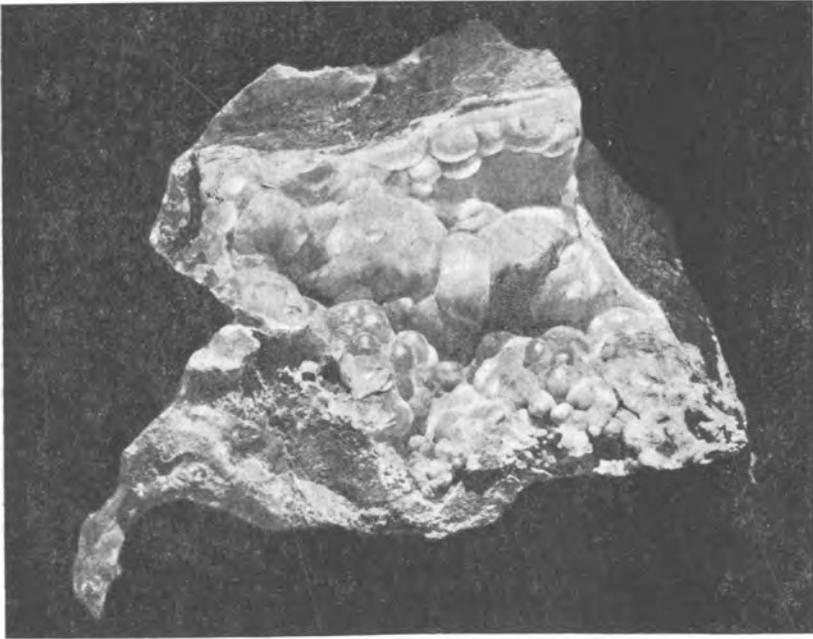


Фото 51. Натечные образования халцедона в полости кремнисто-железистой породы. Natur. вел.

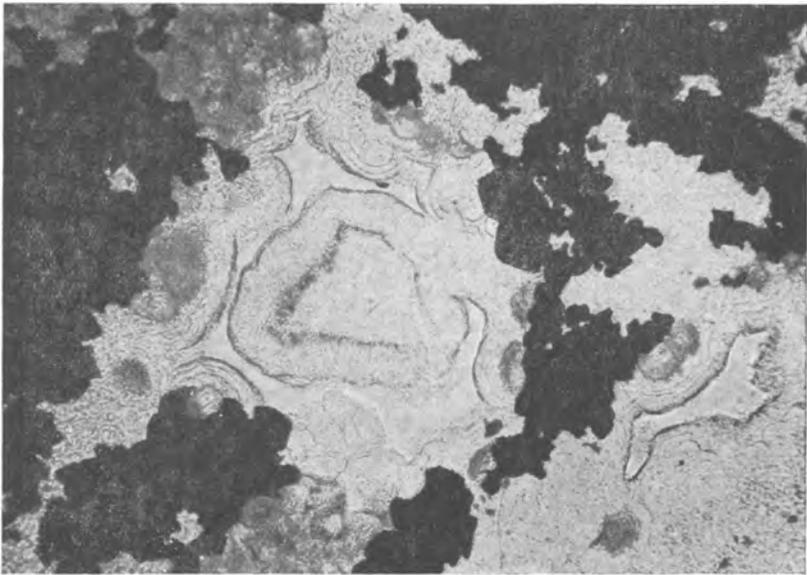


Фото 52. Коллоидные выделения опала; промежутки между ними выполнены халцедоном (белое). Черные зернистые скопления — пирит и марказит. Прозрачный шлиф. Николи ||. Увел. 76.

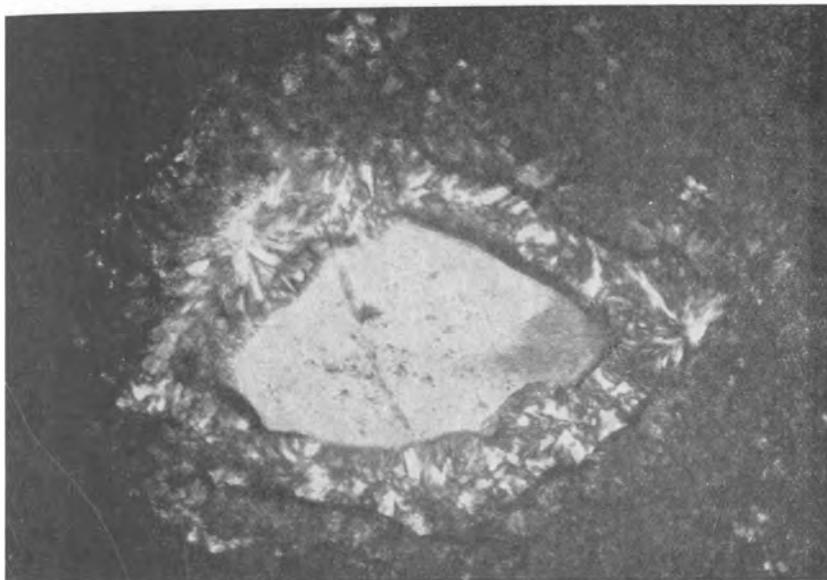


Фото 53. Выделение кварца (белое) в центральной части полости, обрамленной оторочками опала и халцедона. Прозрачный шлиф. Николи +. Увел. 100.

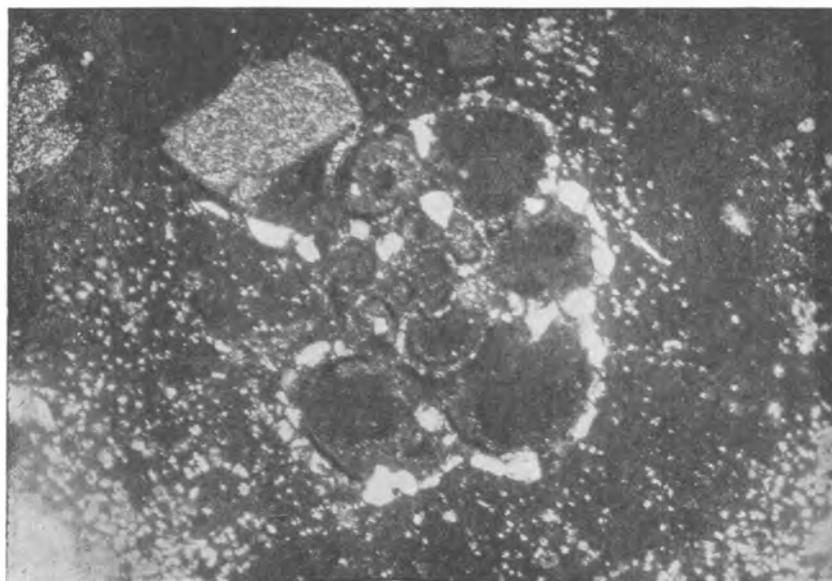


Фото 54. Реликты фораминиферы в опаловой массе (черное). Стенки камер фораминиферы сложены кварцем (белое). Прозрачный ; шлиф. Николи ||. Увел. 100.

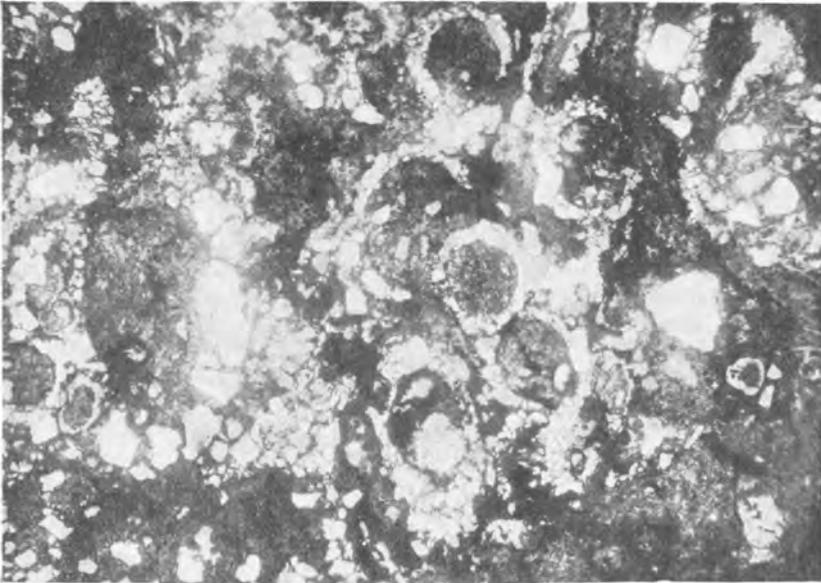


Фото 55. Скопления мелких стяжений карбонатов марганца (серое), округленных зернами кварца (белое). Прозрачный шлиф. Николи ||. Увел. 46.



Фото 56. Агрегат кристаллических новообразований родонита, полученный при нагревании вернадита в кварцевой трубке при температуре 1200°. Прозрачный шлиф. Николи ||. Увел. 46.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
I. Введение	5
II. Краткий очерк геологического строения района	7
III. Общая геологическая характеристика месторождения	10
Стратиграфия палеозойских и третичных отложений	11
Тектоника третичных отложений в районе месторождения	13
Условия залегания и фациальные изменения марганцевосных осадков	14
IV. Типы руд, их состав и текстурные особенности	19
А. Первично-окисные руды	19
Б. Карбонатные руды	22
В. Окисленные руды	23
V. Минералогия марганцевых руд	25
Общая характеристика минерального состава руд	25
Описание отдельных минералов	26
Пирролюзит	27
Манганит	32
Бариевый псиломелан	40
Вернадит	41
Кальциевый псиломелан (рансьеит)	47
Лепидокрокит, гётит и гидрогётит	49
Пирит	51
Марказит	52
Кальциевый родохрозит и марганцокальцит	53
Глауконит	59
Опал	63
Халцедон	65
Кварц	66
Монтмориллонит	67
Нонтронит	73
VI. Опыт применения скоростного метода количественного фазового анализа к исследованию минералов: вернадита, пирролюзита, манганита, монтмориллонита	76
VII. Закономерности распределения важнейших элементов в рудах	85
VIII. Соображения по вопросу о генезисе месторождения	90
Заключение	95
Литература	97

*Утверждено к печати
институтом геологических наук
Академии Наук СССР*

*

*Редактор издательства И. А. Руквишникова
Технический редактор Т. В. Алексеева
Корректор В. Т. Макаров*

*

*РИСО АН СССР № 4-16В. Т-05148. Издат. № 496.
Тип. заказ № 297. Подп. и печ. 17/VII 1954 г.
Формат бум. 70×108¹/₁₆. Бум. л. 3,12+12 вклеен.
Печ. л. 8,56+12 вклеен.
Уч.-издат. л. 8,10+1,90 л. вклеен. Тираж 1700.
Цена по прейскуранту 1952 г. 6 р. 90 к.
2-я тип. Издательства Академии Наук СССР
Москва, Шубинский пер., д. 10.*

Цена 6 р. 90 к.