

Т Р У Д Ы ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫПУСК 41. СЕРИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (№ 5), 1941

Е. А. Радкевич и А. И. Витушкина. ТАРБАЛЬДЖЕЙСКОЕ ОЛОВОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ. — Н. В. Павлов. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РУДООБРАЗУЮЩИХ ХРОМШПИНЕЛИДОВ ЮЖНО-УРАЛЬСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СВЯЗИ С СОСТАВОМ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД. — В. П. Логинов. К ИЗУЧЕНИЮ СУЛЬФИДООБОГАЩЕНИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД СССР. — А. А. Филимонова и Д. Н. Кофанов. ДРЕВНЕЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ ЮЖНО-КЕМПИРСАЙСКИХ ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ «ГИГАНТ» И «СПОРНОЕ». — И. И. Савельев. РОЛЬ МИКРОРЕЛЬЕФА В ОБРАЗОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НИКЕЛЕВЫХ СИЛИКАТНЫХ РУД НА ЮЖНОМ УРАЛЕ. — А. Кац. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ И РОЛЬ ХЛОРИТОВ В ОБРАЗОВАНИИ ОБОГАЩЕННЫХ НИКЕЛЕМ УЧАСТКОВ НА ШЕЛЕКТИНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ. — И. И. Гинзбург. О МОНТМОРИЛЛОНИТОВОМ И ГАЛЛУАЗИТОВОМ ТИПЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД. — А. Г. Бетехтин. О СТРУКТУРНОМ ТРАВЛЕНИИ ПОЛИРОВАННЫХ ШЛИФОВ. — С. А. Юшко. ЯВЛЕНИЯ ДВОЙНИКОВАНИЯ В РУДНЫХ МИНЕРАЛАХ КАК РЕЗУЛЬТАТ ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМА.

Е. А. РАДКЕВИЧ, А. И. ВИТУШКИНА

ТАРБАЛЬДЖЕЙСКОЕ ОЛОВОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ

В 1931 г. в бассейне р. Тарбальджей¹ были открыты золотосодержащие кварцевые жилы. Начиная с 1931 г., на золоторудном Тарбальджейском месторождении производились разведки, затем старательские добычные работы. В 1935 г. геологи Сергиевский и Ульянов на площади Тарбальджейского месторождения золота открыли оловянное оруденение штокверкового типа. В 1937 г. партией СНОР¹ открыта в распадке Оловянном касситеритовая россыпь.

В 1937 и 1938 гг. оловянное месторождение разведывалось партией ВСО СНОР и одновременно изучалось отрядом Академии Наук.

В Тарбальджее мы имеем чрезвычайно интересный металлогенический узел — здесь перекрещиваются золотые и оловянные рудные тела и решается вопрос о последовательности их образования. Тарбальджейское месторождение олова крайне своеобразно по морфологии и генезису, и изучение его дает материал для понимания некоторых особенностей оловорудного процесса.

Настоящая статья содержит данные, полученные авторами при геологической съемке Тарбальджейского месторождения олова и последующей камеральной обработке в 1937—1938 гг.

I. ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК, МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ, ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ПО ОРОГРАФИИ И ГЕОЛОГИИ

Тарбальджейское месторождение олова находится на расстоянии 20 км к северо-востоку от оловянного рудника Хапчеранга; оно расположено на левом борту пади Курултей — притока р. Тарбальджей, относящейся к системе Онона. По административному делению район месторождения относится к Агинскому округу Бурят-Монгольской АССР. Площадь месторождения слагают метаморфические и осадочные породы палеозоя. В северной части участка обнажаются метаморфические сланцы, главным образом филлиты, образованные за счет метаморфизации глинистых (условно среднепалеозойских, D—C) осадков. В южной части месторождения развиты нормальные глинистые сланцы пермского (?) возраста. Простираение пород востоко-северо-восточное, близкое к широтному — падение моноклиналиное на север. Контакт этих толщ в Тарбальджейском участке — тектонический.

Изверженные породы имеют подчиненное развитие; они представлены жильными разностями — кварцевыми порфирами, альбитовыми порфиритами, лампрофирами и диабазовыми порфиритами.

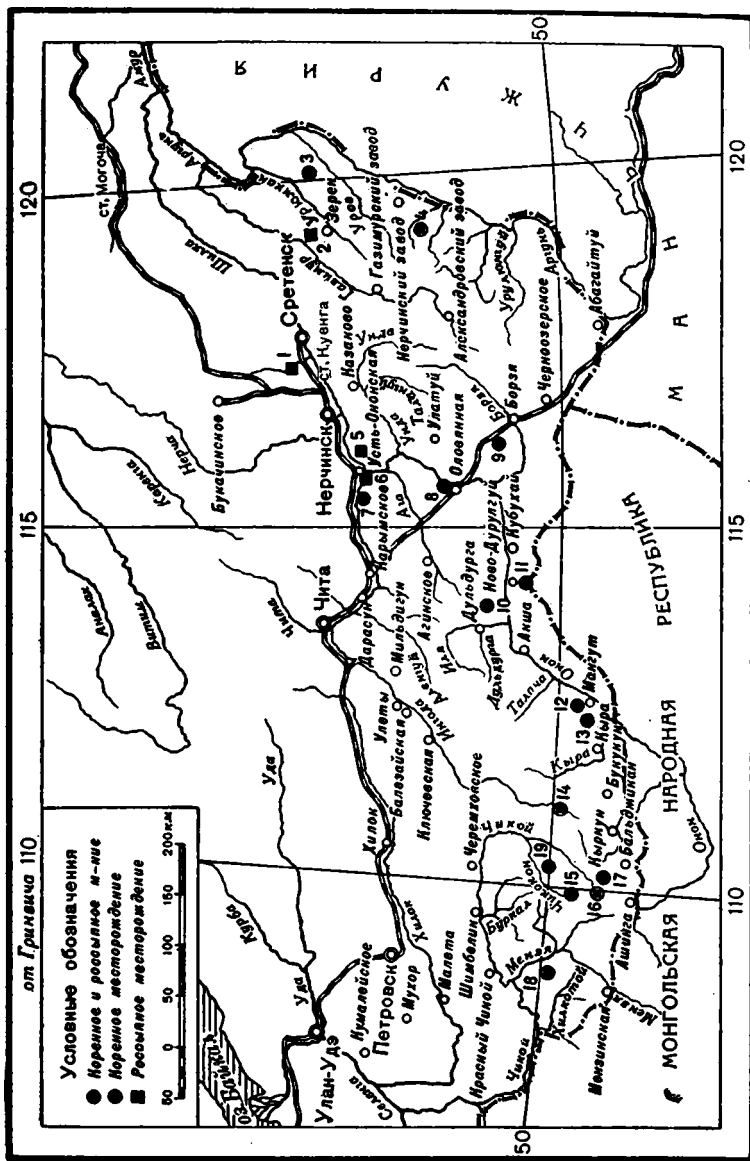
На площади месторождения значительно развиты различные рудные штокверки, оловоносные зоны хлоритизации и, наконец, полевошпатово-кварцевые жилы с сульфидами.

¹ Союзникельоловоразведка.

А. Породы осадочно-метаморфической толщи

1. Метаморфические сланцы

Породы метаморфической толщи на площади месторождения крайне однообразны. Они представлены, главным образом, филлитами, в меньшей степени — филлитизированными песчаниками и прослоями кварцитовидных кремнистых пород.



Фиг. 1. Обзорная карта месторождений олова в Забайкалье. Список месторождений.

1/— Кокертай, 2 — Олентой, 3 — Ильдикан Зеренский, 4 — Смирновское, 5 — Канта, 6 — Ононская россыль, 7 — Завитгинское, 8 — Ононское, 9 — Шерловая гора, 10 — Зун-Ундурское, 11 — Ималкинское, 12 — Тарбальджей, 13 — Халчеранга, 14 — Сохондо, 15 — Чинкокон, 16 — Бодунгинское, 17 — Баджиравское, 18 — Н.-Еловское, 19 — Шумилярское.

Последовательное наложение различных процессов регионального, контактового и гидротермального метаморфизма обусловило полное преобразование первоначально осадочных пород — глинистых сланцев и песчаников, причем единственными маркирующими горизонтами в составе метаморфической толщи являются линзовидные прослои светлых гранатово-кремнистых пород.

2. Породы пермской толщи

Пермские отложения представлены на участке зеленовато-серыми глинистыми сланцами, подчиненными рассланцованным алевритовым песчаникам. Очень редко встречаются линзовидные прослои рассланцованных конгломератов мощностью до 0.5 м. В южной части участка (южные склоны сопки Бурятской и Восточной) выделяется пласт грубозернистого серого песчаника мощностью 10—12 м.

Породы имеют простирание СВ 50—70°, падение СЗ < 55—70°.

Б. Изверженные породы

На участке Тарбальджейского месторождения развиты следующие изверженные породы:

- 1) кварцевые порфиры древние;
- 2) альбитовые порфиры;
- 3) спессартиты;
- 4) диабазовые порфиры;
- 5) кварцевые порфиры молодые (падь Талачь).

Все эти породы залегают в виде жил, секущих пермские песчано-сланцевые отложения; они приурочены к различным типам трещин и отмечают собою четыре последовательные фазы проявления вулканической деятельности.

1. Кварцевые порфиры

Кварцевые порфиры являются наиболее древними изверженными породами на участке. Они пересекаются молодыми тектоническими нарушениями, более поздними основными изверженными породами и рудными жилами.

Кварцевые порфиры залегают в виде крутопадающих даек простирания ВСВ 70°; часто простирание их совпадает с простиранием сланцев, хотя по падению они секут последние. Иногда дайки в плане коленообразно изгибаются, следуя двум сопряженным системам трещин. Мощность даек от 0.5 до 12 м. Некоторые дайки прослежены на протяжении километра и более и тянутся через весь участок, другие выклиниваются в пределах заснятой площади.

Кварцевые порфиры имеют желтовато-белую основную массу, в которой выделяются редкие порфиновые вкрапленники дымчато-серого кварца, а в некоторых дайках и светлого полевого шпата — альбита и ортоклаза. Характерно для них полное отсутствие цветных минералов. Основная масса — микротранитовая, иногда гранофировая, переходящая в сферолитовую. Центральные части мощных даек иногда почти нацело раскристаллизованы, и порода приближается к аплиту или микрограниту, в то время как призальбандовые части всегда имеют скрытокристаллическое сложение. Из данных анализа (см. таблицу) видно, что кварцевый порфир представляет собою кислую, существенно калиевую породу. Дайки кварцевых порфиров прослеживаются к западу и к востоку от Тарбальджей; они повсеместно сопровождаются золото-кварцевыми жилами. Эта полоса развития кварцопорфировых даек и золоторудных жил тянется в направлении ВСВ от прииска Боян-Зурга на западе через золотые месторождения Любовь, Хаверга, Хамара, Тарбальджей до прииска Мокан на востоке. Часто кварцевые порфиры сами являются золотоносными благодаря развитию в них сетки тончайших золото-кварцевых прожилков. Одна из таких золотосодержащих даек отмечена в Тарбальджейе (кварц-порфировая жила); повидимому, золото связано с кварцевыми порфирами не только пространственно, но и генетически.

2. Альбитовые порфириты

Зеленовато-серые порфировидные породы, определенные как альбитовые порфириты, протягиваются в виде дайки в широтном направлении по южным склонам сопки Бурятской и Восточной. Вкрапленники представлены преимущественно кислым плагиоклазом (8—10% An). Меньшее развитие имеют темноцветные минералы — биотит, псевдоморфно замещенный пеннином, и роговая обманка, превращенная в агрегат карбоната и хлорита. Встречено несколько зерен калиевого полевого шпата. Основная масса сложена тонкозернистым агрегатом хлорита, каолина, серицита и вторичного кварца.

По химическому составу порода является жильным аналогом рогово-обманкового сиенита и характерна резким преобладанием натрия над калием.

3. Спессартиты

Спессартиты в виде коротких маломощных жил встречаются на сопке Западной. Это темные, серо-зеленые мелкозернистые породы, сложенные пересекающимися длиннопризматическими кристаллами цветного минерала. Весьма часто они обнаруживают шаровую скорлуповатую отдельность.

Под микроскопом оказывается, что порода состоит, главным образом, из обыкновенной роговой обманки. $2v = +73^\circ$ Ng — Nr = 0.027; $CNg = 25^\circ$;

Промежутки между длинными призматическими кристаллами роговой обманки выполняются лейстами плагиоклаза (№ 30). Чрезвычайно редко обнаруживаются мелкие выделения кварца и калиевого полевого шпата.

Спессартиты следуют наиболее поздним трещинам меридионального и северо-западного направлений. Они пересекают кварц-порфировые дайки и, следовательно, являются более молодыми.

4. Диабазовые порфириты

Диабазовые порфириты развиты на южном склоне сопки Тором-Балас. Мощность даек колеблется от 0.5 до 3 м. Преобладающее простирание — 45—50°.

Порода имеет темнозеленый цвет и криптокристаллическое сложение основной массы; в ней выделяются крупные порфировые вкрапленники белого полевого шпата размерами до 0.5 см в поперечнике. При выветривании выявляется шаровая отдельность породы. Под микроскопом выявляется ясно выраженная интерсертальная структура. В промежутках между кристаллами плагиоклаза (№ 50) в основной аморфной массе развиты пластинки ильменита и вторичный хлорит, образованный, вероятно, в результате замещения ранее существовавшего здесь пироксена.

Местами плагиоклазовые вкрапленники нацело замещены серицитом и карбонатами.

По данным микроскопического изучения и химического анализа (см. таблицу анализов) порода может быть определена как диабазовый порфирит.

5. Молодые кварцевые порфиры над Талачь

Кварц-порфировая дайка северо-восточного простирания (СВ 50°) прослежена на протяжении 1 км от подножья склона до водораздела Тарбальджей—Талачь, где она пересекает дайку лампрофира; мощность кварц-порфировой дайки колеблется от 20 до 50 м.

Порода имеет порфировидное сложение — в светлосерой массе выделяются порфировые вкрапленники светлого полевого шпата и темного

кварца. Центральная часть дайки почти нацело раскристаллизована, в то время как в зальбандах находятся криптокристаллические серовато-зеленые разности с тонкой шестоватой отдельностью, ориентированной параллельно зальбанду. Переход от этой криптокристаллической породы к раскристаллизованной породе центральной части дайки совершается постепенно, в пределах полосы шириной в 0.5—1 м, причем выделяется целый ряд переходных разностей, отличающихся по степени кристалличности.

Под микроскопом оказывается, что порфировая разновидность центральной части даек содержит обильные вкрапленники кварца, калиевого полевого шпата, редко встречаются темноцветные минералы, псевдоморфно замещенные хлоритом. Основная масса пород криптокристаллическая.

Плотные афировые разности из зальбандов дают под микроскопом картину раскристаллизованного стекла.

Как видно из анализа, порода отличается подчеркнuto кислым характером и резким преобладанием калия над натрием, по составу она несколько напоминает кварцевые порфиры Тарбальджея, однако, как показывают геологические наблюдения, она моложе — как уже было отмечено, талачинская кварц-порфировая дайка пересекает лампрофировую, а лампрофиры, в свою очередь, моложе кварц-порфиров Тарбальджея.

Таблица анализов изверженных пород Тарбальджейского участка

	Анализы					Пересчеты анализов по А. Н. Заварицкому					
	I	II	III	IV	V		I	II	III	IV	V
SiO ₂	74.92	63.72	49.70	53.36	76.05	a	13.1	14.8	8.0	10.1	9.8
TiO ₂	следы	0.30	0.73	1.76	следы	c	0.4	2.5	6.8	3.0	0.0
Al ₂ O ₃	13.10	18.26	16.11	17.40	13.82	b	4.9	12.1	28.1	21.5	9.3
Fe ₂ O ₃	не обн.	0.16	0.21	5.56	0.66	s	81.6	70.6	57.1	65.4	80.9
FeO	1.67	4.34	8.13	3.34	0.63						
MgO	0.31	2.24	9.80	3.02	0.36						
MnO	не обн.	0.17	0.04	0.02	0.02						
CaO	0.35	2.08	7.61	2.89	не обн.						
Na ₂ O	0.40	6.02	2.25	2.76	0.94						
K ₂ O	8.82	1.39	2.18	2.98	5.72						
P ₂ O ₅	0.15	0.09	0.22	0.70	0.07						
S	0.24	—	0.10	0.76	—						
H ₂ O гигр. . .	0.07	—	0.26	1.65	0.23						
H ₂ O п. п. п.	0.27	—	1.98	3.97	1.36						
	100.30		100.32	100.17	99.86						

I. Кварцевый порфир Таобальджея. Анализ производился в химлаборатории МГРИ. Аналитики Васильева и Герасимова.

II. Альбитовый порфирит. Аналитики Бокова и Пестель.

III. Спессартит. Аналитики Васильева и Герасимова.

IV. Диабазовый порфирит. Аналитики Васильева и Герасимова.

V. Кварцевый порфир из пади Талачь. Аналитики Бокова и Пестель

Все описанные породы секут сланцевую пермскую (?) толщу, однако верхний возрастной предел их не установлен и абсолютный возраст остается неопределенным, связь кварц-порфиров с золото-кварцевыми жилами говорит скорее за их мезозойский возраст. Более поздние основные породы также тесно переплетаются с рудными жилами; так, дайка диабазового порфирита в Тарбальджее, повидимому, сечет оловорудные прожилки штокверков. На основании изучения взаимоотношений извер-

женных пород с молодыми, мезозойскими золотыми и оловянными месторождениями мы приходим к выводу о принадлежности всех «послепермских» изверженных пород Тарбальджейского участка к разным фазам молодой мезозойской складчатости.

В. Тектоника

Как указывалось, элементы залегания филлитовой и сланцевой толщ несколько отличны: метаморфические породы имеют преимущественно простирание $70-80^\circ$, в то время как глинистые сланцы, при общем направлении свиты ВСВ, часто имеют простирание 60 и даже 50° . Обе толщи имеют однообразное падение к северу под углом $60-70^\circ$, так что метаморфические породы, слагающие северную часть месторождения, налегают на более молодые глинистые сланцы. Контакт метаморфической и сланцевой толщи имеет широтное простирание и крутое падение к северу, местами приближающееся к вертикальному; таким образом, контакт и по простиранию и по падению сечет как пермские, так и метаморфические сланцы и, следовательно, является тектоническим. Повидимому, мы имеем здесь крутой надвиг, возникший в процессе складкообразования в южном крыле изоклиальной складки, опрокинутой к югу. Этот тектонический контакт, как будет показано ниже, впоследствии контролировал образование оловорудных штоков. К числу более молодых нарушений относятся чрезвычайно широко развитые на участке месторождения разнообразные сбрососдвиговые трещины, секущие складчатую структуру и плоскость описанного надвига.

Отмечены следующие системы сбрососдвиговых трещин (в последовательности образования).

1. Трещины северо-восточного простирания (50°), пологопадающие на СЗ, вмещают золотокварцевые жилы.

2. Крутопадающие трещины северо-западного простирания ($325-340^\circ$) вмещают оловорудные месторождения.

3. Крутопадающие трещины северо-восточного направления ($5-10^\circ$) вмещают безрудные кварцевые жилы.

Ниже мы последовательно разберем эти три системы трещин.

1. Пологопадающие трещины северо-восточного простирания

В ряду сбрососдвиговых нарушений эти трещины являются наиболее ранними; к ним в ряде случаев приурочены золотокварцевые жилы (Комсомольская, Пологая, Центральная и др.). Они имеют однообразное простирание СВ $50-70^\circ$ и пологое падение СЗ $20-35^\circ$.

Сбрососдвиговый характер трещин отчетливо устанавливается на жиле Комсомольской; здесь по жильной трещине перемещается дайка кварцевого порфира; амплитуда смещения — 4 м; в выработках установлены зеркала и полого наклоненные штрихи скольжения. Судя по дроблению жильного кварца, по этой же трещине существовали повторные, более поздние подвижки.

2. Сбросо-сдвиги северо-западного простирания

К периоду молодой складчатости относятся многочисленные нарушения северо-западного направления; наиболее ярко выражены они по линии Бурятской жилы, где мы имеем ослабленную зону, слагающуюся из целого ряда подвижек.

Более древние геологические образования — горизонты кремнистых пород, широтный разлом, дайки кварцевых порфиров, золотокварцевые жилы, выполняющие трещины I, — в пересечении с этой зоной ступенчато смещаются по ряду близко параллельных трещин. Простирание

главной зоны Бурятского разлома 340° ; от нее отходит под острым углом другая, по азимуту 320° , известная под названием западной апофизы Бурятской жилы.

Вдоль этих разломов вытянуты зоны ороговикования и хлоритизации сланцев; к трещинам приурочены кварцполевошпатовые жилы. Падание трещин почти вертикальное, с небольшими отклонениями то к северо-востоку, то к юго-западу.

Амплитуда перемещения крайне разнообразна: на ряду с нарушениями амплитудой 10—20 м мы имеем бесчисленное множество еле заметных подвижек по трещинам отдельности северо-западного направления. Подвижки эти всюду отмечаются по зеркалам и штрихам скольжения.

Пологий наклон штрихов в плоскости скольжения говорит о том, что наибольшее развитие в этой группе нарушений имеют сбросо-сдвиги. Направление перемещения везде одинаково — юго-западная стенка неизменно перемещается к северу. По своему положению эти трещины соответствовали диагональным трещинам скалывания. К многочисленным трещинкам северо-западного простирания приурочены прожилки оловорудных штокверков.

3. Сбросо-сдвиги северо-восточного простирания

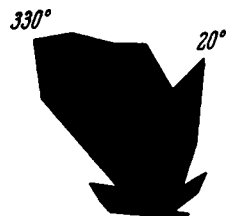
Крутопадающие трещины северо-восточного простирания (азимут 25° — 35°) также имеют большое развитие на участке месторождений, по ним, в противоположность нарушениям северо-западного направления, западное крыло неизменно передвинуто не к северу, а к югу. Амплитуда перемещения не велика: 6—8 м и меньше. По возрасту «северо-восточные нарушения» несколько моложе «северо-западных», так как приуроченные к ним жилы молочно-белого безрудного кварца не претерпевают перемещения в пересечении с северо-западными сбросо-сдвигами. Местами по ним устанавливается незначительное перемещение трещин северо-западного направления.

Повидимому, сбрососдвиговые трещины северо-западного и северо-восточного направления представляют собою сопряженные системы диагональных трещин скалывания. Направление перемещения западной стенки вдоль по северо-западным трещинам к северу и по северо-восточным к югу определяет однозначно положение эллипсоида деформации. Так, можно считать установленным, что короткая ось эллипсоида располагается, примерно, в меридиональном направлении. Соответственно этому действительно наблюдаются меридиональные трещины разрыва, по которым обычно не происходит смещения пород. Одна из таких трещин на сопке Западной вмещает вольфрамитовую жилу, другая, там же, вмещает дайку спессартита. В системе мелких трещин отдельности меридиональные трещины разрыва выражены менее отчетливо по сравнению с диагональными трещинами скалывания северо-западного направления (см. розу трещин отдельности, фиг. 2).

В результате изучения взаимоотношения различных систем трещин мы можем сделать следующие выводы.

1. Трещины северо-западного и северо-восточного простирания моложе золото кварцевых жил, образование которых исследователи района относят к мезозойскому времени.

2. Трещины эти неоднократно омоложились в процессе оловянной минерализации, часть их возникла несколько позже образования основных оловорудных жил.



Фиг. 2. Роза трещин отдельности в породах Тарбальджея

3. Трещины северо-западного и северо-восточного направлений органически связаны складчатой структурой района — они вполне по своему положению соответствуют сопряженным системам трещин скалывания в широтно ориентированных складках. Следует отметить, что в оловяносных гранит-порфирах Хапчеранги трещины отдельности также укладываются в эту схему: там отчетливо наблюдаются две системы трещин: меридиональная, соответствующая трещинам Q, и широтная, соответствующая трещинам S.

4. Следовательно, к моменту образования оловорудных месторождений здесь существенного изменения в направлении давления не произошло, короткая ось эллипсоида деформации, как и в период складчатости, смявшей пермскую толщу, попрежнему была ориентирована в меридиональном направлении.

II. РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Сообразно установленной последовательности тектонических нарушений жилные проявления, связанные с этими нарушениями, можно также разбить на несколько последовательных генетических групп.

А. Допермские мощные безрудные кварцевые жилы.

Б. Послепермские.

1. Золотокварцевые жилы (по трещинам «1»).

2. Оловорудные жилы и прожилки (по трещинам «2»).

3. Безрудные полевошпато-кварцевые жилы (по трещинам «2»).

4. Безрудные жилы молочно-белого кварца (по трещинам «3»).

Описание различных типов оруденения будет проведено последовательно от древних проявлений до молодых.

А. Допермские кварцевые жилы

В метаморфических сланцах большое развитие имеют мощные жилы молочно-белого, сильно катаклазированного кварца; жилы эти нигде не встречены в пермских породах, и этим определяется их относительно древний возраст.¹

Помимо кварца в древних жилах изредка встречается полевой шпат; рудные минералы в них не встречены. Жилы имеют линзовидную форму и достигают в раздувах мощности 2—3 м; наряду с такими мощными жилами наблюдаются тонкие линзовидные прожилки, инфицирующие метаморфические породы по плоскостям сланцеватости.

Б. Послепермская минерализация

Все последующие жилные проявления затрагивают как метаморфическую толщу, так и пермские породы и могут быть отнесены к более поздней складчатости. К этой группе относятся золотая и оловянная минерализация.

1. Золоторудные жилы

Тарбальджейское месторождение золота является частью золоторудного пояса, протягивающегося в направлении ВСВ от прииска Хайластуй на западе через месторождения Боян-Зургу—Любовь—Хаверга—Рензель—Хамара—Тарбальджей до прииска Мокан на востоке. Повсеместно в полосе развития золото-кварцевых жил обнажаются дайки кварцевых порфиров, описанных в главе об изверженных породах, с которыми золоторудные месторождения, повидимому, генетически связаны.

Золоторудные жилы Тарбальджей подразделяются на следующие типы: 1) крутопадающие жилы, 2) пологопадающие и 3) минерализованные кварцевые порфиры.

¹ Конечно, о допермском возрасте жил мы можем говорить лишь условно, так как сами «пермские» сланцы фаунистически не охарактеризованы.

1. Крутопадающие кварцевые жилы востоко-северо-восточного и широтного простираения развиты по правому борту пади Курултей — жилы Октябрьская, Майская, Евдокимовская и др.

2. Пологопадающие жилы северо-восточного простираения (Комсомольская, Пологая, Центральная) развиты на площади оловорудного Тарбальджейского месторождения по левому борту пади Курултей. Эти жилы приурочены к системе трещин I, описанных на стр. 7. Золоторудные жилы представлены молочко-белым, иногда заохренным кварцем, в котором крайне редко можно обнаружить сульфиды — пирит, арсенопирит, а также видимое золото. Кварц обладает волнистым погасанием, катаклазирован, пересекается трещинами отдельности 340° , по которым в местах пересечения золотых и оловорудных жил штокверков наблюдается слюдисто-флюоритовые прожилки (фиг. 3), иногда содержащие касситерит (сопки Центральная, жила Пологая). Таким образом, отчетливо устанавливается, что оловянная минерализация в Тарбальдjee моложе золотой.

3. Золотоносные кварцевые порфиры. К этому типу относится так называемая «жила Кварц-порфировая», представленная минерализованной дайкой кварцевого порфира. Дайка на протяжении 30 м по всей мощности пересечена тончайшими золотокварцевыми прожилками; прожилки нигде не переходят за пределы кварцевого порфира и в сланцах не отмечены, — повидимому, они приурочены к контракционным трещинам отдельности, возникшим при остывании кварцевого порфира. Кварц-порфировая «жила» весьма напоминает золотоносные дайки кварц-порфира в пади Рензель к западу от Хапчеранги, где, так же как в Тарбальдjee, золотоносные кварцевые прожилки ограничены в своем распространении исключительно контурами даек и нигде не выходят за их пределы. Повидимому, золото и кварцевые порфиры связаны между собой не только пространственно, но и генетически; можно предположить, что дайки кварцевых порфиров и золотокварцевые жилы являются последовательными дериватами одного и того же магматического источника. В Тарбальдjee, правда, установлено, что Комсомольская жила проходит по трещине, смещающей кварцевый порфир, следовательно является более молодой, но это не противоречит нашему представлению о генетической связи золота с кварцевыми порфирами — вероятно, период образования кварц-порфировых даек и золото-кварцевых жил был длительным и отдельные золоторудные жилы пересекали наиболее ранние порфировые дайки.

Сергиевский в своей работе по геологии района кварцевые порфиры относил к варисцийскому циклу. В связи с представлением о связи золотой минерализации с кварц-порфирами варисцийский возраст последних является сомнительным; как известно, образование большинства золотых месторождений Забайкалья относится к мезозою.

2. Оловянное оруденение

Оловянное оруденение Тарбальджейского месторождения приурочено к пересечению молодого северо-западного разлома с широтным тектоническим контактом, отделяющим метаморфическую свиту от пермских отложений.

На площади месторождения можно выделить следующие типы рудных тел.

1. Оловоносные штокверки, образованные рудными прожилками преимущественно северо-западного простираения, развиты исключительно в филлитах.

2. Зоны хлоритизации и ороговикования, развитые, главным образом, в сланцах; простираение $300-340^\circ$.

3. Полевошпатово-флюоритовые и полевошпатово-кварцевые жилы северо-западного направления (340°).

4. Жилы молочно-белого безрудного кварца северо-восточного и меридионального направлений.

Перечисленные типы минерализации приурочены к разным структурным единицам, разновременны и различны как по составу, так и морфологически.

Штокверки

Рудными штокверками называют в Тарбальджее зоны убогой оловянной минерализации в филлитах. Однако название штокверк может быть применено к Тарбальджейскому рудному полю лишь условно, так как здесь мы не имеем характерной для обычного штокверкового типа сетки взаимопересекающихся прожилков, минерализующих более или менее равномерно всю массу породы.

Штокверковая минерализация представлена параллельными тонкими рудными прожилками. Прожилки эти приурочены к системе крутопадающих параллельных трещин отдельности северо-западного простирания (азимут простирания $340^\circ < 80-90^\circ$ на ЮЗ и СВ). Реже рудные прожилки следуют сопряженным трещинам северо-восточного (азимут простирания 25°) или меридионального простирания. В штокверке № 1 на ряду с северо-западными минерализованными трещинами мы имеем полосу параллельных широтных жилок. Рудовмещающие трещины имеют четкие ровные ограничения, на стенках их весьма часто наблюдаются зеркала и полого-наклонные штрихи скольжения. За пределы прожилков в боковую породу рудные минералы почти не проникают.

Максимум минерализации отмечен в трех участках, сообразно чему с момента открытия месторождения принято выделять в нем три штокверковые поля. Границы этих штокверков весьма условны. Кроме упомянутых штокверковых полей, более мелкие минерализованные зоны встречаются и на промежуточных участках. Распределение минерализации в штокверках далеко неравномерное: местами, в зонах наибольшего дробления, почти все трещины отдельности в той или иной степени минерализованы; такие обогащенные участки сменяются бедными и совсем безрудными.

Расположение штокверков показывает отчетливую зависимость минерализации от тектонических нарушений. Штокверки, как правило, образуются в пересечении сбрососдвиговых зон северо-западного простирания с более древними широтными нарушениями, крутопадающими к северу.

Наиболее ярко эта зависимость проявляется в штокверке № 3, образованном в пересечении главного Бурятского разлома с широтным разломом, отделяющим филлиты от глинистых сланцев, причем оруденение развито висячем боку последнего — в филлитах. Аналогичные условия мы имеем в штокверке № 2, также примыкающем непосредственно к тому же широтному разлому. Так же как и в штокверке № 3, здесь отчетливо выражены подвижки вдоль трещин северо-западного направления по многочисленным плоскостям отдельности. Образование штокверка № 1 находится, вероятно, в зависимости от второстепенной широтной трещины, установленной в шурфе № 1. Здесь в результате скрещения широтной и меридиональной рудных зон мы имеем наибольшее обогащение касситеритом.

Распределение минерализации внутри штокверкового поля определяется следующими моментами:

1) разработанностью трещин северо-западного простирания; наиболее благоприятными в этом отношении являются зоны максимального проявления скалывания;

2) наличием дорудных трещин и нарушений, сопряженных с главным широтным разломом; наблюдаются две системы таких трещин: а) простирания $60-70^\circ$, крутопадающие на северо-запад; б) простирания $290-305^\circ$, крутопадающие на северо-восток. Эти трещины на поверх-

ности представлены зонами окварцевания и фельдшпатизации, в штольне № 1 они выполнены охристой перетертой глиной, окрашенной в кирпично-красный цвет гидроокислами железа. Повидимому, эти дорудные трещины существенно влияли на циркуляцию рудоносных растворов; в пересечении их северо-западными сбрососдвиговыми зонами создавались участки наибольшего раздробления, благоприятные для рудоотложения.

Кроме того, интенсивность минерализации непосредственно зависит также от характера вмещающих пород. Отмечено, что в окварцованных и первично-кремнистых породах, скорее массивных, чем трещиноватых, оруденение резко уменьшается.

Минералогический состав штокверков. Главными минералами штокверков являются кварц и арсенопирит. Распространены топаз и флюорит. В подчиненном количестве присутствуют касситерит, вольфрамит, сфалерит, слюда.

Редкими минералами являются халькопирит, станнин, марказит, пирит, галенит, адуляр; очень редким — берилл.

Рудные прожилки, несмотря на их незначительную мощность, обычно имеют симметрично-полосчатое строение, позволяющее установить определенную последовательность образования минералов. Обычно в боковых породах близ жилок развивается топаз; зальбанды прожилков оторочены тонкой лентой слюдки, иногда с редкими кристаллами касситерита. Мощность такого слюдистого зальбанда редко превышает 1 мм. Ближе к осевой части следует арсенопирит и, местами, вольфрамит; последний в заметном количестве встречен лишь в широтной жилке штокверка № 1. К числу молодых минералов относятся сфалерит, станнин, флюорит и редко встречающийся галенит, тяготеющие к центральной части прожилков.

Ниже мы приводим описание отдельных минералов (в порядке их образования).

Т о п а з. Топаз является одним из наиболее ранних минералов, он развивается по контакту с прожилками в боковых породах, образуя мелкозернистые агрегаты неправильных по форме округлых зерен. Иногда он выкристаллизовывается в самой трещине, располагаясь преимущественно в зальбандах жилки; в таких случаях наибольшее развитие получают мелкие кристаллы размерами меньше 0.1 мм, неразличимые невооруженным глазом, иногда встречаются более крупные кристаллы призматического габитуса размерами до 1 см. В кристаллах топаз бесцветный, прозрачный; в сплошных массах — желтоватый; $2v = +50^\circ$. Часто топаз развивается в зальбандах флюоритовых прожилков, вероятно, в результате взаимодействия F-содержащих эманаций с алюмо-кремневыми вмещающими породами. В ряде случаев отчетливо видно, что и топаз и флюорит разъедают кварц (фиг. 4, 5).

С л ю д а образует тонкие оторочки в зальбандах рудных прожилков.

Она имеет серебристо-белый цвет; под микроскопом почти бесцветна, обладает слабым плеохроизмом в зеленоватых тонах.

Показатели преломления следующие:

$$Ng = 1.598; Np = 1.568.$$

Оптически отрицательная, с небольшим углом оптических осей.

Спектральный анализ показывает присутствие в слюде следующих элементов:

Be — слабые линии	Al — сильные линии
K — сильные »	Si — » »
Na — средние »	Fe — средние »
Re — слабые »	Ti — слабые »
Sn — » »	Ba — средние »
V — » »	Li — слабые »
Mn — средние »	Ca — сильные »
Mg — сильные »	

Оптические константы в согласии с данными спектрального анализа позволяют определить слюду тарбальджейских штокверков как мангано-филлит. В жиле Водораздельной на ряду с манганофиллитом встречена слюда типа цинвальдит а ($\gamma = 1.583 - 1.580$; $\alpha = 1.553 - 1.550$).

Касситерит обычно находится в зальбандах прожилков в тесной ассоциации со светлой слюдой и топазом; он образует двойники и тройники призматических кристаллов, несколько сплюснутых по C_4 ; в кристаллах касситерита из Тарбальджейского месторождения, исследованных А. М. Болдыревой, главной формой являлась грань 110, подчиненными — грани 320, 100, 111. Размеры индивидов кристаллов редко превышают 2—3 мм; цвет касситерита черный, блеск алмазный; под микроскопом наблюдается слабый плеохроизм.

Химический анализ касситерита

SnO ₂ . . .	97.28	MnO . . .	сл.
SiO ₂ . . .	0.38	CaO . . .	0.28
TiO ₂ . . .	0.84	MgO . . .	0.07
Fe ₂ O ₃ . . .	0.92	Ta + Nb .	0.05
		Σ	99.82
		Уд. в. . .	6.89

Аналитик Стукалова
Цитировано по А. М. Болдыревой

Спектральный анализ касситерита¹

I	II
Be — очень слабые линии	слабые линии
Bi — следы линий	нет
Sn — преобладает	преобладает
Ga — слабые линии	нет
In — средние линии	средние линии
W — сильные линии	»
V — »	слабые линии
Nb — нет	нет
Mn — слабые линии	слабые линии
Fe — »	очень слабые линии
Ti — очень сильные линии	средние линии
As — слабые линии	слабые линии

I — касситерит из «широтного» прожилка штокверка № 1;
II — касситерит из северо-западного прожилка штокверка № 1.

Интересно наличие в анализах индия и циркония. Первый анализ, в отличие от второго, показывает повышенное содержание титана и вольфрама.

Кварц. Кварц является главным минералом прожилков. Он образует сплошные агрегаты мелких зерен или призматические удлиненные кристаллы, нарастающие перпендикулярно стенкам трещин (фиг. 6, 7).

Цвет кварца молочно-белый, иногда встречаются полупрозрачные, бесцветные кристаллы его. Газовождких включений и следов деформации в кварце не отмечено. Местами наблюдаются зональные кристаллы кварца, причем по некоторым зонам происходит разъедание кварца топазом или флюоритом.

Арсенопирит. Арсенопирит образует призматические кристаллы с ромбическим поперечным сечением. По сравнению с касситеритом он является более молодым и окружает его зерна. В свою очередь зерна

¹ Все спектральные анализы, приведенные в работе, проделаны в лаборатории Института геологических наук Академии Наук СССР С. А. Боровиком.

раздробленного арсенопирита цементируются более молодыми сульфидами, главным образом сфалеритом (фиг. 8).

Вольфрамит. Вольфрамит образуется, примерно, одновременно с арсенопиритом, иногда несколько раньше его. Встречен в грубопластинчатых кристаллах.

Химический анализ вольфрамита из широтной жилы

WO ₃	76.10	TiO ₂	0.07
FeO	16.02	SiO ₂	0.40
MnO	7.04	Al ₂ O ₃	0.51
CaO	0.23		
		Σ	100.37

Аналитик Ю. С. Нестерова
Химлаборатория ИГН АН СССР

Спектральный анализ вольфрамита из широтных жилок см. № 1

Sn — слабые линии
Zn — »
V — »
W — сильные линии
Mn — очень сильные линии
Fe — сильные линии

Интересно присутствие в вольфрамите обнаруженного спектральным анализом индия, типичного и для других минералов штокверка — касситерита, сфалерита.

Пирит. Пирит встречается редко. Обычно он присутствует в виде идиоморфных кристаллов, иногда сечется сфалеритом.

Марказит. Марказит также является редким минералом штокверков. Он встречается в стебельчатых выделениях (фиг. 9). Соотношения марказита с другими рудными минералами неясны, может быть, он образуется по пирротину.

Сфалерит. Сфалерит бурого цвета, полупрозрачный, образует агрегат аллотриоморфных зерен. Он обычно цементирует раздробление зерна арсенопирита и является явно более молодым. Изредка в сфалерите наблюдаются включения халькопирита (фиг. 10) и станнина, образованные в результате распада твердых растворов, а также чрезвычайно мелкие включения галенита.

Спектроскопический анализ сфалерита показывает большое количество индия (сильные линии), присутствие кадмия (средние линии) и относительно невысокое содержание железа (средние линии). О небольшом содержании железа свидетельствует также и светлая окраска сфалеритовых зерен.

Халькопирит. Халькопирит встречается в незначительном количестве; обычно ассоциирует со сфалеритом, образуя в нем неправильные сростания, иногда встречается в виде эмульсионной вкрапленности в сфалерите.

Станнин. Станнин, так же как и халькопирит, является мало распространенным минералом. Он образует эмульсионные включения в сфалерите, халькопирите, иногда встречается в виде тонких каемок вокруг этих минералов (фиг. 11). Обнаружены также реакционные каемки станнина по границе касситерита с халькопиритом.

Галенит отмечен только в штокверке № 3 (штольня № 2). Он встречается в небольшом количестве в виде мельчайших включений в сфалерите, часто цементирует раздробленные сфалеритовые зерна и образует в них секущие прожилки. На основании этих взаимоотношений относится к наиболее молодым минералам.

Флюорит является довольно распространенным минералом. Нередко он выполняет центральную часть кварцеворудных прожилков. Обычно встречается в виде прозрачных бесцветных зерен, иногда слабо окрашен в зеленоватый или фиолетовый цвет. Наибольшее развитие он получает в жиле флюоритовой.

Последовательность выделения минерала изображена в парагенетической схеме (фиг. 12).

Характер штокверковой минерализации в общем однообразен. Однако наблюдаются некоторые отличия в минеральном составе рудных прожилков по различным участкам. Так, в широтной жилке первого штокверка большое развитие местами получает грубопластинчатый вольфрамит, который в остальных

Этапы	Пневматолитовый		Гидротермальный		Супергенный
	F	B	H	K	
Топаз	—				
Турмалин	----				
Кварц	—	—	—	—	
К-слюда	—		----		
Касситерит	—				
Ортоклаз		—			
Флюорит			—	—	
Альбит			—		
Арсенопирит			—		
Пирит			—		
Вольфрамит			—		
Сфалерит				—	
Халькопирит				—	
Станнин				—	
Галенит				—	
Марказит				—	—
Кисвеллин					—

Фиг. 12. Парагенетическая схема минералов штокверков

участках встречается в незначительном количестве. Штокверк третий, в отличие от первых двух, характерен развитием низкотемпературных минералов — в нем чаще встречаются сфалерит, станнин, халькопирит, галенит. Морфологически третий штокверк также несколько отличается от первых двух — в нем не так отчетливо выражена закономерная система прожилков северо-западного простирания. Здесь большее развитие имели процессы метасоматоза — филлиты местами замещены кварцем, флюоритом, серицитом, топазом и импреньированы сульфидами.

В заключении описания штокверков следует подчеркнуть следующие моменты.

1. Для всех штокверков характерны минералы, указывающие на присутствие большого количества летучих (топаз, отчасти слюда и флюорит); очевидно, газовая фаза в процессе рудообразования играла существенную роль. Топаз и слюда, расположенные в зальбандах прожилков, вероятно, образовались в результате взаимодействия летучих F, OH — с вмещающими породами.

2. Касситерит по морфологическим особенностям также может быть отнесен к пневматолитовому типу. Постоянная ассоциация его с другими пневматолитовыми минералами, главным образом с топазом, позволяет судить о том, что фтор играл существенную роль в переносе олова.

3. Более поздние минералы имеют явно гидротермальный генезис, причем ряд признаков указывает, что в конце процесса рудообразования температура растворов была относительно невысока. К этим признакам относятся следующие:

а) Бледная окраска сфалерита, указывающая на малое содержание в нем железа; как известно, маложелезистые разновидности сфалерита характерны для относительно низкотемпературных образований.

б) Слабое развитие эмульсионных структур. Эмульсионная вкрапленность халькопирита и станнина в сфалерите имеет в штокверках незначительное развитие, в то время как более молодые самостоятельные прожилки этих минералов, секущие сфалерит, встречаются гораздо чаще.

Таким образом, мы в штокверках имеем парагенетическую ассоциацию пневматолитовых минералов, с одной стороны, и сравнительно низкотемпературных гидротермальных минералов, с другой, в пределах тонких единовременно образованных прожилков. Это сочетание говорит о резком падении температуры рудоотложения и находит себе объяснение в специфических особенностях процесса образования штокверков. Очевидно, рудоотложение совершалось в условиях резкого падения температуры и давления в трещиноватых, сильно раздробленных, относительно холодных породах.

Зоны хлоритизации и ороговикования

В восточной части месторождения оловоносными являются зоны хлоритизации и ороговикования в пермских сланцах.

Зоны хлоритизации. В зонах дробления жил Параллельной и Бурятской обнаружены линзовидные жилы темнозеленой породы, состоящей почти целиком из хлорита. Жилы эти отличаются небольшой мощностью (10—15, редко до 50 см) и незначительным протяжением — они быстро выклиниваются как по простиранию, так и по падению. Так, вдоль жилы Параллельной на протяжении 140 м хлоритовая порода появляется трижды; обычно при выклинивании линза хлоритовой породы уступает место безрудной полосе дробления в сланцах; возможно, что здесь в хлоритовую массу был превращен альбитовый порфирит, затертый вдоль жильной трещины в процессе предрудных передвижек; действительно, местами в хлоритовой массе намечаются реликты структуры изверженной породы, напоминающей альбитовый порфирит, в большинстве же случаев всякие следы первичной породы нацело уничтожены. Контакт хлоритовой породы со сланцами в большинстве случаев резкий.

Микроскопическое изучение показывает, что измененная порода состоит преимущественно из мелкочешуйчатого хлорита, некоторого количества неправильных округлых зерен, а иногда длиннопризматических кристаллов вторичного кварца. Спорадически встречаются альбит, светлая слюда, топаз, флюорит, в ряде образцов установлена мелкая вкрапленность касситерита и топаза.

Хлорит. Хлорит является главным, местами почти единственным минералом в измененных породах.

Он встречается в виде плотных агрегатов, прожилков (фиг. 13). В пустотах образует лучистые розетки, друзы кристаллов размерами 0.1—0.5 м. Хлорит обладает следующими оптическими свойствами: цвет яблочно-зеленый, плеохроизм заметный; удлинение положительное; двусный — отрицательный. Угол оптических осей малый. Показатель преломления по $N_g = 1.663—1.666$; $N_p = 1.659$.

По оптическим данным минерал должен быть отнесен к афросидериту или дафниту.

Это определение согласуется с данными химического анализа, показывающими, что порода, состоящая преимущественно из хлорита, содержит большие количества FeO , ничтожное количество CaO , MgO , относительно небольшое количество Fe_2O_3 , SiO_2 , Na_2O , K_2O .

Совершенно очевидно, что железо было привнесено извне, так как ни альбитовые порфиристы (см. анализ на стр. 6), ни сланцы, содержащие

по нашим определениям до 5% Fe, не могли являться источником такого количества железа.

Химический анализ хлоритовой породы

Обр. 400

SiO ₂	32.41	CaO	0.21
TiO ₂	0.09	Na ₂ O	0.45
SnO ₂	есть	K ₂ O	0.58
Al ₂ O ₃	18.17	P ₂ O ₅	0.35
Fe ₂ O ₃	4.30	S	0.01
FeO	25.75	H ₂ O п. п. п. . .	5.83
MnO	1.45	H ₂ O гирр. . . .	0.11
MgO	2.54		

Анализ производился С. В. Хованским
в химлаборатории МГРИ

Кварц. Кварц присутствует в переменном количестве. Местами он образует прожилки, сложенные длиннопризматическими кристаллами; иногда кристаллы слабо желтоватого кварца выстилают стенки пустот, но чаще встречаются в основной хлоритовой массе изометричные, округлые зерна неправильной формы. Ряд образцов совсем не содержит кварца.

Касситерит. Касситерит зон хлоритизации по форме отличается от касситерита штокверков. Он образует длиннопризматические, иногда игольчатые, отчетливо плеохроирующие кристаллы размерами до 0.1 мм, характерные для относительно низкотемпературных гидротермальных образований. В силу мелких размеров кристаллов (фиг. 14 и 15) макроскопически касситерит почти не различим в плотной хлоритовой массе; гнездообразные скопления его имеют желтовато-бурый цвет. Он весьма неравномерно распределен в породе.

В ряде шлифов можно усмотреть, что мельчайшие касситеритовые зерна располагаются цепочками, образуя прожилки по трещинам в хлоритовой массе (фиг. 16). Иногда отчетливо устанавливается приуроченность касситерита к хлоритовым прожилкам.

Топаз. Топаз в незначительном количестве встречен в ряде образцов, обогащенных касситеритом.

На ряду с округлыми изометрическими зернами топаза наблюдаются длиннопризматические кристаллы типа пикнита, как известно, характерного для низкотемпературных разностей (фиг. 17).

Обычно топаз в зонах хлоритизации проникнут мутными пелитовыми новообразованиями.

Слюда. Светлый слюдястый минерал оторачивает иногда стенки пустот в хлоритовой массе. Центральную часть таких пустот обычно выполняют флюорит и кварц (фиг. 18).

Флюорит. Флюорит является одним из молодых минералов зон хлоритизации; как уже было отмечено, он заполняет пустоты в хлоритовой массе, отлагаясь на другах кристаллов хлорита и слюды. Часто он образует прожилки. В небольшом количестве встречается в участках, обогащенных касситеритом.

Гематит. В некоторых полированных шлифах встречен пластинчатый анизотропный минерал серовато-белого цвета высокой твердости.

На основании этих свойств и отрицательного отношения ко всем реагентам минерал определен как гематит.

Зоны ороговикования. Эти зоны по сравнению с зонами хлоритизации имеют несравненно большее развитие.

Они протягиваются в виде широких полос мощностью до 5—10 м вдоль основных разломов и простираются преимущественно в северо-западном направлении. Ороговикование развито, главным образом, в сланцах, в меньшей степени — в филлитах. От зон хлоритизации роговики

отличаются интенсивным окварцеванием при незначительном развитии хлорита. Последний образует иногда тонкие прожилки, секущие окварцованные сланцы. В небольшом количестве в роговиках обнаружены полевой шпат, флюорит и касситерит.

Повидимому, хлоритовые породы и роговики являются проявлением одного и того же процесса — качественно они по минеральному составу не отличаются, но количественные соотношения минералов в них различны. В хлоритовых породах преобладает хлорит, в роговиках — кварц; касситерит, обнаруживающий тесную связь с хлоритом, в роговиках встречается в меньшем количестве.

3. Полевошпатовые и полевошпатово-кварцевые жилы (жилы Бурятская, Параллельная, Центральная, Тором-Балас и др.)

Полевошпатовые жилы широко развиты как в сланцах, так и в филлитах. Они неизменно следуют по трещинам и зонам скалывания северо-западного простирания. Весьма часто мы встречаем пачки коротких более или менее параллельных жил, приуроченных к сложной зоне дробления. Они слагаются из ряда параллельных полос, попеременно обогащенных полевым шпатом (ортоклазом), флюоритом, слюдкой и кварцем. Кварц обычно является наиболее молодым минералом, он образует прожилки в полевошпатовой массе, внедряясь по трещинам, параллельным зальбандам, причем возникает вторичная тектоническая полосчатость жил.

Некоторые жилы несут редкую рудную вкрапленность. Так, жила Мышьяковая на сопке Торомбалас отличается обилием скородита, образованного за счет окисления арсенопирита; в незначительном количестве встречаются в жиле сфалерит, халькопирит, станнин, галенит и касситерит; взаимоотношения этих минералов показаны на фиг. 19. Старательскими разведками установлено присутствие в Бурятской жиле золота; анализы показывают, что ни в отношении олова, ни в отношении золота жила практического значения не имеет. К числу безрудных полевошпатовых жил относятся жилы на сопке Центральной. Они сложены крупнокристаллическим желтовато-белым ортоклазом [(001): Nm = 5—6°, Ng = 1.525, Np = 1.518], образующим своеобразные срастания с флюоритом.

Химический анализ ортоклаза

SiO ₂	65.83%	Na ₂ O	0.75%
TiO ₂	—	K ₂ O	11.53
Al ₂ O ₃	19.36	Потеря при прокал.	—
Fe ₂ O ₃	—	Влага	не найдено
CaO	1.83		
MgO	0.37	Σ	99.67%

Анализ производился в химлаборатории МГРИ

Идиоморфные кристаллы светлого флюорита расположены иногда в пределах полостей, параллельных зальбандам, причем образуется ритмично полосчатая текстура жилы. Иногда кристаллы светлого флюорита пересекаются тонкими полевошпатовыми прожилками, в которых находятся зерна более позднего темнофиолетового флюорита. Темнофиолетовый флюорит тончайшими прожилками проникает по спайности светлого флюорита 1-й генерации и полевого шпата. В ничтожном количестве присутствует в этих жилах светлая слюдка, образующая тонкие оторочки в зальбандах жилы. Чрезвычайно тесная, несколько необычная ассоциация ортоклаза с флюоритом позволяет считать, что температура образования жил была относительно невысока и, по всей вероятности, они являются гидротермальными.

Полевошпатовые жилы пересекают зоны хлоритизации (сопка Бурятская) и, следовательно, являются более поздними.

4. Жилы молочно-белого кварца меридионального и северо-восточного простирания

Молодая минерализация Тарбальджейского участка заканчивается образованием мощных безрудных жил молочно-белого кварца (жила: Мощная, северо-восточное продолжение жилы Бурятской и ряд других). Жилы эти неизменно следуют трещинам северо-восточного простирания; они не смещаются в пересечении с северо-западными сбросо-сдвигами и судя по этому являются более молодыми.

К числу поздних образований относится также своеобразная жила: Вольфрамитовая на сопке Западной, приуроченная к меридиональной зоне дробления в филлитах. Жила сложена молочно-белым кварцем с тонкопластинчатым лучистым вольфрамитом (фиг. 20) и более молодым, крупнокристаллическим аметистом. Судя по форме кристаллов: вольфрамита и широкому развитию аметиста, жила является относительно низкотемпературной.

Химический анализ вольфрамита из жилы
Вольфрамитовой

WO ₃ . . .	75.17	TiO ₂ . . .	0.40
FeO . . .	8.74	Al ₂ O ₃ . . .	0.46
MnO . . .	14.49	SiO ₂ . . .	0.79
CaO	0.21		
		Σ	100.26%

Аналитик Ю. Г. Нестерова
Химлаборатория ИГН АН СССР

Приведенный анализ отличается от анализа вольфрамита из штокверков относительно большим содержанием марганца и присутствием титана.

III. ГЕНЕЗИС ТАРБАЛЬДЖЕЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В Тарбальджее мы имеем чрезвычайно интересный узел сплетения различных типов минерализации. Здесь с несомненностью устанавливаются неясные в других районах Забайкалья возрастные отношения золотой и оловянной минерализации. Оловорудное Тарбальджейское месторождение, несомненно, моложе золото-кварцевых жил.

Тарбальджейское месторождение крайне своеобразно по морфологии и генезису. Специфические черты морфологии рудного поля и минералогического состава Тарбальджейского месторождения, отличающие его от других месторождений района, обусловлены в значительной мере особенностями тектоники участка.

Оловянная минерализация приурочена к пересечению древнего широтного разлома более молодой тектонической зоной северо-западного простирания, проявившейся в целом ряде параллельных сбрососдвиговых нарушений.

В пределах «оловянного цикла» мы имеем сложную многофазную минерализацию, причем различные типы оруденения обособляются в определенных, только им свойственных, системах трещин различного направления и генезиса.

Остановимся подробнее на генезисе штокверков. Штокверковая минерализация получает развитие в месте пересечения древнего широтного разлома со сбрососдвиговыми нарушениями, по которым циркулировали высокотемпературные рудоносные растворы, насыщенные минерализаторами. Внезапное понижение давления в зоне пересечения разломов вызвало выделение летучих (F, OH), которые устремились по системе:

тончайших трещин отдельности в филлиты. Как показывает минералогический состав штокверков, газовая фаза в их образовании играла существенную роль. Касситерит, судя по морфологическим особенностям его кристаллов и по тесной парагенетической ассоциации его с топазом, образован в пневматолитовую стадию процесса. Наличие в штокверках, наряду с пневматолитовыми, низкотемпературных гидротермальных минералов позволяет заключить о значительном понижении температуры в процессе рудообразования; вероятно, растворы, циркулировавшие по трещинам, быстро охлаждались в контакте с холодными боковыми породами. Эти данные позволяют, с одной стороны, говорить о небольшой глубине образования месторождений; повидимому, повышение температуры пород за счет геотермического градиента не играло здесь значительной роли. С другой стороны, они свидетельствуют о том, что в области рудоотложения породы не были значительно прогреты интрузией, следовательно, растворы, поднимавшиеся по трещинам, достаточно удалились от последней. Таким образом, в Тарбальджее мы имеем дело со штокверком, вероятно, значительно удаленным от родоначального интрузива. Это удаление, несомненно, отрицательно сказывается на интенсивности минерализации.

Малой интенсивностью процесса, отсутствием явлений метасоматоза Тарбальджее невыгодно отличается от общеизвестных классических штокверков типа Альтенберг-Циннвальд. Как известно, месторождения этого типа расположены в апикальных частях активных интрузивов, — активные растворы в процессе рудообразования фильтровались через едва застывшую ксерку интрузива, равномерно «пропаривая» гранит и породы кровли, с преобразованием их в рудный грейзен.

В противоположность этому удаленный от массива штокверк Тарбальджее образовался в более невыгодных условиях, — непосредственно влияние интрузива здесь не сказывалось. Растворы, насыщенные летучими, поднимались по трещинам до тех пор, пока на некотором расстоянии от интрузива не попали в зону дробления, древнего широтного разлома. Последовавшее в условиях пониженного давления выделение газовой фазы воссоздало в миниатюре тот пневматолитовый процесс, который со всей интенсивностью проявляется при образовании штокверков в непосредственной близости от интрузивного массива. Газовые эманации, устремившиеся по трещинам, быстро перешли в капельно-жидкое состояние; дальнейшее охлаждение растворов в контакте с холодными стенками трещин обусловило выпадение низкотемпературных минералов. В силу быстрого завершения процесса минерализации рудоотложение ограничилось преимущественно выполнением открытых трещин и не проникало далеко в глубь породы.

Переходя к вопросу о генезисе оловоносных зон хлоритизации и ороговикования, следует отметить следующее.

Зоны хлоритизации, точно так же как и прожилки в штокверках, следуют крутопадающим трещинам северо-западного простирания (325—340°). Штокверковая минерализация в филлитах (штокверк № 3) и зоны ороговикования в сланцах непосредственно продолжают друг друга и находятся на одной тектонической линии (главный Бурятский разлом), но морфологически и по составу минералов эти типы минерализации между собой отличны.

Штокверки имеют развитие лишь в трещиноватых филлитах, где оруденение распылено по мельчайшим трещинкам отдельности; в менее нарушенных и раздробленных глинистых сланцах минерализация локализована в пределах узких зон, приуроченных к сбрососдвиговым трещинам. Таким образом, устанавливается прямая зависимость формы оруденения от тектонической структуры вмещающих пород.

Рудные тела в филлитах и сланцах разнятся между собой не только по форме, но и по составу. По генезису штокверковая минерализация

может быть отнесена к пневматогидратогенному типу, — зоны хлоритизации несут черты более низкотемпературного образования и в основном являются гидротермальными. О различии температурных условий в процессе образования этих двух типов минерализации говорят особенности кристаллов касситерита; если для штокверков характерны черные короткопризматические кристаллы касситерита со сложными двойниковыми сростаниями, то для зон хлоритизации исключительно типичен игольчатый длиннопризматический касситерит. Точно так же на относительно невысокую температуру образования зон хлоритизации указывают морфологические особенности топаза: здесь имеем преимущественно также длиннопризматическую разность его — пикнит. Характерным отличием этих двух типов минерализации является различная степень развития явлений метасоматоза. В штокверках метасоматоз имел незначительное развитие, и рудоотложение ограничивалось преимущественно выполнением открытых трещинок с образованием незначительных по мощности оторочек слюдки и топаза, метасоматически развивающихся вдоль стенок трещин. Только в областях наибольшего дробления (штокверк № 3) мы имеем местами полное замещение филлита минеральными новообразованиями; в противоположность этому в сланцах процессы метасоматоза имеют исключительно большое развитие. Вдоль определенных ослабленных зон породы нацело были замещены вторичным хлоритом с полной потерей первичного облика исходной породы.

Интересен вопрос, почему в филлитах в процессе гидротермального изменения развивается почти исключительно слюда, в то время как в сланцах главным минералом в измененных зонах является хлорит. Вероятно, различное направление процессов изменения боковых пород зависит не только от различия в химизме самих этих пород, но и от природы растворов. Слюда в филлитах может развиваться и без привноса значительного количества вещества извне, путем простого взаимодействия паров ОН и водных горячих растворов с вмещающими породами. Образование же хлорита в зонах хлоритизации предполагает привнос вещества извне. Так, хлоритизированные зоны по сравнению с нормальными сланцами (ср. анализ) значительно обогащены железом. Возможно, развитие железистого хлорита объясняется недостатком серы в растворе. Если в штокверках железо связано в сульфидной форме (арсенопирит, пирит), то в зонах хлоритизации оно входит в состав силиката (хлорит) и окисла (гематит).

Следует напомнить, что для ряда месторождений Союза хлорит является благоприятным признаком в отношении оруденения. Так, хлоритовый процесс большое развитие имеет в некоторых жилах Хапчеранги, (Террасовая жила и др.), хлоритизация пород является благоприятным поисковым признаком для оловянных месторождений Якутии. Характерно, что во всех этих месторождениях имеет развитие железистый хлорит, близкий по оптическим свойствам к хлориту Тарбальджея.

К более молодой фазе минерализации относятся своеобразные ортоклазово-флюоритовые жилы. Практического значения в отношении оловоносности они, повидимому, не имеют. Тесная связь ортоклаза с флюоритом позволяет приписывать этим жилам гидротермальное происхождение.

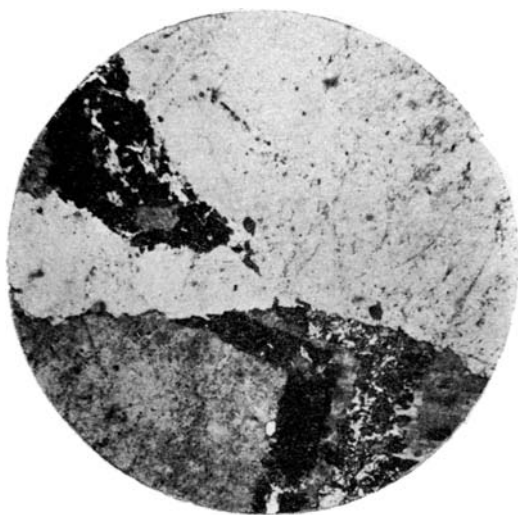
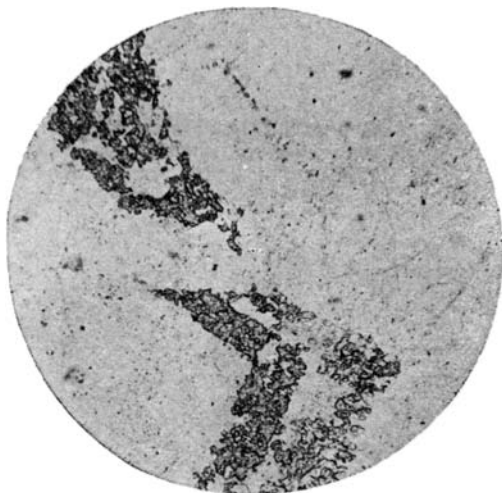
Полевошпатовые жилы сопровождаются секущими их кварцево-сульфидными жилами, которые также в большинстве своем являются слабо оловоносными и по условиям образования относятся к наиболее низкотемпературным фазам процесса. И полевошпатовые жилы и, повидимому, зоны хлоритизации и ороговикования несут относительно небольшое количество олова. Основная масса олова, по всей вероятности, выделилась вместе с газовыми эманациями и распределилась по всей площади штокверкового поля.

По сравнению с близрасположенным Хапчерангинским месторожде-



Фиг. 3. Кварц из золотоносной жилы Пологой, пересечен по двум взаимно-перпендикулярным системам трещин отдельности слюдяно-флюоритовыми прожилками. Шлиф 139×16 . Николи +

Фиг. 4. Штокверк № 1. Зональное замещение кварца топазом и флюоритом. Шлиф 141×42 . Николи ||



Фиг. 5. Штокверк № 1. Зональное замещение кварца топазом и флюоритом. Шлиф 142×42 . Николи +



Фиг. 6. Прожилок из штокверка № 1. Длиннопризматические кристаллы кварца и арсенопирита, ориентированные перпендикулярно стенкам трещины. Шлиф 114×42. Николи +



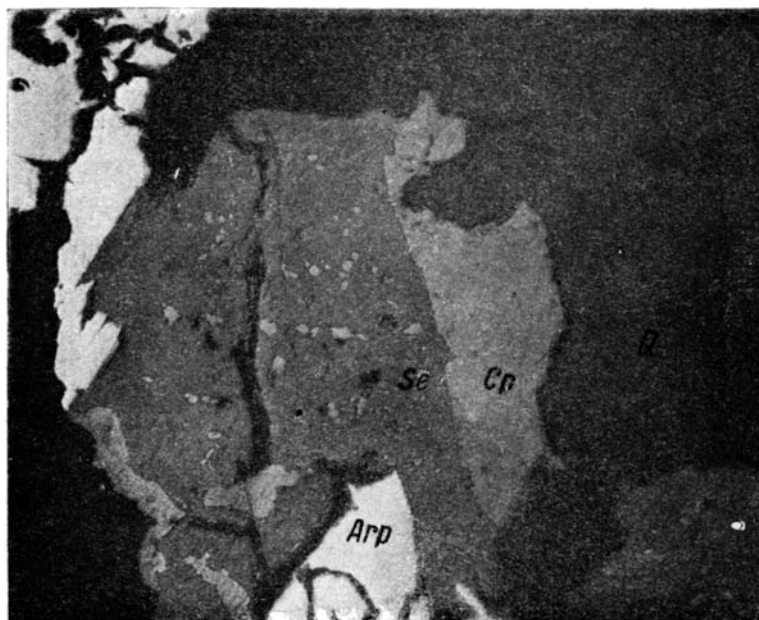
Фиг. 7. Прожилок из штокверка № 1. Длиннопризматические кристаллы кварца и арсенопирита, ориентированные перпендикулярно стенкам трещины. Шлиф 114×42. Николи ||



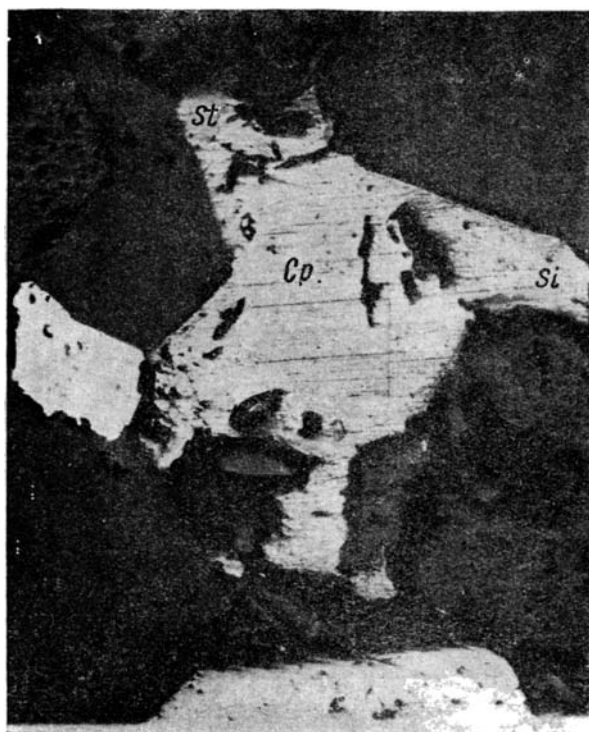
Фиг. 8. Штольня № 1. Замещение арсенопирита сфалеритом.
Шлиф 75



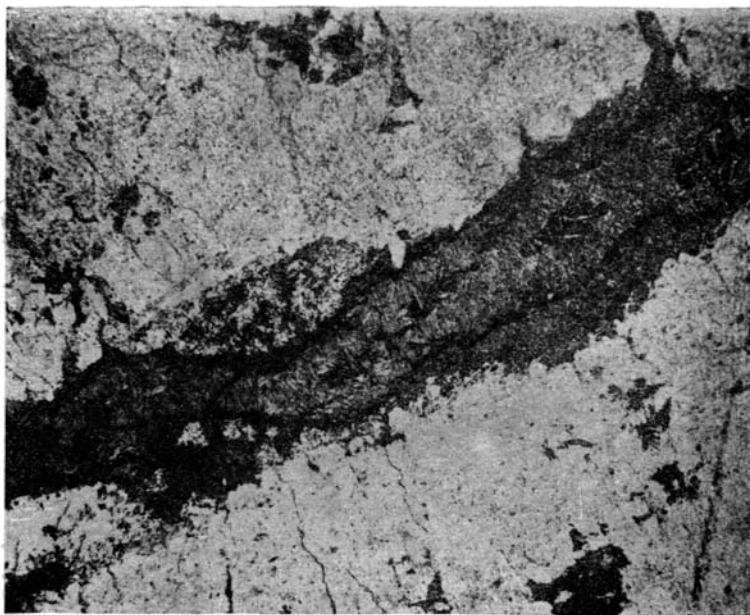
Фиг. 9. Штольня № 2. Марказит в кварце. Шлиф № 118 × 75



Фиг. 10. Арсенопирит (Arg) замещается сфалеритом (Sl), халькопиритом (Cr), кварцем (Q). Штокверк № 3



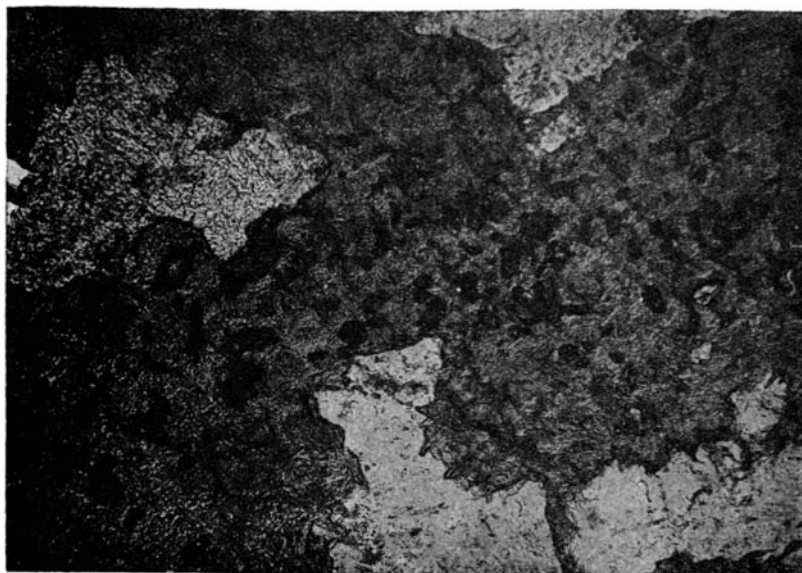
Фиг. 11. Штольня № 1. Каемки станина вокруг халькопирита. Шлиф 75 × 240



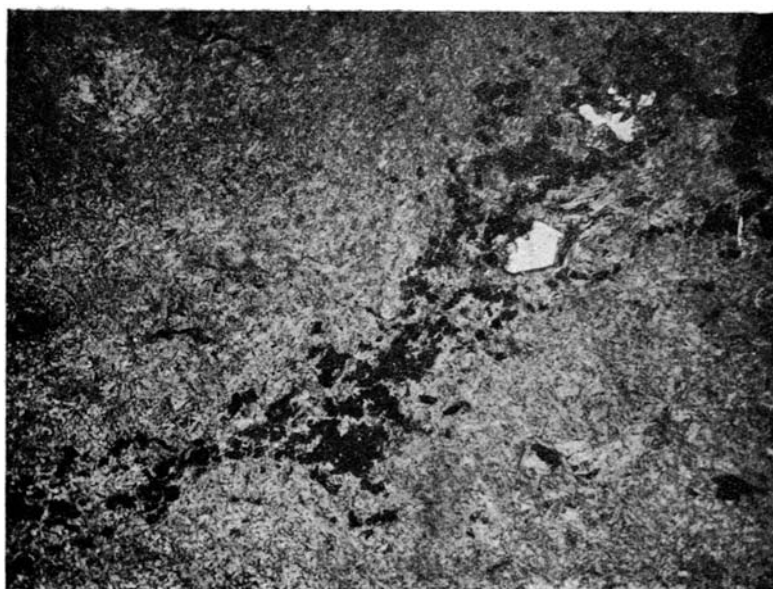
Фиг. 13. Сопка Восточная. Хлоритовый прожилок в ороговевших сланцах. Шлиф 131 $\times$ 48. Николи ||



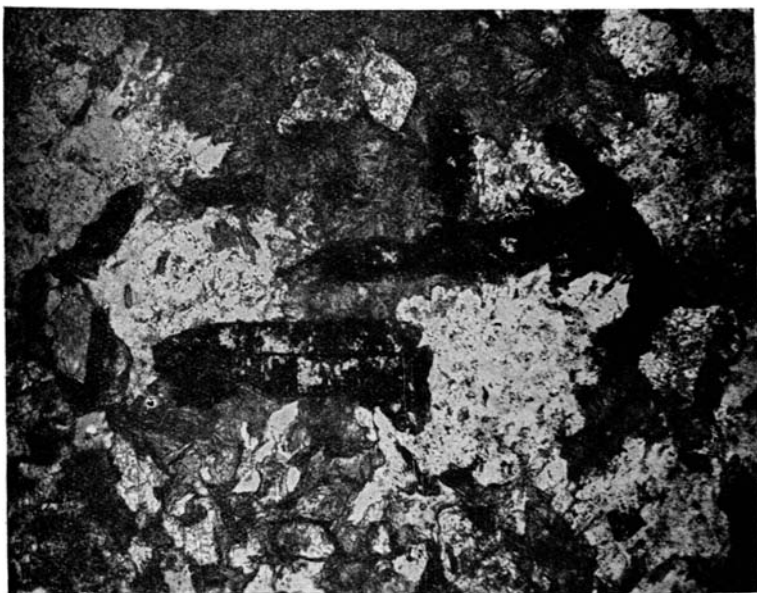
Фиг. 14. Жила Параллельная. Канавка 69. Касситерит и в хлорите. Шлиф 129 $\times$ 80. Николи ||



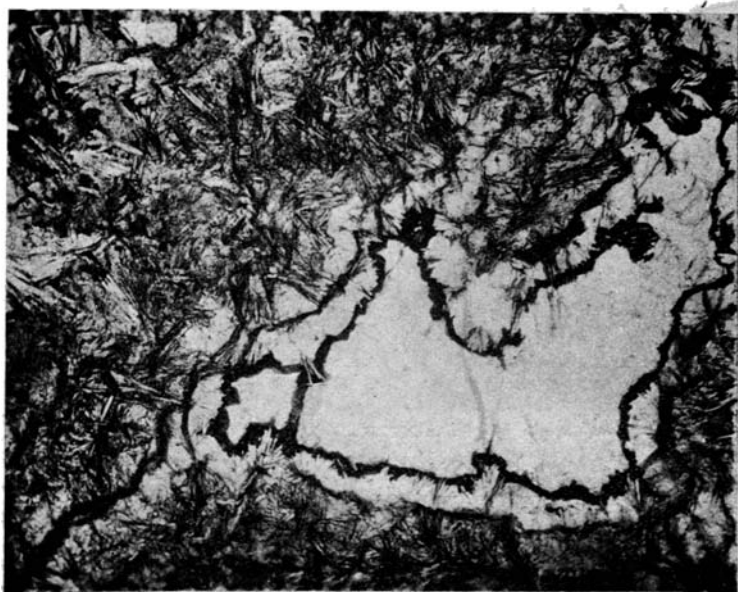
Фиг. 15. Жила Параллельная. Канава 175. Хлорито-касситеритовый прожилок в кварце. Шлиф 221 $\times$ 80. Николи $\parallel$



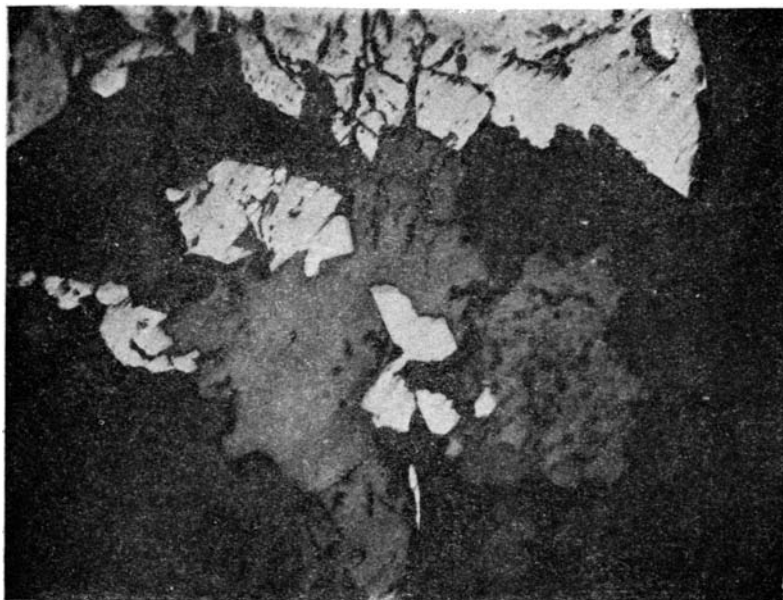
Фиг. 16. Жила Параллельная. Канава 169. Прожилок касситерита в хлоритовой массе. Шлиф 169 $\times$ 80. Николи $\parallel$



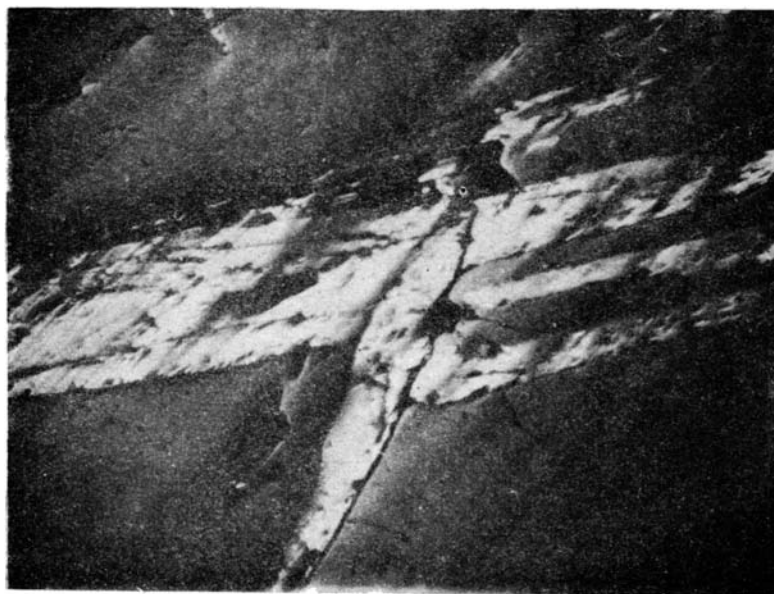
Фиг. 17. Сопка Бурятская. Канава 45. Длиннопризматические кристаллы топаза в хлоритовой массе. Шлиф 145 X 80. Николи ||



Фиг. 18. На стенках пустот хлоритовой массы друзы слюдистого минерала, центр пустот выполнен флюоритом. Шлиф 145 X 80. Николи ||



Фиг. 19. Белый арсенопирит, темносерый касситерит (светлосерый сфалерит) (Шлиф) 75—2 × 75



Фиг. 20. Пластинчатые кристаллы вольфрамитa. Пересечение различно ориентированных кристаллов

нием Тарбальджейское образовалось в невыгодной геологической обстановке: в то время как на Хапчеранге руды отлагались в пределах определенных жильных трещин, что обусловило значительные концентрации олова в сульфидных рудах, в Тарбальдjee структурные особенности участка способствовали скорее распылению, чем концентрации рудного вещества.

Повсеместная «зараженность» района оловом, наличие по соседству таких крупных месторождений как Хапчеранга, позволяют заключить о значительной оловоносности, находящихся на глубине интрузий. В связи с этим район заслуживает постановки детальных поисковых работ.

При поисках коренных месторождений необходимо особое внимание обращать на фиксацию и прослеживание по простиранию дизъюнктивных дислокаций, контролирующих, как правило, распределение месторождений. Особо серьезное внимание следует обратить на все случаи интенсивного проявления хлоритового процесса, учитывая возможную оловоносность зон хлоритизации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев А. А. и Амирасланов А. А. Геология и структура Хапчерангинского рудного поля. Сов. геол., 1938, № 4.
2. Атласов И. П. Геологические исследования в Верхнеонском золоторудном районе в 1929 г. Тр. ЦНИГРИ, 1935, вып. 42.
3. Болдырева А. М. Зависимость морфологических, физических и химических свойств касситерита от его генезиса. Отд. фондов ЦНИГРИ, 1938, рукопись.
4. Вазбуцкий Г. Л. Результаты геологоразведочных работ на Хапчерангинском олово-свинцовом месторождении в 1928/1929 гг. Изв. Гл. геол.-разв. упр., 1931, 4, 621.
5. Максимов В. А. Геологический очерк района Гольца Сохондо. Мат. по изуч. полезн. ископ. В. Сиб., 1935, вып. 9.
6. Сергиевский, Ульянов, Рабинович, Павлов, Хейфиц. Геологическое строение района оловянного рудника Хапчеранга. Отд. фондов Союзникель-олово-разведка, 1936, рукопись.
7. Смирнов С. С. Схема металлогении Восточного Забайкалья. Пробл. сов. геол., 1936, № 10.
8. Смирнов С. С. Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях. Изв. Акад. Наук, 1937, № 5.
9. Шнейдер Ю. А. Морфолого-генетическая схема габитуса оловянного камня. Пробл. сов. геол., 1937, № 3, 189.
10. Dalmier K. Erläuterungen zur geologischen specialkarte des königreichs Sachsen — Sectun aeienberg-Sinnwald. Leipzig, 1890.

E. A. RADKEVITCH and A. I. VITUSHKINA

THE TARBALDJEY TIN-ORE DEPOSIT

Summary

The paper presents a description of the structure and mineralogy of the Tarbaldjey tin-ore deposit studied by the authors in the summer of 1937.

The area of the deposit is composed of metamorphic rocks — phyllites, mica and chlorite schists, tentatively referred to D_3 — C_1 and clay shales arbitrarily of Pesian age. Of a great development are dykes of igneous rocks-quartz porphyries, albite porphyrites, spessartites and diabase porphyrites. The ores are represented by gold-bearing veins and latter tin-bearing stockworks and veins. The cassiterite mineralization is confined to the intersection of the latitudinal Paleozoic fracture by a more recent tectonic zone represented by a number of conjugated shear fractures of a north-western and north-eastern strike.

In the hanging wall of the latitudinal fracture in fractured phyllites, the mineralization is represented by thin stringers, following joints of a north-western strike and forming on the whole ore stockworks; in the shales of the footwall

of the fracture, feldspar-quartz and cassiterite-chlorite veins are developed, confined to more persistent shear fractures of a north-western strike.

In stockworks we have a peculiar paragenesis of pneumatolitic minerals with sulphides: near the selvages of the stringers topaz, developed at the expense of wall rocks, light-coloured mica and cassiterite are concentrated; the central part of the veinlets is filled with quartz with arsenopyrite, wolframite, less frequently with sphalerite, pyrite, stannine, galena.

The ore-forming process in the stockworks may be represented as follows: the ore deposition occurred in highly broken fractured rocks adjoining the Paleozoic fracture from the side of its hanging wall. The penetration of ore-bearing solutions in the region of a reduced pressure of the fracture zone caused an intensive liberation of volatiles from the solution and the reconstruction of the gaseous phase. Mobile, emanations enriched in mineralizers, filled the numerous cracks prepared by the preceding tectonic movements. The ore deposition was completed rapidly at the contact of the ore-bearing medium with the unheated enclosing rocks. The rapid fall of temperature in the process of ore formation is evidenced in particular by the close association of the pneumatolitic minerals with the relatively low temperature sulphides within thin, simultaneously formed, straglers. No considerable alteration of the wall rocks is observed, the ore deposition was primarily restricted to the filling of open fissures. Judging by the absence of preliminary heating and contact alteration of the rocks, it may be presumed that the ore-formation occurred within a considerable distance from the intrusion.

Along with stockworks, of interest are tin-bearing chlorite zones and essentially chlorite veins discovered in the shales of the southern portion of the area. The ore veins of this type were formed from solutions poor in sulphur, due to which the iron in them is combined not in the sulphide form as arsenopyrite and pyrite as it was the case in stockworks, but in the silicate form — as highly ferruginous chlorite. In general, the Tarbaldjey deposit is distinguished by poor ores. The distribution of the ore material throughout numerous fissures with the formation of ore bodies with a larger area but poor, was caused in the first place by the unfavourable structure of the Tarbaldjey area. Only individual blocks of stockworks deserve attention from commercial standpoint. The greatest practical interest is presented by the placer formed at the expense of a destruction of lean ore bodies.

Н. В. ПАВЛОВ

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РУДООБРАЗУЮЩИХ ХРОМШПИНЕЛИДОВ ЮЖНО-УРАЛЬСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СВЯЗИ С СОСТАВОМ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

В результате нескольких лет работы хромитовой группы Института геологических наук Академии Наук СССР на различных хромитоносных интрузивах Южного Урала накопился богатый фактический материал как по петрографическим и химическим особенностям этих интрузивов, так и по химическому составу акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов.

В настоящей работе мы хотели бы в предварительном виде рассмотреть некоторые данные по химическому составу хромшпинелидов в связи с петрографическим и химическим составом изученных хромитоносных интрузивов Южного Урала.

В нашем распоряжении имелись полные химические анализы рудообразующих хромшпинелидов для пяти групп хромитовых месторождений, относящихся в четырем хромитоносным массивам Южного Урала.

1. Донские хромитовые месторождения, расположенные в юго-восточной оконечности огромного по размерам Кемпирсайского массива. Это группа недавно открытых, крупнейших по запасам месторождений высококачественных хромовых руд.

2. Северо-Кемпирсайские хромитовые месторождения, расположенные в северной и центральной частях того же массива (близ пос. Кемпирсай).

3. Месторождения Хабарнинского массива [4].

4. Месторождения Халиловского массива [2].

5. Месторождения Южно-Кракинского массива (Горная Башкирия) [5].

Данные химических анализов хромшпинелидов изображены на диаграммах фиг. 1 и 2, представляющих собой пространственные барицентрические диаграммы, в которых посредством фигуративных точек и векторов графически отображается химический состав хромшпинелидов.¹

Химический состав хромшпинелидов выражен посредством четырех молекулярных группировок: FeCr_2O_4 ; MgCr_2O_4 ; MgAl_2O_4 и FeFe_2O_4 .

В диаграммы вошли только такие химические анализы хромшпинелидов, в которых отношение $\text{R}_2\text{O}_3:\text{RO}$ не выходит за пределы 1.0—1.10 и которые относятся, следовательно, к неизменным хромшпинелидам.

Диаграмма фиг. 1 показывает, что составы хромшпинелидов каждой из групп месторождений занимают определенные поля в плоскости диаграммы или, точнее, определенные объемы в пространственном представ-

¹ Барицентрическая диаграмма для графического выражения четырех компонентных систем впервые была предложена Е. С. Федоровым; далее усовершенствована акад. А. Н. Заварицким. Для выражения химического состава хромшпинелидов она применена проф. А. Г. Бетехтиным [1].

лении. Наглядно видно, что каждая из групп обладает своими характерными чертами.

Так, поле А, характеризующее химический состав рудообразующих хромшпинелидов Донской группы месторождений, указывает на большое содержание $MgCr_2O_4$ (среднеарифметическое 52%¹).

Поле Б, характеризующее состав хромшпинелидов Северо-Кемпирсайских месторождений, подчеркивает большое содержание $MgAl_2O_4$ (среднеарифметическое 46%).

Поле В, характеризующее хромшпинелиды Южно-Кракинских месторождений, показывает значительное содержание $FeCr_2O_4$ (среднеарифметическое 47%).

Поле Г характеризует состав хромшпинелидов Халиловских месторождений. Положение этого поля в диаграмме указывает на значительное содержание $MgCr_2O_4$ (39%) и относительно повышенное содержание $MgAl_2O_4$ (среднеарифметическое 31%).

Наконец, поле Д характеризует состав хромшпинелидов Хабаровских месторождений. Нетрудно заметить, что это поле показывает почти однозначное содержание $Mg_2Cr_2O_4$ (37% и $FeCr_2O_4$ (31%) и значительно большее, чем в других хромшпинелидах, содержание $FeFe_2O_4$ (13%) (см. векторы диаграммы фиг. 1).

Вторая диаграмма (фиг. 2) изображает те же составы в другой проекции; векторами отображается не содержание молекул $FeFe_2O_4$ как в предыдущей диаграмме, а содержание молекул $MgAl_2O_4$. Относительное содержание в хромшпинелидах наших групп месторождений молекулярных группировок $MgAl_2O_4$, $FeFe_2O_4$, $MgCr_2O_4$ и $FeCr_2O_4$ сведены в табл. 1.

Таблица 1

Среднеарифметическое содержание молекулярных группировок в хромшпинелидах (в мол. %)

Название групп месторождений	$MgCr_2O_4$	$FeCr_2O_4$	$MgAl_2O_4$	$FeFe_2O_4$
Донские	52	26	18	4
Северо-Кемпирсайские	23	27	46	4
Хабаровские	37	31	19	13
Халиловские	39	26	31	4
Южно-Кракинские	27	47	24	2

Рассмотрение табл. 1 показывает следующие характерные особенности хромшпинелидов каждой из групп месторождений:

1. Хромшпинелиды Донских месторождений содержат $MgCr_2O_4$ вдвое больше, чем в $FeCr_2O_4$, в 3 раза больше, чем $MgAl_2O_4$, и в 13 раз больше, чем $FeFe_2O_4$.

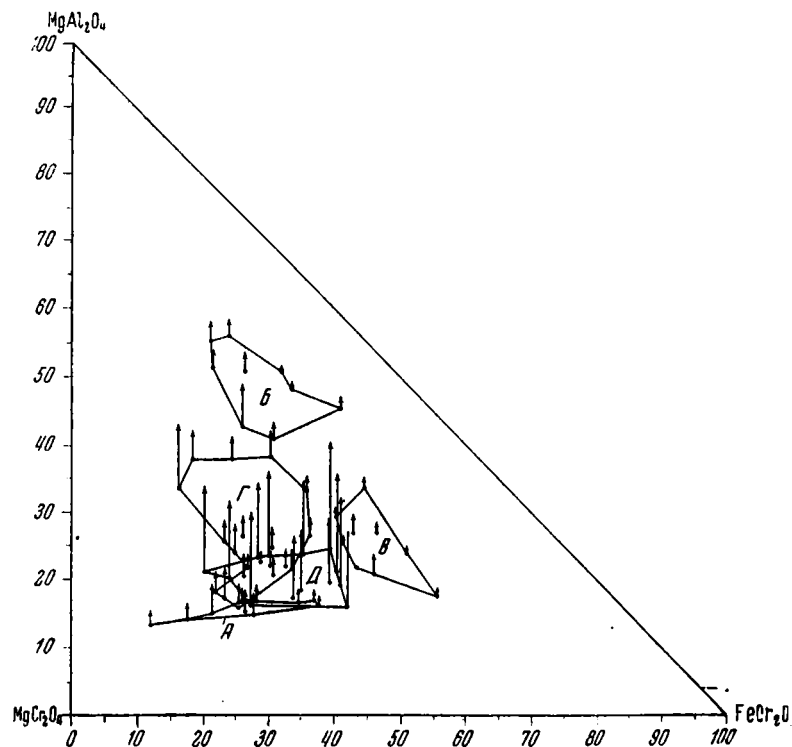
2. Хромшпинелиды Халиловских месторождений содержат $MgCr_2O_4$ в 1.5 раза больше, чем $FeCr_2O_4$, в 1.25 раза больше, чем $MgAl_2O_4$, и в 10 раз больше, чем $FeFe_2O_4$.

3. Хромшпинелиды Хабаровских месторождений содержат $MgCr_2O_4$ в 1.2 раза больше, чем $FeCr_2O_4$, почти вдвое больше, чем $MgAl_2O_4$, и только в 3 раза больше, чем $FeFe_2O_4$.

4. Хромшпинелиды Южно-Кракинских месторождений содержат $MgCr_2O_4$ почти вдвое меньше, чем $FeCr_2O_4$, почти в равном количестве с $MgAl_2O_4$ и в 13.5 раз больше, чем $FeFe_2O_4$.

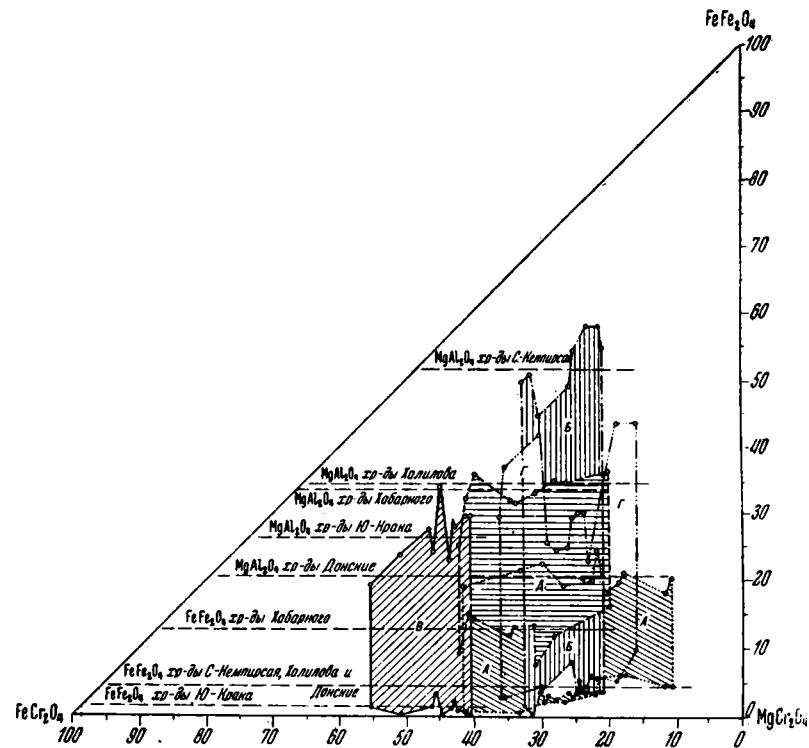
5. Хромшпинелиды Северо-Кемпирсайских месторождений содержат $MgCr_2O_4$ немногим меньше, чем $FeCr_2O_4$, вдвое меньше, чем $MgAl_2O_4$, и почти в 6 раз больше, чем $FeFe_2O_4$.

¹ Здесь и ниже даются молекулярные проценты.



Фиг. 1. Диаграмма химического состава рудообразующих хромшпинелидов хромитовых месторождений Ю. Урала
Векторами обозначается условная молекула — FeFe_2O_4
Поле химического состава хромшпинелидов:

А — Донских м-ний Г — Халиловских м-ний
Б — С.-Кемпирсайских м-ний Д — Хабарнинских м-ний
В — Кракинских м-ний



Фиг. 2. Диаграмма химического состава рудообразующих хромшпинелидов хромитовых месторождений Ю. Урала
Векторами обозначается условная молекула — MgAl_2O_4
Поле химического состава хромшпинелидов:

А — Донских м-ний Г — Халиловских м-ний
Б — С.-Кемпирсайских м-ний Д — Хабарнинских м-ний
В — Кракинских м-ний

Так как хромшпинелиды являются в генетическом отношении минералами магматическими, то их химический состав, естественно, находится в тесной связи с петрографическими и химическими особенностями ультраосновных интрузий. Чтобы показать особенности химического состава хромшпинелидов наших месторождений, мы перейдем к рассмотрению среднего химического состава их в окислах для каждой из указанных групп.

Для этой цели мы воспользуемся данными табл. 1, выразив состав к ним относятся хромшпинелиды массивов Южного Крака и Хабаровинского.

Таблица 2

Среднеарифметическое содержание окислов в хромшпинелидах (в мол. %)

Название групп месторождений	Cr_2O_3	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	FeO	Сумма
Донские	39,0	9,0	2,0	35,0	15,0	100
Южно-Кракинские . . .	37,0	12,0	1,0	25,5	24,5	100
Хабарнинские	34,0	9,5	6,5	28,0	22,0	100
Халиловские	32,5	15,5	2,0	35,0	15,0	100
Северо-Кемпирсайские .	25,0	23,0	2,0	34,5	15,5	100

Рассмотрение табл. 2 и диаграмм фиг. 3 и 4 дает возможность подтвердить высказывавшиеся ранее положения об отношениях элементов и окислов в хромшпинелидах.

Трехвалентные Al, Cr и Fe являются в составе хромшпинелидов взаимодополняющими; чем выше содержание Al_2O_3 , тем ниже содержание Cr_2O_3 , и наоборот: Трехвалентное железо не подчиняется этой простой зависимости, являясь взаимодополняющим окислом с суммой ($\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$); содержание Fe_2O_3 не стоит ни в какой связи с относительным содержанием каждого из этих окислов порознь, так же как и окислов FeO и MgO.

Подобно Al и Cr, Mg и двухвалентное Fe также являются взаимодополняющими. Но видимых закономерных соотношений между содержанием MgO и FeO и содержанием отдельных полуторных окислов Cr_2O_3 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 не наблюдается. При различных содержаниях Al_2O_3 , Cr_2O_3 или Fe_2O_3 наблюдается различное содержание MgO и FeO.

Среди рассмотренных пяти групп рудообразующих хромшпинелидов выделяются в основном три категории хромшпинелидов:

а) высокохромистые хромшпинелиды с содержанием Cr_2O_3 37—39 мол. %; к ним относятся хромшпинелиды Донских и Южно-Кракинских месторождений;

б) хромшпинелиды с значительным содержанием Al_2O_3 и соответственно пониженным содержанием Cr_2O_3 ; к этой категории относятся хромшпинелиды Северного Кемпирсая и Халиловского массива (Al_2O_3 — 15,5—23,0%; Cr_2O_3 — 25,0—32,5%);

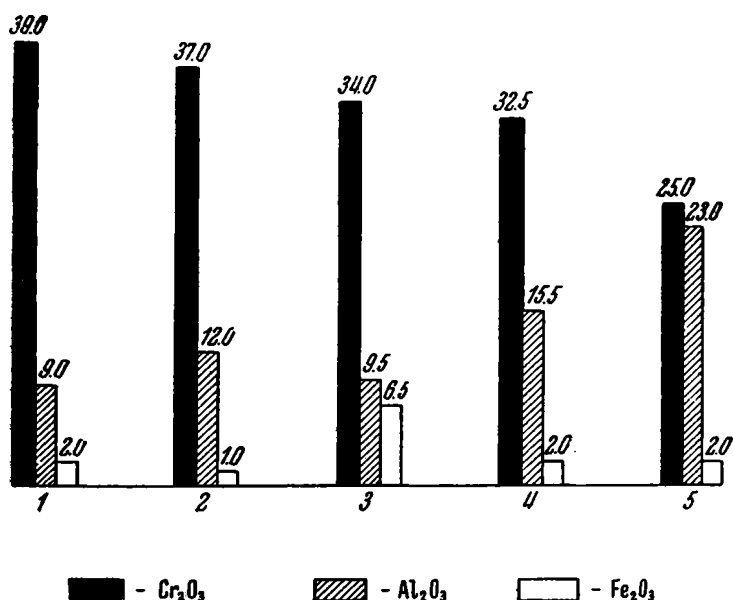
в) хромшпинелиды хабарнинских руд благодаря значительному содержанию Fe_2O_3 (6,5%) занимают промежуточное положение как по содержанию Al_2O_3 , так и по содержанию Cr_2O_3 ; содержание Cr_2O_3 в них равно 34%, Al_2O_3 — 9,5%.

По содержанию MgO и FeO намечаются две резко выраженные категории хромшпинелидов:

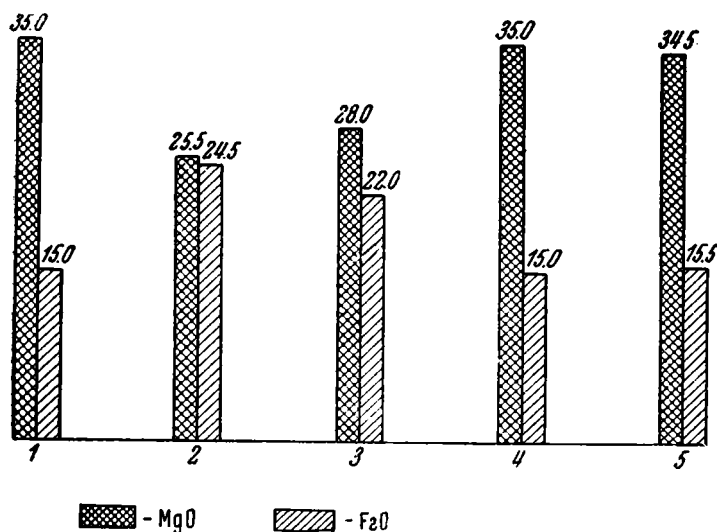
а) высокомагнезиальные хромшпинелиды, в которых отношение $\text{MgO} : \text{FeO} = 2,2—2,3$; к этой категории относятся хромшпинелиды Донских, Северо-Кемпирсайских и Халиловских месторождений;

б) хромшпинелиды, в которых отношение $\text{MgO} : \text{FeO}$ равно 1,0—1,3; к ним относятся хромшпинелиды массивов Южного Крака и Хабаровинского.

После разбора состава хромшпинелидов обратимся к рассмотрению петрографического и химического составов наших ультраосновных интрузивов. Для этой цели воспользуемся сводной табл. 3. В левой части таблицы, против каждой из групп хромитовых месторождений, показаны те разновидности пород, которые слагают ту или иную интрузию или ее часть.



Фиг. 3. Диаграмма содержания Cr_2O_3 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 в хромшпинелидах различных месторождений (в молекулярных процентах)
1 — Донские месторождения, 2 — месторождения Ю. Крака, 3 — Хабаровинского массива, 4 — Халиловские месторождения, 5 — Северо-Кемпирсайские месторождения.



Фиг. 4. Диаграмма содержания MgO и FeO в хромшпинелидах различных месторождений Ю. Урала (в молекулярных процентах)
1 — Донские месторождения, 2 — месторождения Ю. Крака, 3 — Хабаровинского массива, 4 — Халиловские месторождения, 5 — Северо-Кемпирсайские месторождения.

Для суждения о зависимости химического состава рудообразующих хромшпинелидов от петрографического состава пород необходимо иметь хотя бы приближенное суждение о составе исходных материнских магм.

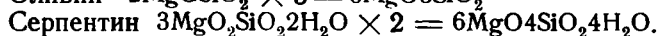
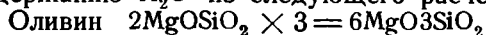
Однако при подходе к определению условного состава исходных магм того или иного массива или его рудоносной части мы встретили большие трудности, заключающиеся прежде всего в отсутствии данных для хотя бы приближенного нахождения объемов отдельных слагающих интрузию пород, без чего вычисление средневзвешенного химического состава магмы интрузивов в целом невозможно.

Имеющиеся в нашем распоряжении данные о площадном распространении пород не могут быть использованы для этой цели, так как далеко не для всех рассматриваемых массивов достаточно хорошо изучена внутренняя структура их. Поэтому мы прибегали к следующему более грубому способу количественной оценки тех или иных пород: в сводной таблице (см. табл. 3), в которой против названия породы даны химические анализы в пересчете на главные окислы, подчеркнуты черной жирной чертой породы, преобладающие в массиве или его части, или присутствующие в значительном количестве.

Такой, хотя и очень схематический, способ количественного выражения, в соединении с данными химических анализов, может все же дать некоторое представление о составе магмы данной интрузии или ее рудоносной части.

В цифры анализов приведенных пород нами путем пересчетов были введены некоторые поправки для устранения влияния вторичных изменений. Так, Fe_2O_3 перечислено в FeO , так как анализы и петрографическое описание пород указывают на изменения при процессах серпентинизации и отчасти гипергенных процессов.

В содержание SiO_2 для дунитов, поскольку они в той или иной мере серпентинизированы, внесены исправления тем, что избыточное содержание SiO_2 против неизмененных пород нами исключалось по содержанию H_2O из следующего расчета:



Следовательно, на одну избыточную (против оливина) молекулу SiO_2 в серпентине приходится четыре молекулы H_2O ; соответственно 0.25 молекулярного количества H_2O отнималось от молекулярного количества SiO_2 в анализе.

Для перидотитов мы применяли тот же самый способ исправления. Теоретически мы допускали при этом ошибку, которая может, примерно, быть оценена следующим образом, исходя из содержания в перидотите (гарцбургите) в среднем 15% ромбического пироксена.

Теоретическая формула ромбического пироксена — MgOSiO_2 . Теоретическая формула серпентина — $3\text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Уравнивая MgO , получим: для ромбического пироксена $3\text{MgO} \cdot 3\text{SiO}_2$; для серпентина $3\text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Таким образом, на две молекулы H_2O в серпентине имеется одна недостающая против пироксена молекула SiO_2 . При полной серпентинизации породы 0.85 серпентина образуется по оливину, 0.15 серпентина образуется по ромбическому пироксену.

Поправка SiO_2 на серпентин по оливину дает избыток SiO_2 , равный $0.85 : 4 = 0.225$ от молекулярного количества воды.

Поправка SiO_2 на серпентин по ромбическому пироксену дает недостаток, равный $0.15 : 2 = 0.075$. Суммируя получим, что необходимо уменьшить количество SiO_2 на $0.225 - 0.075 = 0.15$ молекулярного количества воды, тогда как для дунитов поправка имела величину, равную 0.25 от молекулярного количества воды.

Принимая во внимание, во-первых, не очень высокую степень серпентинизации для некоторых перидотитов, во-вторых, относительное значе-

Таблица 3

Петрографический и химический состав ультраосновных интрузивов, сопоставленный с химическим составом хромшпинелидов

Название групп месторождений	Главнейшие петрографические разновидности пород в массиве или в его части	Химический состав пород (в молекулярных процентах)						Условный средний химический состав хромшпинелидов (в молекулярных процентах)					Минеральный вид хромшпинелидов из средних значений
		SiO ₂	MgO	«FeO»	CaO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	FeO	
Северо-Кемпир-сайские	Гарибургиты	29.6	63.2	6.4	0.25	0.35	0.20	25.0	23.0	2.0	34.5	15.5	Хромпикотит
	Дуниты	24.5	68.0	7.0	0.10	0.20	0.20						
Халиловские	Гарибургиты	28.10	65.5	5.8	0.0	0.40	0.20	32.5	15.5	2.0	35.0	15.0	Хромпикотит
	Дуниты	26.5	66.6	6.4	0.0	0.35	0.15						
	Лерцолиты	—	—	—	—	—	—						
Донские (Южно-Кемпир-сайские)	Дуниты	23.8	67.7	5.2	2.5 (?)	0.6	0.20	39.0	9.0	2.0	35.0	15.0	Магнохромит
	Гарибургиты	26.5	66.1	6.3	нет	0.9	0.20						
	Лерцолиты	32.7	58.3	6.7	1.2	1.0	0.10						
Южно-Кракинские	Лерцолиты	36.7	53.8	5.6	2.2	1.6	0.10	37.0	12.0	1.0	25.5	24.5	Хромпикотит
	Гарибургиты	33.5	58.1	6.5	1.2	0.6	0.10						
	Дуниты	26.1	67.2	5.6	0.4	0.5	0.20						
Хабарнинские (рудноносный участок)	Вебстериты	—	—	—	—	—	0.40	34.0	9.5	6.5	28.0	22.0	Хромпикотит
	Дуниты	28.7	62.5	8.0	0.1	0.3	—						
	Гарибургиты	31.0	60.0	7.0	0.8	1.0	0.20						
	Верлиты	37.0	44.5	8.0	8.5	1.85	0.15						
	Диаллагиты	46.5	29.0	5.5	17.0	2.00	0.01						
	Габбро-нориты	—	—	—	—	—	—						

ние химического состава наших пород, мы, как отмечалось выше, пренебрегаем этой погрешностью. Все сказанное о гарцбургитах имеет силу и для лерцолитов и верлитов, так как участвующий в них моноклинный пироксен в наших породах не подвергается серпентинизации, а потому и не влияет на поправку SiO_2 .

После исправления SiO_2 и FeO были найдены молекулярные проценты.

В правой части таблицы приведены среднеарифметические значения окислов хромшпинелидов в молекулярных процентах, соответствующих этим группам месторождений, и минеральный вид хромшпинелида по средним данным.

Данные табл. 3 показывают, что каждой хромитоносной интрузии или ее части присущ свой петрографический состав. Так, для северной части Кемпирсайского массива характерно наличие большого количества гарцбургитов, отсутствие лерцолитов и подчиненное развитие дунитов.

Для Халиловского массива ультраосновных пород также характерно значительное развитие гарцбургитов при заметном развитии дунитов и весьма подчиненном количестве лерцолитов [2].

Для юго-восточной части Кемпирсайского массива, где расположены Донские месторождения хромита, характерным является большое развитие дунитов, меньшее количество гарцбургитов и присутствие лерцолитов.

Для массива Южного Крака наблюдается развитие большого количества лерцолитов и гарцбургитов при наличии подчиненных количеств дунитов и пироксенитов (вебстеритов).

Наконец, для рудоносной площади Хабаровинского массива характерными являются дуниты при наличии значительных количеств гарцбургитов, а также присутствие верлитов и диаллагитов.

Химический состав пород интрузивов также показывает специфические черты каждой из них. Так, например, для Халиловского массива характерно при низкой кислотности относительно высокое содержание MgO и относительно малое содержание FeO и Al_2O_3 (см. табл. 3). Для Хабаровинского массива, наоборот, характерна повышенная кислотность пород при пониженном содержании MgO и относительно высоком содержании FeO , CaO и Al_2O_3 (см. анализы) и т. д.

Если обратить внимание на содержание MgO и FeO в породах этих пяти групп, то резко выделяются в основном две различные категории.

1-я категория характеризуется повышенным содержанием MgO и относительно несколько пониженным содержанием FeO . К этой категории относятся: а) породы Северного Кемпирсая, б) породы Халиловского массива, в) породы Донской группы месторождений (см. табл. 3).

2-я категория пород характеризуется относительно пониженным количеством MgO и несколько повышенным содержанием FeO . Сюда относятся: а) породы массива Южного Крака, б) породы Хабаровинского массива.

Если обратиться к правой части таблицы, где для тех же категорий пород дано содержание окислов в хромшпинелидах, то нетрудно заметить, что и хромшпинелиды также делятся на две категории: а) хромшпинелиды с повышенным содержанием MgO и относительно пониженным содержанием FeO , б) хромшпинелиды с пониженным содержанием MgO и повышенным содержанием FeO . Этот вывод был нами высказан выше (см. стр. 30).

Из приведенного разбора можно сделать следующие выводы:

1. Там, где состав материнской магмы содержал относительно большое количество MgO , состав хромшпинелидов, образовавшихся из таких магм, также характеризуется повышенной магнезиальностью.

Магмы, содержащие повышенное количество FeO, образуют и хромшпинелиды с повышенным содержанием FeO.

Если проследить за содержанием Al_2O_3 в породах и в рудообразующих хромшпинелидах, то здесь намечается следующая характерная закономерность: в породах с относительно меньшим содержанием Al_2O_3 , например, северокемпирсайских или халиловских, рудообразующие хромшпинелиды богаты Al_2O_3 , для северокемпирсайских хромшпинелидов Al_2O_3 — 23 мол. %; для халиловских хромшпинелидов Al_2O_3 — 15.5%.

Наоборот, породам с относительно большим содержанием Al_2O_3 отвечает рудообразующие хромшпинелиды, бедные Al_2O_3 . Так, в породах района Донских месторождений, относительно богатых Al_2O_3 , хромшпинелиды содержат Al_2O_3 — 7.5%, для пород Хабаровинского массива, также относительно богатых Al_2O_3 , хромшпинелиды месторождений содержат Al_2O_3 — 9.5%; для Южного Крака, где главную роль в составе пород играют лерцолиты и гарцбургиты, с содержанием Al_2O_3 = 0.6 — 1.6% молек., хромшпинелиды месторождений содержат Al_2O_3 — 12.5%.

Из приведенных данных можно сделать следующий вывод: чем выше содержание Al_2O_3 в валовом составе пород, тем меньше содержание Al_2O_3 в рудообразующих хромшпинелидах. Припоминая изложенную выше взаимозависимость содержания Al_2O_3 и Cr_2O_3 (см. стр. 28), мы в праве этот вывод формулировать следующим образом: чем выше содержание Al_2O_3 в среднем валовом составе ультраосновных пород той или иной хромитовоносной интрузии, тем выше содержание Al_2O_3 в рудообразующих хромшпинелидах.

Если в табл. 3 проследить содержание CaO в наших пяти группах пород, то подмечается некоторая связь содержания CaO с содержанием Al_2O_3 , а именно — устанавливается прямая зависимость: чем больше CaO, тем больше Al_2O_3 .

Не углубляясь здесь дальше в весьма интересный вопрос о роли CaO в ультраосновных породах, мы тем не менее выскажем несколько предположений. Нам представляется, что содержание CaO в присутствии того или иного количества Al_2O_3 в сильной мере влияет на химический состав рудообразующих хромшпинелидов. Из изложенного выше было видно, что повышенное содержание Al_2O_3 в породах отражается на содержании Cr_2O_3 в рудообразующих хромшпинелидах; такие хромшпинелиды имеют высокое содержание Cr_2O_3 , низкое содержание Al_2O_3 .

Нам представляется, что некоторое относительно повышенное содержание CaO в ультраосновной магме в момент главной фазы кристаллизации увлекает значительную часть Al_2O_3 , входящей в состав метасиликатов кальция, магния и железа первичных породообразующих минералов (диопсид, диаллаг).

Исходя из представления, что хромитовые месторождения формируются в позднемагматическую стадию кристаллизации магмы из рудно-силикатного остаточного расплава, мы можем высказать предположение, что содержание Al_2O_3 в хромшпинелидах зависит от того, какое количество этого окисла осталось не связанным с CaO в главную фазу формирования материнских пород.

Резюмируя анализ зависимостей состава рудообразующих хромшпинелидов от петрографического и химического состава пород некоторых хромитовоносных массивов Южного Урала, можно констатировать следующее.

1. Рассмотренные выше массивы Южного Урала, обладая ярко выраженным магнезиальным характером исходных магм, свойственным ультраосновным магмам Урала вообще, в деталях отличаются один от другого как по петрографическому, так и по химическому составу.

а) Петрографическое различие заключается в том, что для каждого из массивов характерны определенные разновидности пород ультраосновного ряда. Так, например, для массива Южного Крака характерны лерцолиты и гарцбургиты; для рудоносной части Хабаровинского массива — дуниты, в меньшем количестве гарцбургиты, при наличии верлитов и пироксенов, для большей северной части Кемпирсайского массива характерно наличие гарцбургитов при отсутствии других разновидностей перидотитов и подчиненном развитии дунитов и т. д.

б) По химическому составу пород массивов также имеются различия. Так, например, для Хабаровинского массива характерно некоторое относительно пониженное содержание MgO и повышенное содержание FeO , CaO и Al_2O_3 ; для Халиловского массива или большей северной части Кемпирсайского массива характерным является высокое содержание MgO и пониженное FeO , CaO , Al_2O_3 и т. д.

2. Разбор зависимости состава хромшпинелидов от состава пород хромитоносного массива показал, что чем выше содержание MgO в составе пород массива или его рудоносной части, тем выше содержание этого окисла в составе рудообразующих хромшпинелидов.

3. Повышенное содержание FeO в валовом составе пород массива или его рудоносной части отражается на содержании этого окисла в составе хромшпинелидов. Такие хромшпинелиды содержат больше FeO .

4. Повышенное содержание Al_2O_3 в валовом составе пород интрузива отражается на содержании Al_2O_3 в рудообразующем хромшпинелиде: такие хромшпинелиды более бедны глиноземом.

5. Содержание CaO в валовом составе пород различных интрузивов различно. Наблюдается зависимость содержания CaO и Al_2O_3 , которая выражается в том, что чем больше Al_2O_3 , тем больше CaO .

Можно предполагать, что содержание CaO в магме того или иного хромитоносного интрузива оказывает существенное влияние на состав рудообразующих хромшпинелидов. Это влияние, по нашим представлениям, сводится к тому, что CaO в главную фазу формирования пород увлекает известное количество Al_2O_3 , образуя метасиликаты кальция, магния и железа. Повышенное содержание CaO в магме того или иного интрузива связывает Al_2O_3 в значительных количествах. Состав остаточного рудносиликатного расплава, из которого формируются хромитовые руды, обедняется глиноземом, т. е. содержание Al_2O_3 в хромшпинелидах зависит от того, какое количество этого окисла осталось неизрасходованным после главной фазы кристаллизации интрузива.

В заключение мы должны указать, что подмеченные выше закономерности еще преждевременно распространять на все хромитоносные интрузивы, так как эти закономерности установлены на материале только четырех хромитоносных интрузивов. Кроме того, известно, что ряд месторождений, например, месторождения горы Верблюжьей [6], Саратовское месторождение [3] и другие являются эпигенетическими по отношению к вмещающим породам, и поэтому не всегда возможно установить состав исходных магм. Наконец, ультрабазиты часто настолько сильно изменены различными процессами, что невозможно восстановить первичный состав пород.

Однако нам представляется, что углубление и расширение исследований в намеченном нами направлении весьма актуально и своевременно для познания генезиса хромитовых месторождений. Вместе с тем углубленное знание особенностей состава рудообразующих хромшпинелидов в связи с составом пород позволит наиболее рационально поставить поисково-разведочные работы и технологический процесс обработки хромовых руд для качественных и специальных сталей.

В заключение выражаю искреннюю благодарность проф. А. Г. Бетехтину и Г. А. Соколову за ценные указания и замечания, сделанные при просмотре настоящей работы.

1. Бетехтин А. Г. Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив. Хромиты СССР, т. 1. М., Акад. Наук, 1937.
2. Бетехтин А. Г. и Кашин С. А. Минералогия Халиловских месторождений хромистого железняка на Южном Урале. Хромиты СССР, т. 1. М., Акад. Наук, 1937.
3. Вахрамеев С. А. и др. Уральские месторождения хромитов. Тр. Всесоюз. инст. мин. сырья, 1936, вып. 85.
4. Кашин С. А. и Федоров В. Л. Хабарнинский хромитоносный перидотитовый массив на Южном Урале. Хромиты СССР, т. 2 (в печати).
5. Соколов Г. А. Геолого-геохимические исследования хромитоносного массива Южный Крак. Тр. Ломоносов. инст. Акад. Наук, сер. геохим., 1938, вып. 9.
6. Соколов Г. А., Вахрамеев С. А. и Кашин С. А. Геохимические исследования на горе Верблюжьей. Труды Южноуральской геохимической экспедиции (по матер. 1933 г.). Тр. Совета по изуч. произв. сил Акад. Наук, сер. Уральск., 1936, вып. 5.

N. V. PAVLOV

THE CHEMICAL COMPOSITION OF ORE-FORMING CHROMOSPINELIDES OF THE SOUTH URAL DEPOSITS IN CONNECTION WITH THE COMPOSITION OF THE ENCLOSING ROCKS

The present paper discusses the dependence of the composition of ore-forming chromospinelides from the petrographical and chemical composition of ultrabasites of some massifs of the South the Urals.

The differences and peculiarities of the petrographical and chemical compositions of rocks of different massifs or their parts are established. The chemical composition of chromospinelides also has its own characteristic features for each massif or its separate parts.

A discussion of the dependance of the composition of chromospinelides from the composition of the rocks has shown that:

1) the higher the MgO content in the bulk composition of the rocks of some massif or its ore-bearing part, the higher will be the MgO content in a chromospinelide;

2) the higher FeO content in the bulk composition of the rocks is reflected in the composition of a chromospinelide, such chromospinelides having a higher FeO content;

3) the higher Al_2O_3 and CaO content in rocks is reflected in the composition of tchromospinelides. Such chromospinelides are poorer in alumina and richer in chromium.

Further the assumption is advanced, and grounds for it are given, that some or other content of CaO (and alkali) in the magma have an essential influence upon the composition of ore-forming chromospinelides.

В. П. ЛОГИНОВ

К ИЗУЧЕНИЮ СУЛЬФИДОНОСНОСТИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД СССР

ВВЕДЕНИЕ

Присутствие сульфидов в ультраосновных породах СССР и в особенности Урала неоднократно указывалось в нашей геологической литературе. Специальные статьи по вопросу о сульфидах в ультраосновных породах СССР были опубликованы в 1934 и 1935 г. Д. Г. Ульяновым [36, 37]. Этот исследователь отметил широкое распространение находок сульфидов в серпентинитах Южного и частью Среднего Урала (Халиловские и Гребневское месторождения), указав при этом на возможность практического использования сульфидов как источника никеля. Происхождение никелевых сульфидов в ультраосновных породах Урала Д. Г. Ульянов связывает с контактовым воздействием на серпентиниты жильных отщеплений габбровой магмы. Многочисленные литературные данные получили свое отражение в известной сводке В. Н. Лодочникова [28] о серпентинитах. Перечисляя здесь «постмагматические» рудные минералы, связанные с гипербазитами, автор приводит среди них и сернистые соединения — железа (§ 191), никеля (§ 203а) и меди (§ 203б).

Задача настоящей статьи заключается в том, чтобы дать краткий обзор распространения и суммировать достигнутые результаты изучения сульфидов, встречающихся в ультраосновных породах СССР. В отличие от обоих названных выше исследователей автор пытается произвести некоторую классификацию генетических источников сульфидной минерализации ультраосновных пород. Помещаемый в статье фактический материал, с одной стороны, указывает на тесную генетическую связь сульфидов, обнаруженных в неизмененных и серпентинизированных ультраосновных породах, с циклом деятельности самой ультраосновной магмы. Это заключение существенно противоречит приведенному выше обобщению Д. Г. Ульянова. С другой стороны, в отличие от взглядов В. Н. Лодочникова (28, стр. 266), автор допускает присутствие в гидротермально измененных ультрабазитах эпигенетических сульфидов контактово-метасоматического происхождения.

Рассмотрение парагенезиса сульфидов несколько затруднено тем обстоятельством, что часть указываемых в литературе сульфидов, видимо, нуждается в дальнейшем уточнении диагностики.¹ Тем не менее приводимые и цитируемые в статье данные отдельных исследователей о составе, парагенезисе и времени появления сульфидов в ультраосновных породах являются необходимым дополнением к работе В. Ньюхауза [49] об акцессорных сульфидах и окислах магматических пород.

¹ Специальные минераграфические исследования большинством исследователей не производились.

В последней рассматривается варьирующее поведение сульфидов во всех обычных изверженных породах за исключением представителей ультраосновного семейства — дунитов, перидотитов и пироксенитов.

Что касается путей практического использования сульфидов, то в статье поднимается вопрос о вероятной платиноносности сульфидсодержащих ультраосновных пород. В качестве иллюстрации к этому положению автор рассматривает все немногочисленные примеры связи платиновых металлов с сульфидами, выявленные при исследовании ультраосновных массивов СССР.

В целом, статья имеет целью привлечь внимание геологов к более тщательному изучению встречающихся фактов сульфидоносности ультраосновных пород.

Автор выражает глубокую признательность проф. А. Г. Бетехтину за указание недостатков рукописи.

1. КРАТКИЙ ОБЗОР РАСПРОСТРАНЕНИЯ СУЛЬФИДОВ В УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОДАХ СССР

Ниже приводятся главнейшие литературные и личные сведения о сульфидах в ультраосновных породах СССР и, главным образом, Урала.

На Полярном Урале присутствие сульфидов в перидотитах отмечалось О. О. Баклундом [3] еще в 1912 г. Н. К. Высоцкий [10, стр. 351], ссылаясь на работу О. О. Баклунда, описывает этот факт следующим образом: «в Обдорских горах, на сопке Няравет-Кеу (141.2 саж. абс. высоты), в 2 верстах от Оби, на левом берегу рч. Ханема, притока Соби, обнажен небольшой массив перидотитов: гарцбургита (оливин, энстатит, диаллаг, тремолит, хромит около 0.07% и пирит около 0.3%) и частью лерцолита (оливин, ромбический пироксен, диаллаг, зеленая шпинель и рудные минералы)». В химическом составе гарцбургитов О. О. Баклунд отмечает содержание $S=0.12\%$, $Ni(Co)O=0.16\%$. К сожалению, автор не приводит диагностических свойств сульфида.

В более южных частях Полярного Урала в ультраосновных породах Войкар-Сыньинских массивов сульфиды указываются А. Н. Алешковым [1] для многих пунктов на горе Подкова, в пироксенитах (стр. 25); «... трещины между обломками пироксена вымолнены магнетитом, пиритом и серпентином»; в обнажениях на Вост. Харуте [1, стр. 72] отмечаются мелкие рудные блестки сульфидов в перемежающихся полосах перидотита и дунита: «... сульфид тесно сростается с хромитом, производя впечатление одновременного их выделения из магмы» [стр. 73]; здесь же автор отмечает присутствие на ряду с сульфидами тонких чешуек самородной меди. Химический анализ дает $S=0.16\%$, $Cu=0.16\%$.¹

Из приведенных данных можно заключить, что интересные нас сульфиды встречаются в виде вкрапленности в различных разновидностях ультраосновных пород Полярного Урала — дунитах, перидотитах и пироксенитах.

На Северном Урале в дунитах платиноносных массивов сульфиды были довольно детально изучены А. Н. Заварицким [14] и А. Г. Бетехтиным [5]. Последний исследователь (в своем труде «Платина», стр. 99), указывает: «Очень интересны с геохимической точки зрения находки редких сульфидов, парагенетически связанных то с хромсодержащими силикатами, то с минералами платиновой группы. Одни из сульфидов принадлежат к типу пентландита, богатого никелем, другие — к типу

¹ Содержание видимых невооруженным глазом сульфидов в дунитах у р. Вост. Харута достигает местами 2—3% от общего объема породы (личное сообщение А. Н. Алешкова автору).

сульфоферритов меди близкому к кубаниту».¹ Автор отмечает также пересечение зерен сульфидов прожилками серпентина, вдоль которых около разрушенных никелевых сульфидов отлагается вторичный миллерит и около кубанита самородная медь [5, стр. 103—104]. Период образования первичных сульфидов А. Г. Бетехтин относит к заключительной (пневматолито-гидротермальной) стадии того магматического процесса, в более ранние фазы которого происходило выделение хромшпинелидов и платины. Приблизительно одновременными с сульфидами и частью более ранними по времени образованиями считаются минералы мнаролитовых пустот — хромгранаты, хромхлориты, хромвезувиан и хромдиопсид [5, стр. 117]. Таким образом, для сульфидов в платиноносных дунитах Северного Урала в работе А. Г. Бетехтина 1) подчеркивается неразрывная связь источника сульфидной минерализации с самой ультраосновной магмой, 2) указывается тесная генетическая ассоциация сульфидов с самородной платиной и хромшпинелидами, 3) устанавливается возрастное отношение сульфидов как к более ранним минералам (хромшпинелиды, платина), так и к более поздним (серпентин, магнетит, брусит и др.) и 4) определяется стадия выделения сульфидов как пневматолито-гидротермальная.

На Среднем Урале сульфиды в ультраосновных породах также известны во многих пунктах.

Наиболее богатым рассеянными сульфидами является, повидимому, ультраосновной массив Гребни, расположенный в 40—45 км к западу от г. Свердловска в пределах Первоуральской (б. Васильево-Шайтанской) дачи. Уже в 1914 г. Д. Мишарев [31] констатировал в большей части исследованных им образцов дунита и в некоторых образцах лерцолита из этого массива присутствие «пирита»,² различаемого невооруженным глазом.

В 1930 г. С. Тальвинским было кратко описано Гребневское (Профсоюзное) месторождение никелевых сульфидов, обнаруженное им в серпентинитах того же массива в 8—10 км от ст. Хромпик: «... Оруденение состоит из местной вкрапленности магнетита, хромита и пентландита с полидимитом» [35, стр. 22]. Отдельные зерна сульфидов достигают размеров 0.5 мм. Иногда они встречаются в виде тонких микроскопических прожилков, иногда же в виде отдельных скоплений неопределенной формы». Вмещающая порода «озмеевикованный и карбонатизированный перидотит». Площадь оруденения 50×80 м². Тальвинский высказывает предположение о концентрации никеля в уральских силикатных никелевых рудах не только за счет разрушения никельсодержащих силикатов, но, возможно, в некоторых случаях и за счет вкрапленности сульфидов.

Частое присутствие сульфидов в хромитоносных ультраосновных массивах Среднего Урала указывается авторами сборника «Уральские месторождения хромита» [9]. Так, в серпентинитах того же массива в Первоуральской даче (Гологорского) отмечаются пирит и пентландит, в особенности вблизи рудных тел: «... Почти во всех рудах района, в особенности Гологорского месторождения, наблюдается присутствие сульфидов, иногда составляющих около 1.5% ко всей массе». Сульфиды имеются как в рудной, так и в нерудной части с преобладанием в последней. Распространение их приурочено к тончайшим трещинкам. Из числа сульфидов авторы устанавливают пирит, халькопирит и пентландит. Последний в количественном отношении преобладает над первыми, вместе взятыми, и наблюдается в виде зерен величиною до 2 мм. Местами наблюдаются цепочковидные агрегаты пентландита. Микрохимическими реакциями установлено присутствие в составе минерала Fe, Ni и S.

¹ Позднее им обнаружен среди сульфидов также пирротин (его личное сообщение).

² Определение должно считаться, повидимому, условным, так как автор мог пользоваться для этой цели лишь обычным поляризационным микроскопом.

Пирит и халькопирит обнаруживаются в виде мельчайших зерен величиною в сотые доли миллиметра.

Сульфидоносными являются и другие ультраосновные массивы Среднего Урала. Так, в Ключевском хромитоносном массиве в оливиновых породах и серпентинитах близ устья р. Сысерти отмечается пирит [9, стр. 140]. Вкрапленные руды Кутузовских месторождений хромита бывш. Гороблагодатского округа также содержат сульфиды: пирит, халькопирит и ковеллин [9, стр. 40]. Наконец, И. А. Зимин [19, стр. 180] упоминает о присутствии в рудах Сарановского месторождения пирротина и др. сульфидов.¹ Содержание серы в рудах — 0.04—0.06%.

Относительно генезиса сульфидов (в Гологорском массиве) Вахромеев, Зимин и др. пишут [9, стр. 128—129]: «Приуроченность сульфидов к трещинкам и появление их (пентландита в особенности) иногда в виде бахромчатой каймы вокруг хромита заставляет считать их образовавшимися в постмагматический период — в первую стадию аутометаморфизма».

Как видим из общего характера приведенных упоминаний, степень изученности сульфидов, встречаемых в ультраосновных породах Среднего Урала, значительно ниже, чем в дунитах Северного Урала. В частности, вопрос о генетической природе сульфидов вряд ли можно считать окончательно выясненным, так как отмечается лишь появление их после хромшпинелида без указания отношений к минералам серпентиновой группы.

Тем не менее приведенный фактический материал позволяет сделать некоторые сравнительные заключения.

Как и на Полярном Урале сульфиды встречаются здесь в различных разновидностях ультраосновных пород, причем из описаний пока нельзя заключить о соответственном различии парагенезиса сульфидов в зависимости от типа ультраосновной породы (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты и т. д.). Далее можно заметить, что парагенезис сульфидов в целом на Среднем Урале, кажется, судя по описаниям, более разнообразным, чем в дунитах Северного Урала: на ряду с пентландитом здесь указываются такие минералы, как пирит, полидимит, халькопирит и др. Однако возможные ошибки в диагностике сульфидов должны быть приняты во внимание.

На Южном Урале сульфиды в ультраосновных породах исследованы более детально, в частности в Халиловском массиве, где в 1926—1927 гг. были обнаружены небольших размеров линзы сплошных никелевых сульфидов.

Халиловские месторождения сульфидных никелевых руд описываются Н. К. Разумовским [33], Н. А. Шадлун [39], Е. Е. Захаровым и др. [16], Д. Г. Ульяновым [36, 37].

В 1936 г. А. Г. Бетехтин и С. А. Кашин [7] произвели сравнительно подробное минераграфическое исследование отдельных сульфидов и обратили внимание на распространение в ультраосновных породах массива редкой сульфидной вкрапленности. В 1938 г. минералогия сульфидов была дополнительно освещена в работе А. И. Киселева [24].

Литературные данные указывают, что сплошные выделения сульфидов были сложены то пентландитом с подчиненным развитием никелина, виоларита, пирротина и халькопирита (линзы в карьере № 105, описанные Н. К. Разумовским и Н. А. Шадлун), то пирротином с включениями магнетита и графита (прожилки на месторождении № 59, исследованный А. Г. Бетехтиным).

¹ В габбро-диабазовых дайках, рассекающих перидотиты и руды Сарановского месторождения, «обращает на себя внимание местами довольно обильная вкрапленность сульфидов» [19, стр. 166]. По определению А. Г. Бетехтина (его личное сообщение), из сульфидов здесь присутствует, главным образом, пирит и в небольшом количестве халькопирит.

Кроме того, Д. Г. Ульянов [36] указывает на гнездообразные скопления шпейсового кобальта, вместе с которым встречается эритрин, в серпентинитах у дер. Ишкинино, в 12 км к востоку от Халилова.

Сплошные выделения руд сопровождаются вкрапленностью соответствующих по составу сульфидов в боковых породах (например, пентландит в месторождении никелевых сульфидов Уша-Узбой, пирротин около пирротинового прожилка, описанного А. Г. Бетехтиным). Редкая вкрапленность мелких сульфидных зерен встречается также самостоятельно в разнообразных ультраосновных породах района, причем, по А. И. Киселеву [24, стр. 17], дуниты «как будто обладают повышенной сульфидностью в сравнении с гарцбургитами». В составе рассеянных сульфидов А. Г. Бетехтин и С. А. Кашин указывают пирротин, пентландит и тонкорассеянный в серпентинитах сульфид, по составу отвечающий двусернистому железу. При процессах серпентинизации за счет пирротина и пентландита обычно образуются соответственно марказит (а также неопределенный дисульфид железа) и миллерит. А. И. Киселев [24, стр. 16—18] отмечает также присутствие на ряду с пирротинном и пентландитом мелких ангедральных зерен халькопирита.

Кроме первично-магматического пирротина этот же автор выделяет «чешуйчатый пирротин», относя появление его к периоду после образования пентландита, халькопирита и магнетита, одновременно с марказитом, графитом и самородной медью. К сожалению, автор не указывает при этом, какими диагностическими признаками он пользовался для различения вновь устанавливаемых им сульфидов.

Относительно генезиса сульфидов в работах названных исследователей нет полного согласия.

Н. К. Разумовский [33, стр. 26] определял пентландитовые линзы карьера № 105 как «магматические никелевые руды».

Н. А. Шадлун [39] также считал, что «... месторождение никелевого колчедана в карьере № 105 представляет собою продукт магматической дифференциации...»

Е. Е. Захаров, Е. Ф. Зив, Д. Г. Ульянов [16], в отличие от взглядов Н. А. Шадлуна, связывают возникновение халиловских колчеданов с контактовым воздействием даек габбро-диабаз на серпентиниты. С другой стороны, ниже [стр. 46] авторы делают оговорку: «Не исключена возможность присутствия ... и магматических никелевых сульфидов».

Гипотезу зависимости отложения сульфидов от гидротермального и пневматолитического воздействия габбро-диабазовых даек на серпентиниты развивает позднее Д. Г. Ульянов [36, 37]. При этом он опирается на ту или иную степень пространственной приуроченности известных примеров оруденения (Уша-Узбой, карьер № 105, месторождение у с. Назаргулово) к контактам даек габбро-диабазов и зонам нарушений в серпентинитах. Автор без достаточно полных оснований обобщает этот факт для всех случаев проявления сульфидной минерализации на Урале и указывает в связи с этим ряд признаков, которыми надо руководствоваться при поисках сульфидно-никелевых руд в серпентинитах.

А. Г. Бетехтин и С. А. Кашин относят образование сульфидов к пневматолито-гидротермальной фазе, которая заканчивает первый период магматического процесса, но предшествует стадии серпентинизации. По их мнению, прожилки пирротина и вкрапленность этого минерала в прилегающих перидотитах «... генетически несомненно связаны с образованием хромитового месторождения» [7, стр. 226]. Обнаруженный ими пирротин, в отличие от пирротина типичных гидротермальных месторождений, легко реагирует с азотной кислотой. Авторы приводят полный химический анализ пирротина, показывающий значительное содержание в минерале кобальта ($Ni = 0.37\%$; $Co = 0.13\%$), а также некоторый недостаток серы против стехиометрических соотношений. Последнее обстоя-

тельство А. Г. Бетехтин объясняет присутствием в пирротине метасоматически развившихся прожилков вторичного магнетита.

Авторы указывают на включенный графит, а также на мельчайшие выделения пентландита среди пирротиновой массы, относя появление их к пневматолито-гидротермальной фазе собственно магматического процесса, насколько об этом можно судить по разложению пентландита с образованием миллерита при процессе общей серпентинизации ультраосновных пород [7, стр. 235].

Редко рассеянные в серпентинизированных дунитах и перидотитах сульфиды, занимающие по цвету в отраженном свете среднее положение между пирротин и марказитом, возникли, по их мнению, за счет изменения пирротина. Они легко травятся азотной кислотой и царапаются стальной иглой. Произведенный анализ растворимой в кислотах фракции рудного концентрата показал двойное молекулярное количество серы в сульфиде по отношению к железу. Авторы склонны считать сульфид «колломорфной формой двусернистого железа типа мельниковита» [7, стр. 214]. В рудном концентрате из перидотита количество таких сульфидов оказалось примерно в два раза больше, чем в аналогичном концентрате из дунита.

А. Н. Киселев [24, стр. 18] пользуется для объяснения происхождения сульфидов обычной схемой образования ликвационных месторождений. Сплошные линзы пирротина получаются, по его мнению, в результате инъекции остаточного сульфидного расплава, а мелкие капельки ликвированной сульфидной магмы застывают среди силикатов в виде вкрапленности.

Таким образом, большинство исследователей связывают сульфидную минерализацию в Халиловском массиве с определенными этапами застывания самой ультраосновной магмы и считают сульфиды сингенетическими магматическими образованиями. Кроме того, здесь выявились следующие черты рассматриваемого оруденения:

1) возможность перехода вкрапленных сульфидов в сплошные скопления их типа гнезд, прожилков и линз;

2) преобладание то одного, то другого из рудных минералов в особенности в составе сплошных скоплений;

3) появление в некоторых случаях на ряду с сульфидами железа, никеля и меди также кобальтовых арсенидов (шпейсовый кобальт у дер. Ишкинино).

В соседних с Халиловским ультраосновных массивах сульфидная минерализация имеет меньшее распространение. В Хабаровинском массиве присутствие редких сульфидов в ультраосновных породах отмечается в той же работе А. И. Киселева.¹

В Кемпирсайском ультраосновном массиве по нашим личным наблюдениям (в 1938 г.) сульфиды (пентландит и пирротин) встречаются лишь в жильных троктолитах и оливиновых габбро.

Не останавливаясь на других подобных случаях, рассмотрим еще сульфидную минерализацию плагиоклазо-роговообманковых и порфирировидных (бесплагиоклазовых) лерцолитов в хребтах Северного Крака (Южный Урал). Дайкоподобные и линзовидные тела этих пород с мощностью от 0.5 м до нескольких десятков метров прослеживались нами среди обычных перидотитов массива на сотни и тысячи метров в длину. Сульфиды (пирротин, пентландит и вторичные марказит и миллерит)

¹ Наиболее часто сульфидная минерализация в этом массиве проявляется среди габбро-норитов. По данным В. Л. Федорова (его личное сообщение), полоса габбровых пород мощностью около 100 м, обнажающаяся на протяжении свыше 1 км на восточном контакте Хабаровинского ультраосновного массива к северу от пос. Хабарового, содержит в всячем боку спорадические шлировые обособления сульфидоносных габбро-норитов. Вкрапленность халькопирита и пирита в некоторых штуфах достигает 2—3% от объема породы.

являются почти постоянными акцессорными рудными минералами этих пород, так что суммарные запасы сульфидов в массиве являются довольно крупными. Содержание сульфидов колеблется в среднем от 0.2 до 0.5% (по объему) и в немногих случаях достигает до 1.5%. Несколько химических анализов показали содержание в штуфах серы около 0.03% и никеля 0.17—0.20%.¹

Более крупные зерна сульфидов представляют собою неправильные по форме сростки пирротина и пентландита, из которых последний обычно преобладает над первым. Мелкие округленные зернышки состоят большей частью из пентландита и реже из пирротина; как и в халиловских породах, пирротин здесь сравнительно легко поддается травлению азотной кислотой. В нескольких шлифах сульфидоносных лерцолитов с левого берега р. Саргая были определены, при любезном содействии А. Г. Бетехтина, сростшиеся с пирротином неправильные зерна самородного железа.

Весьма характерны по нашим наблюдениям такие взаимоотношения сульфидов с другими породообразующими минералами.

1. Мелкие зерна и краевые части более крупных ангедральных зерен хромшпинелида замещаются сульфидами, в результате чего получают своеобразные сростки сульфидов с хромшпинелидами.

2. На ряду с редкими случаями включений мелких округленных зерен сульфидов в ромбическом и моноклинном пироксенах преобладает интерстициальное расположение сульфидов по отношению к оливину и пироксенам.

3. В плагиоклазсодержащих разностях лерцолитов замечается ассоциация зерен сульфидов с мелкими лейстами коричневой роговой обманки; последняя частью развивается по диаклагу, частью же образует самостоятельные зерна.

4. Пирротин и пентландит пересекаются трещинами, в которых развиваются прожилки серпентина (хризотила). Повидимому, в связи с процессами серпентинизации около зерен пирротина местами развиваются жилочки марказита; очень редко у краев зерен пентландита наблюдались выделения миллерита, образующего тонкие прожилки вдоль трещин, заполненных серпентином.

В петрографическом отношении плагиоклазовые лерцолиты весьма сходны с теми сульфидоносными перидотитами, которые описали Е. С. Бастин [41], Х. Т. Ли [46] и И. К. Рид [50].

Заметим, что в массиве Северного Крака очень редкая сульфидная вкрапленность встречается также и в дайках габбро-диабазы, рассекающих указанные сульфидоносные лерцолиты. В отличие от отмеченной выше сульфидной ассоциации здесь в габбро-диабазе, на ряду с пирротином и пентландитом, в заметных количествах присутствует халькопирит.

Кроме того, повышенная вкрапленность пирита (в отдельных штуфах до 5—8%) была встречена нами в гранатизованных пироксенитах массива Среднего Крака, в 1.5 км к северу от с. Хаметова на правом берегу р. Беказы. Зона пиритизации шириною в 2—4 м прослеживается здесь по склону более чем на 200 м вдоль контакта пироксенитов с лежащим боком крупной дайки габбро. В самом габбро также встречаются единичные зерна пирита.

Таким образом, в массивах Крака имеются два различных типа нахождения сульфидов в ультраосновных породах. Происхождение сульфидов в первом из них связано, повидимому, с автонневматолитическими процессами в перидотитах особого рода, причем меньшая часть сульфидов (включения в силикатах) могла появиться еще в магматическую

¹ Большая часть этого никеля находится, конечно, в составе породообразующих силикатов в виде изоморфной примеси к магнию.

стадию. Во втором типе сульфидная вкрапленность (пирит) появилась в результате контактово-пневматолитического воздействия габбровой интрузии на пироксениты. Может быть, подобные явления имели место и в некоторых из тех случаев оруденения, которые были указаны Д. Г. Ульяновым в Халиловском районе.

В отличие от приведенных примеров совершенно своеобразные обособления сульфидов меди в серпентинитах были описаны А. Н. Заварицким [15, стр. 110—114] в его геологическом очерке месторождений медных руд на Урале. Обычно это — небольшие гнезда, линзы и четко-видные жилы магнитного железняка с включениями куприта, халькозина, редко халькопирита и примазками малахита и хризоколлы (на Среднем Урале — около д. Балтым недалеко от Пышминско-Ключевского медного рудника, в Сысертском округе в ряде пунктов, в Каслинской даче в кварталах 16, 38, 72 и др. местах; на Южном Урале — в группе Ургунских месторождений, около озера Ургун). Нередко примазки медной зелени и сини и вторичные соединения меди вообще наблюдались в серпентинитах и вне связи с сульфидами. Такие месторождения могли возникнуть, по мнению А. Н. Заварицкого (op. cit., стр. 110), там, где в ультраосновных породах «была уже первичная оруденелость в виде сульфидов».

В Быньговском месторождении (Тагило-Невьянский массив) в серпентинитах разведывалась жилка куприта мощностью до 8 см с примесью халькозина и магнитного железняка и прожилками хризоколлы. В шлифах из этого месторождения А. Н. Заварицкий наблюдал в одних случаях псевдоморфозы серпентина по идиоморфным зернам оливина среди магнетитовой массы, а в других случаях идиоморфные зерна магнетита среди серпентина. На основании этого исследователь допускает магматическое выделение магнетита в оливиновой породе, а следовательно и ассоциированных с ним сульфидов. За сингенетическое появление обособлений магнитного железняка и сульфидов свидетельствует, повидимому, и тот факт, указанный А. Н. Заварицким, что чечевицеобразные гнезда магнетита в северной группе Ургунских месторождений «прорезаны прожилками змеевика» (op. cit., стр. 112).

Вне Урала распространение сульфидов, связанных с ультраосновными породами, сравнительно детально изучено лишь на Кольском полуострове. Согласно данным Б. М. Куплетского и других исследователей [21, 26, 34] здесь в Монча-Тундре имеются следующие морфологические и генетические типы сульфидного оруденения в связи с ультрабазитами:

а) вкрапленность сульфидов (пирротина, пентландита и халькопирита) в перидотитах Сопчуайвентча, Кумужьей и Травяной варак и в пироксенитах Сопчуайвентча и Нитис;

б) сплошные жилоподобные выделения пирротина с подчиненным пентландитом и халькопиритом в перидотитах Кумужьей варак и, главным образом, Нитис, обладающие мощностью 0.4—0.6 м (по последним сведениям до 1.5 м) и длиной более 1000 м;

в) контактовая импрегнация сульфидов (главным образом пирротина) в ассоциации с гранатом среди древних габбро так называемого «Пентландитового ущелья» в связи с воздействием более юной интрузии пироксенитов.

Практическое значение в качестве руды на никель имеют лишь первые два типа и в особенности второй из них. Вкрапленность сульфидов в перидотитах Сопчуайвентча и Кумужьей варак, по свидетельству Б. М. Куплетского, «имеет характер первичного выделения руды в магматическую стадию» [26, стр. 59].

В виду своеобразия дифференциации и петрографического состава кольских массивов наблюдаемые здесь проявления сульфидной минерализации, повидимому, не могут считаться характерными для других ультраосновных массивов СССР.

В ультраосновных породах Закавказья А. Г. Бетехтин [6, стр. 75] отмечает присутствие аналогичных с уральскими сульфидов, хотя и не указывает каких-либо пунктов повышенной концентрации их.

В северо-восточном Прибалхашье вкрапленность пентландита с размерами зерен 0.01—0.001 мм имеется, согласно указанию Н. И. Наконника [32], в перидотитах (лерцолитах) урочища Копя.

В Восточном Саяне в ультраосновном массиве Китайских Альп вкрапленность сульфидов в серпентинитах описывается М. Ф. Шестопаловым [40, стр. 99] в таком виде: «По р. Сичан-Сар выше впадения Барун-Гол обнаружены мощные (50—100 м) зоны серпентинитов, обогащенных мелкими зернами сульфидов. Залежь приурочена к контакту между лежащим боком серпентинитов и висячим боком зажатых пачек сланцев. Наибольшее обогащение, мощность которого достигает 20—30 м, обнаружено в самом контакте, где сульфиды выражены небольшими (в 0.2—0.3 см) шлирами или тонкими жилками в серпентинитах. Произведенными анализами сульфидных образцов установлено содержание металлического никеля в пределах десятых долей процента.

В висячем боку массива около контакта серпентинитов с известняками также обнаружены сульфидные зоны, богатые пиритом, реже пирротином. Содержание металлического никеля в этих серпентинитах выражается десятками долями процентов.

Ограничимся этими главнейшими упоминаниями о сульфидах в ультраосновных породах отдельных районов СССР. Некоторые дополнительные примеры, а также частичную сводку иностранной литературы, упоминающей о сульфидах в связи с ультраосновными породами, можно найти у В. Н. Лодчинова в его труде о серпентинитах [28, стр. 244—245, 248, 270—274].¹

Заметим лишь в заключение обзора, что некоторые исследователи указывают на развитие рудных минералов во вмещающих отложениях около контакта с ультраосновными породами. Так, изучавший соленосные отложения Карской области Кавказа А. Марголиус [30, стр. 22] отмечает, что „охристые” и реже сернистые соединения² меди вместе с самородками ее заключаются в контактных поясах оливиновых пород с осадочными образованиями во многих местах на обоих берегах долины Аракса и Загаракчая и в склонах Тайлу-Буруна, образуя на доступной для осмотра глубине небольшие гнездовые скопления».

Н. А. Батов [4, стр. 44, 63] указывает на импреньяцию известняков у устья Магнатова ключа в левом берегу р. Он в верховьях р. Енисей медистым пиритом с образованием вторичных натеков медных окислов. Минерализация приурочена здесь к контакту известняков с телом серпентинизированного гарцбургита.

Увеличивать количество упоминаний о подобных случаях приконтактной минерализации вряд ли имеет смысл, так как авторы не дают исчерпывающих доказательств генетической связи рудных минералов с ультраосновной магмой.

Как видим, в огромном большинстве случаев остаются совершенно не изученными минерографические и химические свойства рудных минералов, их химический состав, взаимоотношения их друг с другом и с породообразующими силикатами, влияние процессов эндогенного и экзогенного метаморфизма на сульфиды и т. д.

Тем не менее, опираясь на суммарный материал и более обстоятельные данные отдельных исследователей (А. Г. Бетехтин и др.), в итоге обзора можно попытаться дать некоторые главнейшие обобщения.

¹ А. Г. Бетехтин в своей неопубликованной рукописи «Пентландит» указывает на присутствие сульфидов в перидотитах Калгачинского района (в Прионежье), серпентинитах Сев. Кавказа (район Б. Лабы) и других пунктах.

² Подчеркнуто мною. В. Л.

II. ВЫВОДЫ ИЗ ОБЗОРА ФАКТИЧЕСКИХ ДАННЫХ

1. Распространение сульфидоносных массивов

Сульфидная минерализация ультраосновных пород имеет широкое территориальное распространение, сопровождая значительную часть всех известных в СССР ультраосновных массивов.¹ В приведенном обзоре были представлены три типа сульфидоносных массивов, различных в петрологическом, структурном и возрастном отношении:

1) дунито-перидотитовые массивы (Полярного, Среднего и Южного Урала и др. районов);

2) габбро-пироксенито-дунитовые массивы (Северного и Среднего Урала);

3) пироксенито-перидотитовые массивы (Кольского полуострова).

Наиболее важным в практическом отношении является последний тип массивов, где сульфидоносные ультраосновные породы принадлежат к дифференциатам скорее основной, чем собственно ультраосновной магмы.² Однако, сульфиды встречаются во всех ультраосновных породах вне зависимости от типа вмещающего массива. При этом, судя по описаниям, можно заключить, что далеко не все ультраосновные массивы одного типа в одинаковой степени богаты сульфидами.

В частности, на Урале как будто наиболее сульфидоносны лишь те массивы, которые составляют крайний западный пояс ультраосновных интрузий (Халилово—Крака—Гребни—Войкар—Сыньинские и др.), расположенный уже частью на западном склоне Урала. Однако и в пределах этого пояса степень сульфидоносности ультраосновных массивов довольно неодинакова (сравни Халиловский и Кемпирсайский массивы).

Причина этого явления пока не выяснена; она связана, повидимому, как с геологическими условиями застывания интрузивов и характером вмещающих пород, влияющими на содержание летучих (серы) в ультраосновной магме, так и с особенностями химического состава последней.

2. Форма проявления сульфидной минерализации

Наиболее часто в ультраосновных породах встречается бедная, в основном акцессорная сульфидная вкрапленность, занимающая местами крупные участки массивов. На ряду с нею в некоторых районах выявлены участки ультраосновных пород с повышенной вкрапленностью сульфидов (на Полярном и Среднем Урале) и даже сплошные скопления их типа небольших прожилков и гнезд (Халиловский массив). В ультраосновных породах Монча-Тундры, кроме этих проявлений, специальными поисками обнаружены сульфидоносные горизонты и крупные жилоподобные массы, сложенные пирротинном, пентландитом и др.

Вне СССР известны также примеры сидеронитовой цементации сульфидами и арсенидами главных пороодообразующих силикатов перидотита [Бастин, 41] или хромита [Круш, 46].

Кроме доступных наблюдению сульфидов в ультраосновных породах имеются еще мельчайшие включения сульфидов, обнаруживаемые фракционным химическим анализом. Впервые присутствие последних было установлено А. Г. Бетехтиным и С. А. Кашиным [7] в дунитах и перидотитах Халиловского района. Е. Н. Егорова [12], производя анализы восьми минералогических чистых оливинов, также пришла к заключению о присутствии каких-то сульфидов в ультраосновных породах в форме чрезвычайно тонкого рассеяния.

¹ Отсутствуют сведения о сульфидах по ультраосновным породам Украины.

² Норвежские промышленные месторождения никелевых сульфидов в перидотитах (Brüvand) и оливиновых пироксенитах (Espedalen), описанные Фогтом (51, pp. 336—346), следует относить именно к этому типу.

3. Распределение сульфидов в ультраосновных массивах

В большей части указанных выше ультраосновных массивов рассматриваемые сульфиды заключены в разнообразных породах, представляющих ультраосновную магму (дунитах, гарцбургитах, лерцолитах и пироксенитах).

В некоторых массивах такое разнообразие сульфидоносных пород не нарушает того обстоятельства, что, различаясь по петрографическому составу, последние показывают все же одинаковое по условиям залегания и более позднее, сравнительно с вмещающими ультраосновными породами, происхождение. Так, например, в массивах Крака линзо- и жилообразные тела сульфидоносных порфиroidных лерцолитов, плагиоклазо-роговообманковых перидотитов и пироксенитов содержали, повидимому в связи с их более поздним застыванием, более значительное количество минерализаторов (и в том числе серу), чем окружающие перидотиты.

К этой же группе более поздно застывающих дифференциатов ультраосновной магмы можно отнести и небольшие массы сульфидсодержащих дунитов (местами хромитовых), залегающие в виде полос среди количественно преобладающих перидотитов.

Обращаясь к главным литературным источникам, описывающим редкие примеры сульфидсодержащих ультраосновных пород за границей [2, стр. 352, 355; 8, 41, 42, 43, стр. 116—127; 45, 46, 50] мы сталкиваемся с такой же пестротой петрографического состава последних. Однако в США и в Канаде из 12 случаев установленной генетической ассоциации сульфидов с ультраосновными породами в 9 случаях эти породы описываются как пироксениты (и происшедшие из них горнблендиты) и лишь в трех случаях как оливиновые перидотиты.¹

В ничтожных количествах сульфиды присутствуют, повидимому, в любой ультраосновной породе, так как анализы Е. Н. Егоровой [12] показали присутствие серы в минералогически совершенно чистых оливинах, а точные определения методами раздельного анализа установили присутствие сульфидного никеля на ряду с силикатным в большинстве ультраосновных пород.

Таким образом, можно говорить лишь о меняющейся в различных участках ультраосновной породы концентрации сернистых соединений, но не об их полном отсутствии.

4. Эпигенетические сульфиды контакто-метасоматического происхождения

Обычное для некоторых районов присутствие сульфидов в разновозрастных и различных по петрографическому составу изверженных породах (на Кольском полуострове, на Урале — в массивах Крака, Халиловском, Сарановском и др.) сильно осложняет задачу выяснения генезиса сульфидов в собственно ультраосновных породах. В частности, там, где сульфиды встречаются вблизи даек жильных пород ультраосновного массива, имеется повод сомневаться в источнике оруденения (в примерах, приводимых Д. Г. Ульяновым). В этом случае вопрос решается исследованием дополнительных доказательств генетической связи сульфидов с более юной интрузией, как-то: а) признаки одновременного или более позднего образования сульфидов относительно контактовых минералов (граната, хлорита, талька, тремолита и др.), появившихся в ультраосновной породе; б) присутствие в самой дайке рудных минералов, идентичных с приконтактовыми сульфидами, в) соответ-

¹ Цитирую из сводки А. Ф. Баддингтона (1937, 352).

ствующие отличия в парагенезисе последних от обычной сульфидной ассоциации, генетически связанной с ультраосновными породами данного района. Перечисленным требованиям удовлетворяют лишь единичные из обследованных пунктов сульфидного оруденения (например, в массиве Средний Крака на Ю. Урале). Во всех других описанных случаях указанные обстоятельства последовательно не выяснялись, и поэтому пространственная связь сульфидов в ультраосновных породах с контактами основных даек может оказаться случайной.

Более достоверным представляется эпигенетический характер тех сульфидов (главным образом пирита), которые заключены в продуктах метаморфизма ультраосновных пород, появившихся под воздействием кислых интрузий, — ортолиствениках [25, стр. 146—149; 31, стр. 64] и некоторых тальковых породах [13, стр. 80; 27, стр. 5—6]. Однако в приведенном выше обзоре рассматривались сульфиды более или менее неизменных ультраосновных пород, подвергшихся лишь процессу автосерпентинизации.

Приведенное в п. 1 схематическое обобщение о большей сульфидности массивов западного пояса ультраосновных интрузий Урала полезно здесь в том отношении, что не позволяет связывать возникновение массы сульфидов в ультрабазитах с метаморфизующим воздействием удаленных кислых интрузий восточного склона хребта.

5. Сингенетические сульфиды ультраосновных пород и место их в порядке кристаллизации породообразующих силикатов

На основании наблюдавшихся (А. Г. Бетехтиным и др.) взаимоотношений между породообразующими минералами и сульфидами появление последних следует относить к той или иной стадии процесса формирования самой ультраосновной породы. В этом смысле сульфиды, занимающие определенное место в ряде последовательного развития породообразующих минералов, должны рассматриваться как сингенетические минералы ультраосновных пород. Можно считать также установленным, что акцессорные сульфиды развиваются, как правило, позднее хромшпинелидов и породообразующих силикатов, но раньше минералов группы серпентина. Сплошные хромиты местами также рассекаются сплошными сульфидными прожилками. Лишь в очень редких случаях наблюдались округлые включения сульфидов в породообразующих пироксенах (в массиве Северный Крака), заставляющие считать с возможностью более ранней кристаллизации некоторой части сульфидов.

Таким образом, преобладающая масса сульфидов, повидимому, кристаллизуется в пневматолитовую или пневматолито-гидротермальную фазу формирования ультраосновных пород.

Сравнивая эти данные с выводами В. Ньюхауза [49, стр. 9—22] о порядке выделения акцессорных сульфидов в более кислых породах: гранитах, диоритах, сиенитах; габбро и норитах — приходим к выводу, что в общем ультраосновные породы характеризуются наиболее поздним появлением сульфидов относительно породообразующих минералов, чем все перечисленные породы.

Таким образом, вывод В. Ньюхауза о том, что сульфиды в целом кристаллизуются в габбро позднее, чем в диоритах, а в диоритах позднее, чем в гранитах,¹ повидимому, находит здесь свое дальнейшее завершение.

¹ В. Ньюхауз объясняет эту закономерность комбинированным влиянием растворимости сульфидов, различной температуры кристаллизации и различного содержания SiO_2 и железо-магнезиальных окислов в различных магмах (49, стр. 26).

Взаимоотношения между рассеянными сульфидами и сплошными скоплениями их в ультраосновных породах изучены мало, но с чистоморфологической стороны они до некоторой степени аналогичны отношениям аксессуарных хромшпинелидов к рудным телам хромита.

6. Относительная распространенность различных сульфидов в ультраосновных породах

Следующие сернистые соединения были указаны в цитированных литературных источниках как присутствующие в ультраосновных породах СССР (цифры в скобках дают число упоминаний о минерале).

Сульфиды железа	Сульфиды и сульфидо- ферриты меди	Сульфиды никеля- железа и никеля
Пирротин (9), Пирит (6), Марказит (2), Мельниковит ? (1),	Халькопирит (5), Кубанит (2), Халькозин (1), Ковеллин (1),	Пентландит (9), Миллерит (3), Полидимит (1), Виоларит (1)

В качестве сопутствующих рудных минералов указывались арсениды никеля и кобальта — никелин (1) и смальтин (1), самородная медь (3), самородное железо (1), хромит (6), магнетит (6), куприт (1) и др.

Как видим, наибольшее число упоминаний относится к следующим минералам: пирротину (9), пентландиту (9), пириту (6), халькопириту (5) и миллериту (3). Однако действительная степень распространенности некоторых из этих минералов, и в частности пирита, должна вызывать серьезные сомнения. Так, в трех случаях из шести сульфид отмечался предположительно как пирит без исследований в отраженном свете (Баклунд, Алешков, Мишарев). При этом какие-либо другие сульфиды на ряду с «пиритом» не указывались. В остальных трех случаях пирит был упомянут в ассоциации с пирротинном (Шестопапов) или же с халькопиритом и резко преобладающим пентландитом (Вахромеев и др.), причем определенные диагностические признаки пирита, к сожалению, не были приведены. Далее важно заметить, что во всех случаях более детального изучения парагенезиса сульфидов в ультраосновных породах (Заварицкий, Бетехтин и др.) пирит не был обнаружен, но указывался марказит¹. Таким образом, если учесть приведенные выше замечания, а также то обстоятельство, что изотропные сечения марказита легко принять за пирит, то приходится сильно сомневаться в присутствии пирита среди сингенетических минералов ультраосновных пород.

Наоборот, в продуктах метаморфизма ультраосновных пород (талковых и хлоритовых породах, лиственитах) пирит является хорошо установленным минералом, и появление его обычно объясняется воздействием растворов кислой магмы [13, стр. 80].

Особых замечаний требуют также упоминания о халькопирите в ультраосновных породах. Выше мы уже видели, что в типичных ультраосновных массивах халькопирит встречается в заметных количествах лишь в своеобразной ассоциации с обособлениями магнетита и вторичными соединениями меди. Среди аксессуарных сульфидов в ультраосновных породах он, согласно единичным упоминаниям (Вахромеев и др.), присутствует в резко подчиненных количествах по отношению к пентландиту. Наконец, в дунитах платиноносных массивов халькопирит отсутствует, и сернистые соединения меди представлены другим минералом — кубанитом. Последний встречается, опять-таки, совместно с пентландитом и пирротинном. Лишь в ультраосновных породах Монча-Тундры, т. е. в массивах переходного типа от ультраосновных к основным мас-

¹ Г. Гуттенлохер (43, S. 116—127) указывает в сульфидных месторождениях среди гипербазитов в Зап. Альпах только пирротин и пентландит с незначительной примесью халькопирита и валеринита, и редко (S. 87) — миллерит.

сивам, несомненно, установлено значительное количество халькопирита в ассоциации с пентландитом, пирротинном и магнетитом.

Таким образом, мы приходим к заключению, что наиболее распространенными и характерными сульфидами ультраосновных пород из массивов различных типов являются лишь пентландит и пирротин на ряду с образующимися при их разрушении миллеритом и марказитом; также характерны, но более редки другие сульфиды никеля и железа. Сернистые же соединения меди встречаются в подчиненных количествах, причем их парагенезис в каждом из трех типов ультраосновных массивов отличается некоторым своеобразием.

7. Главнейшие особенности состава и парагенезиса сульфидов в ультраосновных породах

Теперь мы можем подчеркнуть главнейшие черты состава и парагенезиса сульфидов ультраосновных пород в сравнении с составом и парагенезисом сульфидов из более кислых изверженных пород.

Прежде всего необходимо отметить характерную роль никеля в связывании серы и мышьяка (в арсенидах) при застывании ультраосновных пород. Так, согласно превосходной сводке Ньюхауза [49], пентландит ни разу не был встречен среди акцессорных сульфидов в гранитах, сиенитах и их эффузивных аналогах. В диоритах пентландит встречается лишь в единичных шлифах в виде чрезвычайно редких и мельчайших включений внутри пирротина. В габбро и норитах пентландит, согласно Ньюхаузу, тоже «is invariably the minor phase and exsolves from the pyrrhotite as small lamellae» (op. cit. 49). Кроме пентландита, никакие другие никелевые сульфиды или арсениды в габбро и норитах Ньюхаузом не отмечаются.

В уральских габбро пентландит и никелевые сульфиды до сих пор не были встречены. Характерными для габбровых массивов Урала являются вкрапленные сульфферриты меди и дисульфиды железа — халькопирит, борнит и пирит [15, 20, 29].

Наоборот, в ультраосновных породах мы имеем дело с пентландитом, как весьма распространенным, а среди акцессорных сульфидов и количественно преобладающим минералом. Следует заметить также, что пентландит и другие сульфиды никеля-железа и никеля чаще всего встречаются в ультраосновных породах в виде самостоятельных зерен, не связанных с пирротинном. В тех же случаях, когда наблюдаются сростки пентландита и пирротина (например, в порфириовидных лерцолитах массива Северный Крака), первый в шлифах обычно преобладает над вторым.

Еще более ярко выступает отмеченная ведущая роль никеля, если мы обратимся к другим никелевым сульфидам — полидимиту, виолариту, а также арсенидам никеля и кобальта (карьер 105 в Халилове, Ишкнино, Лос-Яралес).

Любопытно также отметить, что в химическом составе пентландита из карьера 105 Халиловского массива содержание никеля достигает по подсчетам Н. К. Разумовского [33] до 50%, что существенно отличает его от более бедных никелем пентландитов из основных пород.¹ Количественное преобладание сульфидов никеля в ультраосновных породах, несомненно, объясняется более высоким содержанием никеля в породообразующих силикатах (оливине и пироксенах), чем в таковых основных и кислых пород (см. об этом подробнее у Фогта, 51, pp. 307—353).

¹ Подсчет не может считаться точным, поскольку первичные данные о содержании компонентов были взяты из анализа руды с довольно сложным минералогическим составом.

Своеобразные микрохимические свойства пирротина ультраосновных пород и относительно высокое содержание в нем Co были уже указаны в тексте обзора.

Должна быть отмечена также другая характерная черта состава сульфидов в ультраосновных породах, если принять во внимание отношение металла к сере в сульфидах. В отличие от парагенезиса сульфидов в более кислых изверженных породах мы видим здесь резкое преобладание моносульфидов (и моноарсенидов) над полисульфидами. Дисульфиды железа (марказит и неопределенный сульфид типа мельниковита) присутствуют в ультраосновных породах лишь в качестве позднейших минералов, образовавшихся за счет разложения моносульфида — пирротина. Пирит, характерный для гранитов, сиенитов, диоритов и их эффузивных аналогов, вряд ли встречается в качестве сингенетического сульфида в гипербазитах.

Недостаток свободной серы в ультраосновных породах как будто подчеркивается также ассоциацией в них с пирротинном самородного железа, хотя характер происхождения этого минерала остается еще не исследованным.

Это преобладание в ультраосновных породах малосернистых соединений, повидимому, лучше всего объясняется, если обратиться к их некоторым физико-химическим свойствам и, в частности, к упругости диссоциации сульфидов. Обратимся к диаграммам Кордеса [44, стр. 264, 269, 277, 282], где сведены упругости паров различных сульфидов и в том числе пирротина и пирита. Мы видим здесь, что в интервале температур $150\text{--}1000^\circ\text{C}$ одно из наиболее низких положений занимает кривая диссоциации пирротина. С понижением температуры эта кривая резко понижается, оставаясь все время ниже кривой диссоциации пирита. Следовательно, при образовании сульфидов в ультраосновных породах внешнее парциальное давление серы никогда не поднималось выше упругости диссоциации пирита, так как этот минерал здесь не встречается. Эта предполагаемая особенность процесса тем более интересна, что сульфиды в ультраосновных породах выделяются, как было установлено выше, в пневматогидротермальную стадию, когда концентрация летучих в породе близка к своему максимуму. Соответствующей диаграммы $p - t$ равновесия для пентландита пока не имеется. Однако известно, что пирротин и пентландит могут образовать твердый раствор [48], распадающийся при некоторой температуре ниже 600°C . Следовательно, по крайней мере до температуры распада, упругость паров обоих сульфидов выражается в общей кривой.

У следующего сульфида, характерного для дунитовых массивов Урала — кубанита, упругость диссоциации в пределах температур $500\text{--}800^\circ\text{C}$, согласно экспериментальным данным Мервина и Ломбарда [47, стр. 222] ниже, чем у борнита и пирита, и гораздо ниже, чем у халькопирита. Следовательно, в тех случаях, когда, например, в серпентинитовых массивах Урала, происходило образование описанных выше халькопиритовых обособлений, имели место условия резко повышенного парциального давления паров серы сравнительно с условиями образования кубанита. Далее, в отношении кубанита следовало бы указать, что атомное отношение железа к меди в его составе в два раза выше чем в халькопирите. Благодаря этому обстоятельству состав его в тройной диаграмме $\text{Cu} - \text{Fe} - \text{S}$ располагается гораздо ближе к составу пирротина, чем состав какого-либо другого сульфида меди. Отсюда естественная группировка характерных сульфидов ультраосновной магмы — кубанита, пирротина (и растворимого в нем пентландита) намечается некоторым образом и в диаграммах их физико-химических свойств.

Итак, для ультраосновных пород, в отличие от более кислых изверженных пород, характерным является образование сульфидов, которые обладают наиболее низкой упругостью диссоциации сравнительно с та-

ковою других сульфидов. Составы сульфидов в ультраосновных породах определяются помимо низкого содержания в них серы также избытком никеля над железом и недостатком меди по отношению к обоим этим металлам.

Интересной особенностью парагенезиса, требующей дополнительной проработки вопроса, является гораздо большее разнообразие в минералогическом составе сплошных скоплений сульфидов, чем вкрапленных и акцессорных (ср. месторождения Алексо и Лос-Яралес с примерами из Халиловского района).

Таковы самые первые и до некоторой степени предварительные выводы из имеющихся фактических данных.

Задачей дальнейшего изучения сульфидов в ультраосновных породах является проверка и конкретизация наметившихся обобщений и, в частности, изучение вариаций в парагенетической группировке первичных сульфидов в зависимости от петрографических различий вмещающих ультраосновных пород и массивов в целом. Изучение химического состава отдельных сульфидов и арсенидов должно раскрыть интересные особенности в ассоциации редких и рассеянных элементов ультраосновной магмы.

III. О ПЛАТИНОНОСТИ СОДЕРЖАЩИХ СУЛЬФИДЫ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД В СССР

В платиноносных массивах Урала парагенезис сульфидов с платиновыми минералами был описан, а также до известной степени получил свое объяснение в работах А. Н. Заварицкого и А. Г. Бетехтина.¹ Сульфиды никеля и меди являются здесь в некоторых случаях сингенетическими спутниками самородной платины, которые появились вместе с нею в результате распада каких-то существовавших соединений.

В неплатиноносных (дунито-перидотитовых) ультраосновных массивах, к которым относилась большая часть рассмотренных примеров сульфидоносности, присутствие каких-либо платиновых минералов в связи с сульфидами остается пока неизвестным. Тем не менее и для таких массивов химические анализы устанавливают некоторую повышенную концентрацию платины в сульфидсодержащих ультраосновных породах.

Рассмотрим здесь все известные примеры подобного исследования их платиноносности.

Первую попытку в этом отношении сделал в 1931 г. Н. И. Наковник [32, стр. 1175] для ультраосновных пород северо-восточного Прибалхашья. В пяти отданных им в анализ штуфах перидотитов из урочища Копя с бедным содержанием вкрапленности пентландита оказались наряду с 0.12% Ni также следы Pt. На основании этого обстоятельства Н. И. Наковник ставит задачу выяснения платиноносности всех основных пород северо-восточного Прибалхашья, не указывая, однако, метода поисков платины.

Следующий по времени открытия платины пример относится к определению содержания платиновых металлов в пирротиновых жилах среди перидотитов Кумужей вараки в Монча-Тундре. Опубликованные результаты [26, стр. 57] указывают на вероятность значительного суммарного содержания Pt и Pd на тонну сульфидов. При этом, согласно приведенным анализом, Pd резко преобладает в содержании над Pt, что является существенно характеристической чертой месторождения.

В качестве третьего примера подобной связи платиноидов с сульфидами можно взять краткое указание А. И. Киселева [24, стр. 19] на то,

¹ «...в первую очередь, формировались хромшпинелиды. Платина же оставалась, повидимому, еще в виде каких-то соединений (возможно, частью сернистых, если судить по парагенезису, с редкими сульфидами), из которых выпадала несколько позднее, т. е. в пневматолитовую и отчасти, может быть, в гидротермальную фазу [5, стр. 115—116].

что в пирротине из Халиловского массива Южного Урала спектральный анализ обнаружил следы Pt и Ag.¹ Повидимому, эти металлы находятся в состоянии очень тонкого (может быть, атомного) рассеяния в решетке сульфида.

Наконец, мы можем привести здесь первые результаты исследования платиноносности сульфидсодержащих перидотитов массива Северный Крака. Количественное определение содержания платиновых металлов в пяти штуфах из этих пород было произведено по нашей просьбе в ИОНХ АН СССР под руководством проф. О. Е. Звягинцева. Во всех штуфах оказалась платина в количестве в общем непромышленном, но в среднем из пяти определений все же значительно превышающем известное по литературным данным среднее содержание платины в дунитах Н. Тагильского массива.² При этом, в анализированных образцах, согласно справке проф. О. Е. Звягинцева, никакие другие элементы платиновой группы, кроме Pt, не были обнаружены. Интересно отметить, что спектральный анализ, произведенный в лаборатории ЛИГЕМ АН СССР проф. С. А. Боровиком, указал следы Pt только в сульфидном концентрате тяжелой фракции. Силикатная и хромшпинелидовая фракции при этом анализе дали отрицательные результаты.

Тем не менее при изучении полированных шлифов никаких платиновых минералов в ассоциации с сульфидными не было обнаружено. В соответствии с последним обстоятельством находится и факт отсутствия платины в шлихах из наносов ручьев около выходов сульфидоносных перидотитов. Отсюда можно предполагать, что платина заключена в имеющихся сульфидах — пирротине и пентландите, либо в состоянии твердого раствора, либо же в виде субмикроскопического включения каких-то платиновых минералов.

Мы ограничиваемся по необходимости лишь этими примерами, так как другие данные о содержании платины в сульфидсодержащих ультраосновных породах СССР нам неизвестны.

За исключением сведений о платине в массивах Монча-Тундры, все остальные примеры взяты из практики исследования типичных дунитоперидотитовых массивов СССР. По своему петрографическому строению эти массивы резко отличаются от платиноносных габбро-пироксенито-дунитовых массивов Северного Урала. Характерно, что в подобных дунито-перидотитовых массивах обычные методы поисков платины — шлиховое опробование россыпей, обогащение и химические анализы хромитов — приводили почти всегда к отрицательным результатам.³ В связи с последним обстоятельством выявленная в этих массивах ассоциация платины с сульфидами приобретает существенное практическое значение. Если она будет иметь место и в других случаях, то сульфидная минерализация ультраосновных пород может оказаться первым и пока единственно надежным критерием поисков платины в огромном большинстве ультраосновных массивов СССР.

Задача дальнейших исследований — выяснить форму, в какой находится платина в связи с сульфидами ультраосновных пород в каждом отдельном случае. Наши предположения о характере взаимоотношений между платиной и сульфидами в примерах из Халиловского и Кракинского массивов были высказаны выше.

Нам кажется, что приведенные примеры еще раз подтверждают реальность сформулированного М. Гольдшмидтом и Р. Петерсом [11] положения о проявлении халькофильных свойств платины. В общей формулировке этих исследователей — металлы платиновой группы и золота

¹ К сожалению, автор не указывает степени чувствительности анализа.

² См. сводные данные о среднем содержании платины в дунитах этого массива в работе Г. В. Фосса [38, стр. 103—104].

³ О поисках платины в массивах Крака см. работу Р. Э. Квятковского [23, стр. 41], в Халиловском массиве — статью В. Я. Квашневой [22].

гораздо более сидерофильны, чем халькофильны, но гораздо более халькофильны, чем литофильны.¹ Поэтому в присутствии сульфидов и силикатов при одновременном отсутствии железной фазы элементы платиновой группы проявляют халькофильную тенденцию, т. е. стремятся обособиться в сульфидах, но не в силикатной фазе. Атомные радиусы платины (1.38×10^{-8} см), с одной стороны, и железа (1.25×10^{-8} см), и никеля (1.24×10^{-8} см), с другой стороны, дают вполне допустимую для образования изоморфных смесей разницу. При этом в зависимости от вариации физико-химических условий некоторая часть платиновых элементов может обособиться и в виде самостоятельных минералов.

Однако, нам кажется пока преждевременным проводить какие-либо конкретные параллели между рассмотренными фактическими примерами и известными типами сульфидно-платинового оруденения.

Известно, что халькофильные свойства платиновых металлов проявляются в довольно разнообразных массивах основных пород с различными особенностями (Бушвельд, Грейт-Дайк, Стилутер, Садбери, Норильск и др.).² В СССР работами проф. О. Е. Звягинцева и Д. Н. Филиппова [17, 18] присутствие платиновых металлов выявлено даже в полиметаллических рудах, связанных с кислой магмой. Производилось также исследование содержания платины в сульфидных вкрапленных рудах из уральских габбро (Заварицкий, 1928, 14, стр. 47; Исаенко, 1937, 20, стр. 48). При этом выяснилось, что некоторое повышенное содержание платины здесь связано с участками, обогащенными титаномагнетитом, но не сульфидами.

Для дальнейшего развития уже далеко продвинувшихся вперед представлений о геохимии платиновых металлов необходимо детальное изучение вновь выявленного факта — ассоциации платины с сульфидами ультраосновных пород. В связи с широким распространением сульфидоносных ультраосновных массивов в СССР эти исследования могут привести к некоторым практическим результатам.

IV. О ВОЗМОЖНОМ ПРАКТИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ СУЛЬФИДОНОСНЫХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

В результате обзора фактического материала и приведенных выше петрогенетических заключений намечаются два пути возможного практического исследования сульфидов в ультраосновных породах.

Первый из них требует поисков сплошных обособлений сульфидов или таких участков с повышенной сульфидной вкрапленностью, которые были бы рентабельны для эксплуатации их в первую очередь как никелевых руд. Мировая литература дает единичные примеры подобных сульфидно-никелевых месторождений в ультраосновных породах [45, Лос-Яралес в Испании; 42, Алексо в Канаде; 46, Чехуань в Китае и др.].³

Из перечисленных собственно ультраосновных массивов СССР наиболее интересными с поисковой точки зрения кажутся следующие: Войкар-Сыньинские массивы (Вост. Харута) на Полярном Урале, Гологорский массив («Гребни») на Среднем Урале, Халиловский и Кракинский массивы на Южном Урале и массив Китайских Альп в Саяне. В первых двух из названных районов выявленное содержание сульфидов в ультраосновных породах достигает местами 2—3% (по объему). В частности, вкрапленность никелевых сульфидов в массиве «Гребни», по данным

¹ Подчеркнуто нами. В. Л.

² См. у Фогта [52, стр. 336—344] классификацию, сульфидно-платиновых месторождений в основных породах и их ультраосновных фациях.

³ Ряд разрабатывавшихся ранее месторождений подобного типа имеется в перидотитах и пироксенитах в Зап. Альпах. Некоторые из них Gula, Mte Carpio, Campello-Donati) недавно были описаны Г. Гуттенлохером (43, S. 116—127).

Тальвинского (1930), уже может считаться бедным промышленным месторождением, как по содержанию Ni (0.92—1.60%) в породе, так и по площади оруденения ($50 \times 80 \text{ м}^2$). Очевидно, необходимо более детальное геологическое изучение и оконтуривание подобных участков с целью дальнейшего исследования их методами электроразведки.

Кроме поисков сульфидных руд никеля было бы интересно выяснить, не отражается ли первоначальная сульфидная вкрапленность на распределении богатых рудных участков в месторождениях силикатных никелевых руд на Урале.

Другой путь возможного практического использования сульфидов в ультраосновных породах связан с вероятным присутствием в них благородных металлов.

Выявленная в четырех рассмотренных примерах связь платиновых элементов с сульфидами позволяет надеяться, что и в других случаях сульфидсодержащие ультраосновные породы окажутся в той или иной степени платиноносными. Вопрос заключается лишь в том, можно ли ожидать в связи с сульфидами промышленных концентраций платины?

Очевидно, это будет выяснено лишь в результате систематического опробования на платину и другие ценные элементы всех сульфидоносных участков в ультраосновных массивах. Такая работа должна быть проведена попутно с разvertyвающимся сейчас изучением хромитовых и силикатно-никелевых месторождений в ультраосновных массивах.

В заключение следует указать, что распространенные в ультраосновных породах и продуктах их метаморфизма эпигенетические сульфиды также заслуживают внимания с точки зрения содержания в них благородных металлов. В частности, известно, что ряд уральских пиритсодержащих лиственитов является золотоносным.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алешков А. Н. Дунито-перидотитовые массивы Полярного Урала. Мат. Ком. экспед. иссл. Акад. Наук, 1929.
2. Баддингтон А. Ф. Соотношения различных типов минерализации с различными типами изверженных пород. Сб. Геология рудных месторождений западных штатов США. Перевод. ОНТИ, 1937.
3. Баклунд О. О. Горные породы Полярного Урала. Записки Акад. Наук СССР. 8, 1912, 28, № 3.
4. Батов Н. А. Геологическое строение правобережья р. Енисея между 53° и $53^\circ 40'$ с. ш. Изв. Зап.-Сиб. геол.-разв. упр., 1931, 11, вып. I.
5. Бетехтин А. Г. Платина. М., Акад. Наук, 1935.
6. Бетехтин А. Г. Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив. Сб. Хромиты СССР, т. 1. М., Акад. Наук, 1937.
7. Бетехтин А. Г. и Кашин С. А. Минералогия Халиловских месторождений хромистого железняка. Сб. Хромиты СССР, т. 1. М., Акад. Наук, 1937.
8. Вагнер П. А. Месторождения платины и рудники Южной Африки. Перевод. Цветметиздат, 1932.
9. Вахромеев С. А., Зимин И. А. и др. Уральские месторождения хромита. Тр. Всесоюз. научно-иссл. инст. мин. сырья, 1936, вып. 85.
10. Высоцкий Н. К. Платина и районы ее добычи. Ч. 1—4. Тр. КЕПС, 1923—1925.
11. Гольдшмидт М. и Петерс Р. К. К геохимии благородных металлов. Перевод О. Е. Звягинцева. Изв. Инст. по изуч. платины и др., 1935, вып. 12.
12. Егорова Е. Н. О никеленосности оливина. Зап. Мин. общ., 1938, 67.
13. Заварицкий А. Н. Материалы для изучения золотоносных районов Урала. Мат. по общ. и прикл. геол., 1926, вып. 16.
14. Заварицкий А. Н. Коренные месторождения платины на Урале. Мат. по общ. и прикл. геол., 1928, вып. 108.
15. Заварицкий А. Н. Геологический очерк месторождений медных руд на Урале, ч. 2. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1929, вып. 173.
16. Захаров Е. С., Зив Е. Ф., Ульянов Д. Г. Описание никелевых месторождений Халиловского района. Сб. Халиловские месторождения никелевых руд, вып. 1. М.—Самара, 1932.
17. Звягинцев О. Е. и Филиппов А. Н. О нахождении платины в сернистых рудах. Доклады Акад. Наук, 1935, 1, № 2—3.

18. Звягинцев О. Е. и Филиппов А. Н. О содержании платины в минералах сернистых руд. Доклады Акад. Наук, 1935, I, № 2—3.
19. Зимин И. А. Сарановское хромоворудное месторождение. Тр. Урал. научно-иссл. инст. геол.-разв. и иссл. мин. сырья, 1938, вып. 2.
20. Исаенко М. П. Генезис вкрапленных руд Волковского комплексного месторождения. Тр. Моск. геол.-разв. инст., 1937, 5.
21. Катульский В. К. Общий обзор месторождений Монча-Тундры. Хибинские апатиты, сб. 4. 1933, 164—167.
22. Квашнева В. Я. О платиноносности халиловских и хабарнинских хромитов на Ю. Урале. Мин. сырье, 1935, № 7.
23. Квятковский Р. Э. Геологическое описание Белорецкого района Ю. Урала. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1933, вып. 297.
24. Киселев А. И. Минералогия Халиловских месторождений хромшпинелидов, магнезиальных карбонатов и никелевых руд на Урале. Зап. Ленингр. горн. инст., 1938, 2, вып. I.
25. Кротов Б. П. Петрографическое исследование южной части Миасской дачи. Тр. Общ. ест. при Казан. унив., 1915, 47, вып. I.
26. Куплетский Б. М. Ультраосновные породы Монча-Тундры. Мат. по петр. и геохим. Кольского п-ва, ч. 4. Тр. Совета по изуч. произв. сил Акад. Наук, сер. Кольск., 1935, вып. 7.
27. Кураев Н. И. Никель в Козьма-Демьяновском месторождении на Южном Урале. Разв. недр, 1937, № 1.
28. Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие и петрологические вопросы, с ними связанные. Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 38.
29. Малышев И. И., Пантелеев П. Г. и Пэк А. Титано-магнетитовые месторождения Урала. Ур. фил. Акад. Наук, сер. Уральск., 1934, вып. I.
30. Марголиус А. Соленосные отложения Карской области в Эриванской губернии. Мат. геол. Кавк., сер. 3, 1909, кн. 8.
31. Мишарев Д. Дуниты Васильево-Шайтанской дачи на Урале. Зап. Горн. инст., 1914, 5, вып. I.
32. Наковник Н. И. Основные изверженные породы северо-восточного Прибалхашья. Изв. Всесоюз. геол.-разв. об., 1931.
33. Разумовский Н. К. Халиловские месторождения никелевой руды на Южном Урале. Вестн. Геол. ком., 1927, № 10.
34. Рутштейн С. М. Геологическое строение и оруденение для трех основных массивов Монча-Тундры. Сб. Хибинские апатиты. 1933.
35. Тальвинский С. Гребневское месторождение никелевых сульфидов на Урале. Изв. Гл. геол.-разв. упр., 1930, 19, № 5.
36. Ульянов Д. Г. Сульфиды никеля на Урале. Разв. недр, 1934, № 6.
37. Ульянов Д. Г. Никелевые сульфиды в основных породах Южного Урала. Тр. Урал. фил. Акад. Наук, 1935, вып. 4.
38. Фосс Г. В. Пути к развитию добычи платины из Н.-Тагильского дунитового массива. Цвет. мет., 1932, № 10—11.
39. Шадлун Н. А. О разведках никелевых руд в Халиловском районе на Южном Урале. Мин. сырье, 1929, № 5—6.
40. Шестопалов М. Ф. Ультраосновной массив Китайских Альп Восточного Саяна и связанные с ним месторождения. Сб. работ по камням самоцветам, вып. 4, М.—Л. Наркомистпром РСФСР, 1938.
41. Bastin E. S. A Pyrrhotitic peridotite from Knox county Maine. Journ. Geol., 1903, 16, № 2.
42. Coleman A. P. The Alexo nickel Deposits. Econ. Geol., 1910, 5, № 4.
43. Huttenlocher, Hrch F. Die Erzlagertstättenzonen der Westalpen. Schweiz. Min., u. Petr. Mitt., 1934, 14.
44. Kordes E. Die Beziehungen zwischen den Dissoziationsdampfdrücken von Sulfiden und ihrer Ausscheidungsfolge auf magmatogenen Erzlagertstätten. Min. u. Petr. Mitt., 1935, 46, H. 4.
45. Krusch. Erzlagertstätten in den Serpentin von Malaga (Spanien). Referate, Zs. prakt. Geol., 1897.
46. Lee H. T. A sulphides-bearing peridotite from Szechuan. Bull. Geol. Soc. China, 1925, 4, № 3—4.
47. Merwin H. E. and Lombard R. H. The system Cu — Fe — S. Econ. Geol., 1937, 32, № 2.
48. Newhouse W. H. Equilibryum relations of Pyrrhotite and Pentlandine. Econ. Geol., 22, 1927, № 3.
49. Newhouse W. H. Opadue oxides and Sulphides in common igneous rocks. Bull. Geol. Soc. Amer., 1936, 47, January.
50. Reed J. C. Nickel content of an Alaskan Basic Rock. Mineral Resources of Alaska. Report on progress of investigation in 1936. Bull. 897 — D, 1939.
51. Vogt J. H. L. Nickel in Igneous rocks. Econ. Geol., 1923, 18, № 4.
52. Vogt J. H. L. Geology of the Platinum metals. Econ. Geol., 1927, 22, № 4.

**A CONTRIBUTION TO THE STUDY OF THE SULPHIDE BEARING OF THE
ULTRABASIC ROCKS OF THE USSR**

S u m m a r y

The principal conclusions to which the author has come on the basis of a survey of literary sources and partly of personal observations, are as follows:

1. A sulphide impregnation exists in a considerable part of the ultrabasic massifs of the USSR. The richest in sulphides are the more late differentiates of ultrabasic magma (troctolites, pyroxenites, sometimes dunites). Occasionally sulphide stringers, veins and lenses are encountered.

2. The predominating part of the disseminated sulphides in ultrabasic rocks is represented by syngenetic minerals (commonly pentlandite, in a small quantity pyrrhotite, rarely cubanite, chalcopyrite etc.) and also products of alteration of these sulphides (millerite, violarite, polydymite, marcasite).

The epigenetic sulphides (commonly pyrite) are present only in metamorphosed ultrabasic rocks (ortholistwanites, garnet rocks, talc rocks).

3. In general the chemical composition of the syngenetic sulphides in ultrabasic rocks is characterized by the lower content of sulphur in comparison with the composition of the sulphides in more acid igneous rocks.

4. The syngenetic sulphides of ultrabasic rocks occupy a later place in the age series of crystallization of rock-forming minerals than sulphides in other igneous rocks (gabbroes, diorites, syenites, granites). As a rule, pentlandite and pyrrhotite are crystallized later than chromspinelide, but earlier than the minerals of the serpentine group.

5. The chemical investigation of some hand specimens of sulphide-bearing ultrabasic rocks has revealed the presence in them of a small quantity of platinum.

The author advances the problem of a detailed mineragraphic and chemical investigation of sulphides from ultrabasic rocks.

А. А. ФИЛИМОНОВА и Д. Н. КОФАНОВ

ДРЕВНЕЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ ЮЖНО-КЕМПИРСАЙСКИХ ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГИГАНТ И СПОРНОЕ

ВВЕДЕНИЕ

В Донских хромитовых месторождениях, обладающих крупнейшими в Союзе запасами высокосортных хромовых руд, преобладающее распространение имеют руды, измененные в поверхностных частях процессами древнего выветривания. Настоящая статья представляет собой первую попытку охарактеризовать физические и химические особенности таких руд.

Статья написана на основании изучения двух наиболее разведанных в данное время месторождений Донской группы: Гигант и Спорное. Однако и все другие многочисленные рудные тела этой группы находятся в сходных геологических условиях и по своим морфологическим чертам отвечают то Гиганту, то Спорному. Поэтому общий характер изменения руд сохраняется и там.

Статья составлена двумя авторами.

Д. Н. Кофановым написано все, что относится к характеристике месторождения Спорное, а также та часть раздела об изменении химического состава руд, которая касается изменения хромшпинелидов.

А. А. Филимоновой составлена характеристика месторождения Гигант и раздел об изменении химического состава руд.

Минералогическое и петрографическое описание хромовых руд месторождений Гигант и Спорное и вся остальная часть статьи составлены совместно обоими авторами.

Большая помощь при написании статьи была оказана Г. А. Соколовым и А. Г. Бетехтиным, которым авторы приносят глубокую благодарность за советы и указания.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Крупнейшие в Союзе Донские или Южно-Кемпирсайские месторождения высокосортных хромовых руд приурочены к южной половине Кемпирсайского ультраосновного массива, расположенного на территории Актюбинской области Казахской ССР. Месторождения Спорное и Гигант, находящиеся в 2,5—3 км к западу от пос. Донского, являются наиболее крупными и наиболее разведанными в этой группе.¹ Непосредственно вмещающие рудные тела ультраосновные породы представлены сильно серпентинизированными дунитами с незначительным количеством шлировых обособлений серпентинизированных гарцбургитов.

¹ Эти сведения относятся к 1938 г. В настоящее время открыты и разведаны еще более крупные м-ния.

До глубины 40—50 м вмещающие породы сильно изменены процессами древнего выветривания и почти не сохраняют свой первоначальный минералогический состав. Так, например, серпентин постоянно наблюдается в шлифах лишь начиная с глубины 10—15 м.

На размытой поверхности продуктов выветривания серпентинитов и местами на рудных телах залегают верхнемеловые отложения, представленные снизу вверх:

1. Ожелезненными кварцевыми песками, мощностью не более 0.7 м.
2. Гауконитовыми песками, мощностью не более 0.5—0.8 м.
3. Опоковидными, конгломератовидными песчаниками до 3—7 м.

Верхнемеловые отложения, а иногда и непосредственно ультрабазиты, покрыты плащом бурых суглинков мощностью не более 1—1.5 м.

Ниже приводим краткую характеристику каждого из описываемых месторождений в отдельности.

Месторождение Спорное

По имеющимся данным, рудное тело месторождения представляет систему крупных шлиров-полос, перемежающихся с безрудными серпентинизированными дунитами; они падают на запад $240\text{--}285^\circ$ под углом от 45° до 65° .

Истинная мощность таких шлиров-полос колеблется от нескольких сантиметров до 15—20 м. В плане они представляют собою вытянутые в направлении, близком к меридиональному, полосы с колеблющейся видимой мощностью от 0.5 до 30 м и длиной до 150 м.

На западе месторождение нарушено системой почти меридиональных смещений, за пределы которых оно не прослеживается. В восточной части месторождение в момент нашего обследования было недоразведано.

В юго-западной части геофизическими работами и разведочными выработками установлено продолжение данной площади оруденения еще метров на 200—300.

Месторождение Гигант

Рудное тело месторождения Гигант имеет в плане эллипсоидальные очертания с длинной осью, вытянутой в северо-восточном направлении. Общая площадь выхода равна 20 100 м².

В отличие от месторождения Спорное это рудное тело по форме представляет собой пластообразную залежь, северо-восточная часть которой погружается под углом $40\text{--}45^\circ$ на северо-восток и одновременно резко выклинивается. Лишь в этой северо-восточной части сохраняется висячий бок рудного тела, в остальных частях он почти нацело смыт. Лежащий бок в северо-восточной части также погружается к северо-востоку под углом около 40° , но в других местах имеет почти горизонтальное залегание.¹

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ В РАЙОНЕ ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

По существующим в настоящее время представлениям (И. И. Гинзбург, И. И. Савельев, Г. С. Грицаенко и др.) профиль коры выветривания для ультрабазитов Южного Урала рисуется в следующем виде (сверху вниз):

¹ В настоящее время, по мнению авторов, еще нельзя считать окончательно решенным вопрос о том, является ли пологое пластообразное залегание рудного тела месторождения Гигант первичным или же получившимся в результате серии тектонических смещений.

1. Охры.
2. Нонтрониты.
3. Выщелоченные серпентиниты.
4. Неизмененные серпентиниты.

Этот профиль теми же авторами назван «нормальным профилем», который характерен для пониженных участков доюрского рельефа. В отличие от него, для повышенных участков доюрского рельефа устанавливается так называемый «силифицированный» профиль. Отличие последнего от «нормального» профиля заключается в том, что в верхних частях его (в охрах и нонтронитах) присутствует горизонт силифицированных серпентинитов.

Между обоими типами профилей существуют постепенные переходы. Эти переходные профили характеризуются непостоянством залегания и мощности горизонта силифицированных серпентинитов, которые могут находиться в любом из вышеприведенных горизонтов.

В связи с различным строением и неодинаковыми условиями залегания рудных тел месторождений Спорное и Гигант строение профилей коры выветривания на них рассматривается отдельно.

Профиль коры выветривания на месторождении Спорное

Процессы древнего «глубинного» выветривания в районе месторождения Спорное шли по каким-то избирательным путям, благодаря чему не создалось обычной зональности горизонтов коры выветривания. Этому способствовало наличие значительного количества тектонических нарушений, трещиноватость пород и, главным образом, перемежаемость рудных полос с безрудными. Так, в распространении охр и нонтронитов отсутствует обычная последовательность по вертикали: охры и нонтрониты постоянно чередуются, сменяя друг друга, и обычно не спускаются ниже глубины 10—13 м. Мощность их 2—3 м, но иногда доходит до 5—7 м. Нередко нонтрониты и охры встречаются и в выщелоченных серпентинитах.

Силифицированные серпентиниты не слагают какого-либо определенного горизонта, но наблюдаются как среди охр, так и среди нонтронитов и среди выщелоченных серпентинитов. Мощность их обычно не превышает 5—6 м.

Морфологию силифицированных серпентинитов на данном месторождении точно установить не удастся и можно лишь предполагать, что силифицированные серпентиниты образуют глыбообразные блоки неправильной формы, не имеющие широкого площадного распространения.

Выщелоченные серпентиниты являются нижним горизонтом и имеют мощность до 25—30 м.

Таким образом, получается следующая схема профиля (сверху вниз):

1. Нонтрониты и охры.
2. Выщелоченные нонтронитизированные и обохренные серпентиниты.
3. Собственно выщелоченные серпентиниты.

Нонтрониты и охры залегают обычно до глубины 10—13 м. В верхних частях этой зоны, до глубины 5—7 м, встречаются участки силифицированных серпентинитов. Однако нередки случаи, когда силифицированные серпентиниты залегают в выщелоченных.¹

Далее с 10—13 м до 18—25 м, а иногда до 30 и более метров (скв. 60) идет зона выщелоченных серпентинитов, в который часто можно наблюдать обохривание и нонтронитизацию.²

¹ Скв. 74 глуб. 23—26 м; скв. 77 глуб. 20—22 м; скв. 67 глуб. 16 м и др.

² Скв. 60 глуб. 16,5—17 м, скв. 77 глуб. 18,5 м; скв. 67 глуб. 21 м; скв. 60 глуб. 30 м.

Наконец, до глубины 45—50 м, идет зона собственно выщелоченных серпентинитов, в которой встречается значительное количество жилок и стяжений магнезита, а нередко и жилок опала.

Профиль коры выветривания на месторождении Гигант

В северной и северо-западной части рудоносного участка (шурфы 86, 87, 88) наблюдается следующий разрез коры выветривания вмещающих ультраосновных пород: под меловым покровом мощностью 2—3 м залегают нонтрониты до глубины 7—9 м, ниже которых следуют выщелоченные серпентиниты.

В других выработках, расположенных около западной границы рудного тела (шурфы 100—134, 99), а также в восточной и южной (скв. 1, 2, 13, 40, шурфы 97, 54 и др.), на ряду с нонтронитами вверх появляется горизонт силифицированных серпентинитов мощностью не более 1.5—2 м. Последние налегают здесь либо на нонтрониты (шурфы 100, 134), либо непосредственно на выщелоченные серпентиниты (шурф 99).

Таким образом, однообразной картины в последовательности горизонтов и мощности их не наблюдается.

Изучение ближайших к рудному телу выработок, а также выработок, пересекающих все рудное тело, выявляет следующие особенности профиля коры выветривания, связанные с морфологией и тектоникой рудного тела:

а) У южного края рудной залежи силифицированные серпентиниты приурочены к контакту руды с вмещающими породами; они подстилают рудную массу и залегают непосредственно на выщелоченных серпентинитах (в пяти шурфах 4, 10, 41, 12, 13). Руды здесь рыхлые, за исключением придонных частей, где выделяются силифицированные руды.

б) У северного и северо-западного края силифицированный горизонт располагается среди рыхлых руд, являющихся здесь аналогом нонтронитового горизонта соседних к северу серпентинитов. Верхнюю часть рудной массы составляют обычно порошковатые руды. Подстилается рудная масса здесь непосредственно нонтронитизированными серпентинитами (шурфы 69, 72, 53).

в) В северо-восточной части рудного тела силификация захватывает вмещающие серпентиниты всякого бока рудного тела и наблюдается у восточной границы размытых здесь рудных выходов.

Более низко залегающая часть рудной массы находится уже в зоне выщелоченных серпентинитов. Нонтронитовая зона здесь отсутствует и появляется лишь с удалением от рудного тела.

г) В центральной части рудного тела, в отличие от рассмотренных периферических участков, руда подстилается (на глубине 10—15 м) выщелоченными серпентинитами, а верхние горизонты профиля коры выветривания (нонтрониты и силифицированные) располагаются целиком в рудной массе (шурфы 39, 67, 62).

Таким образом, на участке месторождения наблюдается следующая общая вертикальная последовательность в расположении зон выветривания сверху вниз.

1. Зона нонтронитово-охристая мощностью от 0.5 до 5.6 м (в рудной толще ей соответствует зона порошковатых и рыхлых руд).

2. Зона выщелоченных серпентинитов мощностью 25—30 м (в рудной толще — зона плотных руд с серпентино-карбонатной нерудной частью).

Положение силифицированного горизонта в вертикальном разрезе, как уже указывалось выше, непостоянно. Так, силифицированные серпентиниты у контакта с рудой, в зависимости от морфологии контакта, залегают то в лежащем боку между выщелоченными серпентинитами внизу и рыхлыми рудами вверх (южная часть рудного тела), то в висячем боку над выщелоченными серпентинитами (северо-восточная часть

рудного тела, где нонтронитовый горизонт отсутствует и появляется лишь с удалением от контакта).

Наконец, силифицированные руды в большинстве случаев встречаются в форме блоков, включенных в рыхлых рудах на различных уровнях от поверхности, или же, иногда, подстилают рыхлые руды. Присутствие силифицированных серпентинитов является наиболее характерным отличием профиля коры выветривания на рудоносном участке от профиля вмещающих серпентинитов.

ОПИСАНИЕ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ СПОРНОЕ И ГИГАНТ

Как на месторождении Гигант, так и на месторождении Спорное макроскопически по сложению выделяются следующие типы руд:

- 1) руды плотные с серпентиново-карбонатной нерудной частью;
- 2) руды рыхлые;
- 3) руды порошковатые;
- 4) руды плотные силифицированные.

Ниже дается минералогическая и петрографическая характеристика перечисленных типов руд.

А. Плотные руды с серпентином и карбонатами. Эти руды свойственны горизонту выщелоченных серпентинитов. Макроскопически это плотные руды, сохранившие свои первоначальные текстуры, среди которых можно выделить текстуры: 1) вкрапленные, 2) массивные, 3) нодулярные и 4) слабополосчатые.

Наибольшим распространением пользуются вкрапленные текстуры, остальные имеют незначительное распространение.

Макроскопически нерудная часть имеет светлый желтовато-зеленоватый цвет. Часто наблюдается беспорядочная сеть карбонатных, актинолитовых и пироксеновых жилок различной мощности (от долей миллиметра до 2—3 см). Количество карбонатных жилок с глубиной уменьшается. Хромшпинелиды в шлифе обычно хорошо просвечивают от вишнево-красного до буровато-красного цвета. Лишь по краям и по трещинкам зерен наблюдаются узкие непросвечивающие каемки.

Промежутки между зернами хромшпинелидов выполнены следующими минералами.

Серпентин представлен, главным образом, двумя разновидностями — хризотилом и антигоритом. Изредка встречается бастит. Оптические свойства серпентина несколько отличаются от обычных. Здесь в зоне выветривания серпентин претерпевает изменения — из бесцветного становится желтоватым или буровато-желтоватым; одновременно повышается сила двупреломления (до 0.012—0.013).

Пироксен обычно слагает жилки, макроскопически выделяющиеся в серпентиновой массе по яркозеленому цвету. В шлифе бесцветен. Оптические константы его:

$$2v = +54; +55^\circ \text{ c : Ng} = 44^\circ; \text{Ng}^1 = 1.694; \\ \text{Np}^1 = 1.662 \pm 0.003; \text{Ng} - \text{Np} = 0.029.$$

Отнесен нами к диопсиду.

А м ф и б о л макроскопически представляет собой игольчатые кристаллы яркозеленого цвета. В шлифе бесцветен, иногда слабозеленоватый. Оптические константы его:

$$2v \text{ (три замера по выходу одной оси)} = +70^\circ, +80^\circ, -80^\circ; \text{ c : Ng} = \\ = 18 - 20^\circ; \text{Ng}^1 = 1.646 \pm 0.003; \text{Np}^1 = 1.622 \pm 0.003; \text{Ng} - \text{Np} = 0.026 - \\ - 0.027.$$

Химический анализ указывает на высокое содержание Al_2O_3 (10.68%).

Исходя из оптических констант и химического анализа, минерал отнесен нами к группе эденита.

Хлориты представлены двумя разновидностями:

1. Крупнопластинчатый фиолетового цвета хлорит — кеммерерит. В шлифе бесцветный, оптически отрицательный, с малым углом оптических осей $N_m = 1.580 \pm 0.004$, с низким двупреломлением.

2. Макроскопически бесцветный или зеленоватый — пеннин. В шлифе бесцветен, то положительный, то отрицательный, с малым $2, \nu$ с аномальными тонами интерференционной окраски. $N_m = 1.572 \pm 0.004$. Двупреломление высокое, около 0.014.

Оба хлорита часто находятся в срастании друг с другом. Амфибол и хлориты (чаще кеммерерит) обычно встречаются в форме жилок, мощность которых колеблется от долей сантиметра до 0.5 м. Иногда амфибол и хлориты выполняют промежутки между зернами хромшпинелидов. Руды такого типа довольно широко распространены в пределах обоих месторождений. Макроскопически они легко выделяются по яркой зеленой окраске силикатной части.

Карбонаты встречаются или в форме жилок или замещают серпентин, выполняя ячейки, образованные хризотилом. Представлены тремя разновидностями:

1. Плотные опаловидные в жилах или ячейках хризотила. По составу соответствуют доломиту.

$$Ng = 1.678 \pm 0.004; Np = 1.502 \pm 0.003.$$

2. Рыхлые, почти порошковатые карбонаты в форме жилок или призм на рыхлых рудах. По составу близки к кальциту.

$$Ng = 1.662 \pm 0.003; Np = 1.495 \pm 0.003.$$

Вскипают от HCl на холоду.

3. Плотные опаловидные жилки или крупные стяжения, по составу соответствующие чистому магнезиту, встречаются лишь на больших глубинах (20—45 м). Иногда магнезит выполняет промежутки между зернами хромшпинелидов (шлиф 225 месторождение Спорное). Однако таких руд немного и практического значения они не имеют.

Б. Руды рыхлые. Как правило, они не сохраняют первичную текстуру. В результате выщелачивания силикатной части под влиянием процессов выветривания создается возможность уплотнения руд под действием нагрузки вышележащих слоев. Таким образом, первичная текстура нарушается.

Макроскопически это средне- и мелкозернистые руды, легко рассыпающиеся в порошок при ударе молотком. Кроме зерен хромшпинелида в небольшом количестве в них содержатся нерудные минералы, представленные нонтронитом, измененным амфиболом—эденитом, хлоритами и др.

В шлифе хромшпинелиды сильно трещиноваты. Трещинки выполнены окислами железа или мелкочешуйчатым хлоритом. Часто отдельные зерна хромшпинелидов представляют собой угловатые обломки. Иногда наблюдаются явления разъедания. В отличие от ранее описанных плотных несилифицированных руд, хромшпинелиды рыхлых руд обычно не просвечивают, реже наблюдаются зерна, частично просвечивающие в центральной части.

Силикатная часть рыхлых руд по сравнению с первым типом также сильно видоизменена. Так, здесь почти полностью отсутствует серпентин. Преобладающим нерудным минералом является зеленый или желтовато-зеленый мелкочешуйчатый минерал, по оптическим свойствам напоминающий нонтронит (Ng^1 от 1.580 до 1.590; Np^1 от 1.572 до 1.580; Ng — Np от 0.010 до 0.018). Не имея возможности исследовать его более детально (химически и т. д.), мы условно называем его нонтронитом. И. И. Гинзбург (Отчет группы коры выветривания) указывает, что появляющийся в процессе выветривания на месте серпентина минерал является железистой разновидностью монтмориллонита — ферримонтмо-

риллонитом. Химическая формула его $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \cdot \text{RSiO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, где $R = \text{Ca}$ и Mg , $n = 2$ и выше. Таким образом, изменение серпентина под влиянием процессов древнего выветривания заключается в окислении закисного Fe в окисное и в существенном выносе Mg.

Реликты серпентина в рыхлых рудах очень редко встречаются совместно с нонтронитом и карбонатами того же состава, что и в плотных рудах. Кроме того, карбонаты широко распространены здесь в форме мучнистых примазок. Амфибол (эденит) в зоне рыхлых руд также изменяется, превращаясь в порошокватую массу, состоящую из мелкочешуйчатых агрегатов нонтронита и окислов Fe.

Хлориты подвергаются ожелезнению. Скопление окислов Fe происходит участками (пятнами) либо по краям чешуек, либо в середине их. При этом уменьшаются размеры чешуек.

Если в плотных рудах роль окислов железа была незначительной, то здесь последние приобретают широкое распространение.

В. Руды порошокватые. Эти руды представляют природный рудный концентрат с минимальным содержанием сопутствующих минералов, иногда почти полностью отсутствующих.

Макроскопически это сыпучая порошокватая масса, состоящая преобладающе из зернышек хромшпинелидов.

В шлифе хромшпинелиды, как правило, не просвечивают.

Из минералов, сопутствующих хромшпинелидам, наблюдаются: 1) гидроокислы железа, выполняющие трещинки в хромшпинелидах; 2) единичные мелкие чешуйки бесцветного хлорита — пеннина (оптически отрицательный, $N_m = 1.572 \pm 0.004$) в массе окислов Fe, 3) желтовато-зеленые мелкочешуйчатые агрегаты нонтронита, иногда совместно с последними выполняющие трещинки в хромшпинелидах.

Г. Руды силифицированные. Среди силифицированных руд необходимо выделить два следующих типа: 1) плотные руды с опало-халцедоновым цементом, 2) ячеисто-ноздреватые силифицированные руды.

1. Плотные руды с опало-халцедоновым цементом представлены следующими разностями:

а) руды с реликтовой текстурой — т. е. такие руды, в которых серпентин нацело замещен халцедоном, опалом или кварцем (редко), но первичные текстуры руд сохранились;

б) руды с явно нарушенными первичными текстурами. К ним мы относим руды, силификация которых произошла уже после изменения этих руд другими процессами выветривания (выщелачивание, нонтронитизация, обохривание), т. е. когда эти руды были уже рыхлыми или порошокватыми, сыпучими, потерявшими свою первичную текстуру.

2. К ячеисто-ноздреватым рудам мы относим такие руды, в которых силификация произошла только по густой неправильной сети мелких трещин и не захватила всей рудной массы. В ячейках, образовавшихся в результате такой силификации, сохранились ядра серпентина с вкрапленностью зерен хромшпинелидов. В тех случаях, когда серпентин позднее был сильно выщелочен и разрыхлен, остаточная масса ячейки представляет собою сыпучую массу зерен хромшпинелидов, которые механически могут быть частично или полностью вынесены из ячеек. Первичная текстура таких руд большей частью не сохраняется.

Изменение хромшпинелидов в силифицированных рудах проявляется различно.

Так, наиболее измененными бывают хромшпинелиды в нацело силифицированных рудах, с явно нарушенной первичной текстурой. Зерна хромшпинелидов в таких рудах обычно сильно трещиноваты, нередко раздроблены и отдельные их части перемещены. В прозрачных шлифах (нормальной толщины) они обычно не просвечивают.

Хромшпинелиды плотных силифицированных с реликтовой текстурой руд и руд ячеисто-ноздреватых изменены значительно меньше: в прозрач-

ных шлифах зерна имеют лишь узкие непросвечивающие каемки по намечающимся трещинам и по краям зерен. Зерна целые, нераздробленные.

Минералами-спутниками в силифицированных рудах являются халцедон, кварц, опал, бурые окислы Fe, причем халцедон обычно имеет наибольшее распространение, выполняя главную массу интерстиций между зернами хромшпинелидов. Кварц и опал имеют меньшее распространение. Иногда в рудах 1-го и 2-го типов сохраняется реликтовая структура серпентина, замещенного халцедоном и бурыми окислами железа. Особенно много бывает бурых окислов железа в рудах, в которых силификация произошла после их разрушения. Кварц, халцедон и опал нередко образуют жилки в общей силифицированной массе. Такие жилки встречаются не только в силифицированных рудах, но и во всех других. Нередко опал и халцедон замещают жилки серпентина и карбонатов в зоне выщелоченных серпентинитов.

Прозрачный кварц выполняет иногда значительные трещины, образуя щетки мощностью до 20 мм. Размеры кристаллов такого кварца колеблются от 1 до 6—8 мм в длину и 3—4 мм в поперечнике. Такие щетки кварца встречены нами в верхних зонах коры выветривания.

Распространение различных типов руд

В месторождении Спорное в поверхностных частях рудных тел (верхние 10—20 м) наиболее распространены рыхлые руды, порошковатые же и силифицированные имеют незначительное распространение. Рыхлые руды приурочены, главным образом, к нонтронито-охристой зоне, но встречаются также и в верхних горизонтах зоны выщелоченных нонтронитизированных и обохренных серпентинитов, залегая обычно до глубины 10—20 м, и составляют примерно 25—40% от общего количества руды до 50 м глубины. Порошковатые и силифицированные руды находятся обычно в верхнем горизонте нонтронито-охристой зоны (до глубины 8—10 м) и представлены в виде отдельных неправильной формы блоков, заключенных в рыхлых рудах, причем распространены такие блоки не повсеместно, а мощность их в вертикальном разрезе большей частью не превышает 3—4 м. Силифицированные руды иногда располагаются и в более глубоких горизонтах, но в незначительном количестве.

Относительное количество порошковатых руд не превышает 6—8%. Что же касается силифицированных руд, то последних в пределах данного месторождения еще меньше: не свыше 2—4% от общего количества руды.

Руды плотные приурочены к зоне выщелоченных нонтронитизированных и обохренных серпентинитов и к зоне собственно выщелоченных серпентинитов. Такие руды с горизонта 10—20 м получают преимущественное распространение и составляют 50—65% от общего количества руды, считая до разведанной пока глубины 50 м.

Необходимо указать на невыдержанный характер в вертикальном разрезе границы между отдельными типами руд, образующих нередко глубокие «карманы», в связи с чем не представляется возможным дать более точное определение глубины залегания различных типов руд.

Такое своеобразие в распределении руд разных типов, а также степень разведанности месторождения не позволяют более точно подойти к количественной оценке этих типов по месторождению. Поэтому на приведенные здесь цифры надо смотреть как на ориентировочные, но все же освещающие в общем количественные соотношения отдельных типов руд.

В месторождении Гигант распространение руд различных категорий в вертикальном разрезе сверху вниз примерно следует в порядке: порошковатые, рыхлые, плотные с серпентино-карбонатной нерудной частью. Силифицированные руды, не образуя определенного горизонта, в большинстве случаев встречаются в форме блоков, включенных в рыхлых

рудах на различных уровнях от поверхности, или же иногда подстилают рыхлые руды. На различных участках площади месторождения распределение руд неравномерно. Так, порошковые руды сосредоточены, главным образом, в верхних горизонтах северо-западной части рудного тела. Рыхлые руды, местами с блоками силифицированных, распространены почти по всей мощности полого лежащей части рудного тела; они встречаются также до глубины 25—30 м около тектонических нарушений в погруженной северо-восточной части рудного тела; главная масса последней характеризуется рудами плотными, вкрапленными в серпентиново-карбонатной массе.

По данным подсчета запасов, проведенного Донской геологоразведочной партией треста Союзхромит, относительное количество кусковых плотных руд достигает 35—40%. Остальные 60—65% представлены рыхлыми и порошковатыми рудами. По нашим приблизительным подсчетам количество силифицированных руд по отношению к плотным составляет не более 3%, а порошковых по отношению к рыхлым — 1—2%.

Изменение химического состава руд

Ниже мы приводим химические анализы сырых руд (табл. 1) и хромшпинелидов (табл. 2). Анализы сырых руд даны по трем основным категориям:

- 1) руды плотные,
- 2) » рыхлые и порошковые,
- 3) » плотные силифицированные.

Из табл. 1 видно, что руды различных категорий различаются по составу.

1. Рыхлые и порошковые руды характеризуются высоким содержанием Cr_2O_3 по сравнению с плотными, что является результатом естественного механического обогащения руд за счет разрушения и выщелачивания силикатной части.

Таблица 1

Химический состав руд различных категорий месторождений Спориное и Гигант¹

Окислы	Руды плотные	Руды рыхлые и порошковые					Руды силифицированные			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2 . . .	10.82	1.50	1.50	1.48	2.15	5.68	21.88	17.87	31.61	48.99
TiO_2 . . .	0.17	0.16	0.16	—	0.18	—	0.19	0.10	—	—
Cr_2O_3 . . .	много	много	много	много	много	много	много	много	много	меньше
Al_2O_3 . . .	6.76	10.28	10.99	9.36	8.28	11.08	6.05	6.42	7.06	5.45
Fe_2O_3 . . .	10.15	12.78	12.82	11.19	12.59	7.13	6.50	4.50	5.34	7.02
FeO . . .				2.82	2.08	4.81	7.31	7.48	5.62	2.71
MnO . . .	0.13	0.10	0.15	—	0.16	—	0.18	—	—	—
MgO . . .	19.27	11.19	11.23	12.84	11.51	12.26	10.00	12.80	9.10	6.37
CaO . . .	1.67	0.68	0.62	—	0.00	—	0.36	—	—	—
H_2O^+ . . .	данных нет			0.68	0.65	2.62	0.53	0.36	1.63	2.56
H_2O^- . . .				—	—	—	0.11	0.19		
NiO . . .	немного	немного	немного	—	—	—	0.00	—	—	—
Co . . .	—	—	—	—	—	—	следы	—	—	—
Cu . . .	не обн.	не обн.	не обн.	—	—	—	следы	—	—	—
S . . .	следы	следы	следы	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5 . . .	0.014	следы	0.008	—	—	—	0.00	—	—	—
V_2O_5 . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO_2 . . .	—	—	—	следы	—	0.13	0.26	—	0.52	—

¹ Анализы №№ 1—3 взяты из отчета Донской геологоразведочной партии Треста Союзхромит за 1938 г., анализы 4—10 выполнены в химической лаборатории Института геологических наук АН.

Анализ № 1.	Проба № 687/1938 г. Плотный густовкрапленный хромит в серпентиново-карбонатной массе. Месторождение Гигант.
» № 2.	Проба № 691/1938 г. Рыхлый почти порошковатый хромит с окислами Fe, хлоритами и амфиболом. Месторождение Гигант, траншея.
» № 3.	Проба № 693/1938 г. Порошковатый хромит с окислами Fe и нонтронитом. Месторождение Гигант.
» № 4.	Образец № 123. Среднезернистый рыхлый хромит с окислами Fe, хлоритами и халцедоном. Месторождение Спорное.
» № 5.	Образец № 264/1937 г. Порошковатый хромит. Месторождение Гигант.
» № 6.	Образец № 168/1938 г. Рыхлый хромит с амфиболом и хлоритами. Месторождение Гигант.
» № 7.	Образец № 252/1937 г. Густой крупнозернистый вкрапленник в серпентиновой массе, частично замещенной опалом и халцедоном. Месторождение Гигант.
» № 8.	Образец № 253/1937 г. Плотный хромит с опалом и халцедоном. Месторождение Гигант.
» № 9.	Образец № 152/1938 г. Среднезернистый вкрапленник хромита в серпентиново-охристой массе, частично силифицированной. Месторождение Спорное.
» № 10.	Образец 113/1938 г. Неравномернозернистый хромит с опалохалцедоновым цементом, сохранивший первичную текстуру. Месторождение Спорное.

Содержание Cr_2O_3 в силифицированных рудах резко колеблется в зависимости от того, какие руды силифицированы. Силифицированные руды с вынесенной силикатной частью (анализы 8 и 9) содержат Cr_2O_3 больше, чем плотные, нацело силифицированные, сохранившие первоначальную текстуру (анализ 10).

2. Содержание Al_2O_3 изменяется более или менее параллельно содержанию Cr_2O_3 .

3. Рыхлые и порошковатые руды характеризуются преобладанием Fe_2O_3 над FeO, что стоит в прямой зависимости от степени изменения хромшпинелидов, возрастающей, как будет указано ниже, от плотных руд к рыхлым и порошковатым. Изменение выражается в основном в переходе закисного Fe в окисное, в связи с чем меняется отношение Fe_2O_3 к FeO. Силифицированные руды занимают особое место. Здесь отношение Fe_2O_3 к FeO колеблется в зависимости от того, подверглись ли силификации рыхлые руды (в которых хромшпинелид более изменен) или плотные (с меньшей степенью изменения хромшпинелида).

4. Содержание MgO, резко повышенное в плотных рудах с серпентином, остается более или менее постоянным для рыхлых руд и падает в тех разновидностях силифицированных руд, у которых силикатная часть нацело замещена SiO_2 (халцедоном, опалом или кварцем).

5. Колебание в составе воды, очевидно, стоит в зависимости от состава и количества минералов-спутников хромшпинелидов в руде.

6. Отношение содержания Cr_2O_3 к суммарному FeO (весовому) для рыхлых и порошковатых руд незначительно повышается по сравнению с плотными. На особом месте стоят силифицированные руды, где низкое содержание Cr_2O_3 не позволяет считать руды подобного типа промышленными. Однако относительное распространение этих руд незначительное.

Изменение химического состава хромшпинелидов под влиянием процессов древнего выветривания выражается в увеличении отношения $\text{R}_2\text{O}_3 : \text{RO}$, что вызывается, главным образом, окислением закисного железа.

Под микроскопом в прозрачных шлифах это изменение выражается в появлении отдельных каемок (по периферии и по трещинам зерен), неправильной формы пятен, а затем и в полной непросвечиваемости зерен хромшпинелидов. Мы связываем эти изменения в основном с древним выветриванием, так как другой возможный фактор — гидротермаль-

ный метаморфизм при серпентинизации [4] не привел к сколько-нибудь значительному метаморфизму хромшпинелидов, как выше было показано при описании плотных руд с серпентином, или с хлоритом и актинолитом в нерудной части.

Ниже мы помещаем таблицы химических анализов хромшпинелидов хромитовых руд месторождений Спорное и Гигант.

В табл. 2 приведены анализы концентратов хромитовых руд, в которых отношение $R_2O_3 : RO$ не превышает 1.09. Анализируемые руды были взяты из нижних зон выветривания (за исключением образцов № 6 и 27), где процессы древнего выветривания проявились незначительно.

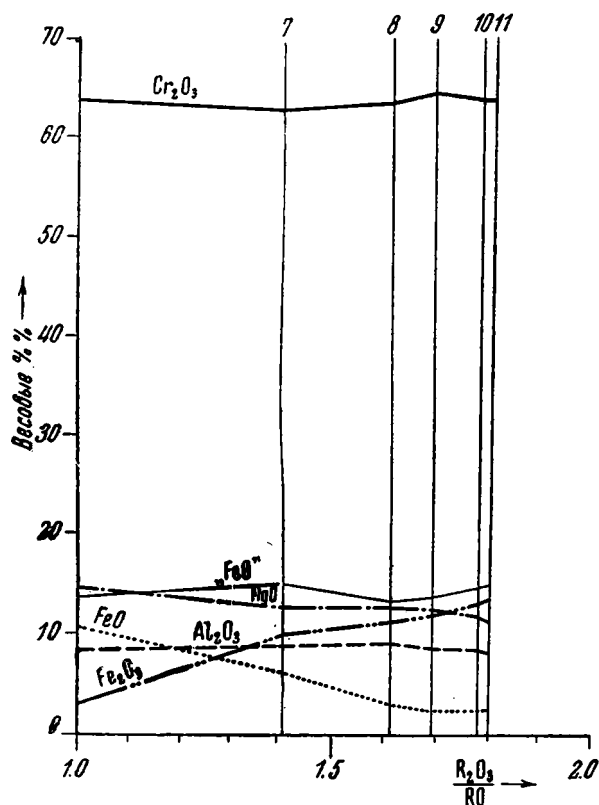
В табл. 3 даны анализы концентратов и естественно обогащенных концентратов (за счет выщелачивания нерудной части хромовых руд), пробы которых брались из верхних частей рудных тел, где процессы выветривания проявлялись в значительной степени. Анализы расположены в порядке возрастания отношения $R_2O_3 : RO$. После пересчета весовых процентов на молекулярные количества были исключены окислы нерудных минералов и получены молекулярные количества, приходящиеся только на хромшпинелиды, с последующим пересчетом в весовые проценты.

Для удобства сопоставления состав хромшпинелидов пересчитан на 100% и дан в отдельных табл. 4 и 5.

В табл. 4 даны анализы неизмененных хромшпинелидов, в табл. 5 — измененных.

В табл. 4 приведено среднее содержание отдельных окислов в неизмененных хромшпинелидах, вычисленное по 6 анализам, и указаны возможные отклонения от среднего содержания данного окисла для сопоставления с содержанием отдельных окислов в измененных хромшпинелидах (табл. 5).

Для большей наглядности данные табл. 4 и 5 сведены в диаграмму (фиг. 1).



Фиг. 1. Диаграмма изменения химического состава хромшпинелидов хромитовых руд Донских месторождений под влиянием древнего выветривания.

Оксиды	№ анализа						
	1					Весовые %	Молеку- лярные количе- ства
	Весовые %	Молеку- лярные количе- ства	Исклю- чено на сер- пентин и карбо- наты	Молеку- лярные количе- ства, приход. на хром- шпинелид	Весовые %, прих. на хром- шпинелид		
SiO ₂	1.11	18	18	83	8.52	0.73	12
TiO ₂	0.17	2				0.19	3
Al ₂ O ₃	8.35	81		397	60.39	7.65	75
Cr ₂ O ₃	60.39	397		9	1.47	3.41	21
Fe ₂ O ₃	1.47	9		177	12.65	9.64	133
FeO	12.52	174				0.16	2
MnO	0.19	3		315	12.60	15.70	392
MgO	14.51	362	47			0.08	—
NiO	0.06	—				сл.	—
CaO	0.16	3	3			0.06	—
V ₂ O ₅	0.06	—				не опр.	—
CO ₂	не опр.					не опр.	
±H ₂ O ²	0.08	6	6			0.02	1
Σ	99.07				95.63	100.54	
R ₂ O ₃ : RO . . .			1.00				

Оксиды	4						
SiO ₂	0.78	13	13	86	8.72	9.43	157
TiO ₂	0.21	3				0.19	3
Al ₂ O ₃	8.51	83		405	61.47	6.75	67
Cr ₂ O ₃	61.47	405		17	2.67	58.31	384
Fe ₂ O ₃	2.67	17		146	10.51	3.54	22
FeO	10.31	143				8.91	124
MnO	0.20	3		353	14.11	0.17	2
MgO	14.94	373	20			13.13	328
NiO	0.07	—				0.09	—
CaO	0.32	5	5			0.24	4
V ₂ O ₅	0.07	—				0.04	—
CO ₂	не опр.					не опр.	
±H ₂ O ²	0.05	3	3			0.08	4
Σ	99.60				97.48	100.89	
R ₂ O ₃ : RO . . .			1.02				

¹ Анализы произведены в химической лаборатории ИГН ст. научн. сотрудн. химик
² Определение H₂O неточно.

мененных хромшпинелидов¹

№ анализа							
2			3				
Исклю- чено на карбо- наты, серпен- тин, опал	Молеку- лярные количе- ства, приход. на хром- шпинелид	Весовые %, прих. на хром- шпинелид	Весовые %	Молеку- лярные количе- ства	Исклю- чено на хал- цедон, опал, сер- пентин	Молеку- лярные количе- ства, приход. на хром- шпинелид	Весовые %, прих. на хром- шпинелид
12	}		6,76	112	112		
		78	0,19	3			
			7,32	72		75	7,51
		414	58,39	384		384	58,39
		21	2,68	17		17	2,68
	}	135	10,26	143		14	10,43
			0,17	2		331	
10		382	13,56	338	7		13,28
			0,06	—			
			0,08	—			
			0,07	—			
			не опр.				
1			0,11	7	7		
		99,25	99,65				92,29
1,00					1,00		

Продолжение табл. 2

5			6				
157	}		1,22	20	20		
		70	0,17	2		73	7,37
			7,20	71			
	}	384	59,76	393		393	59,76
2		20	4,49	28		28	4,49
		126	8,46	118		120	8,63
	}		0,17	2			
4		324	14,89	372	40	332	13,30
			0,08	—			
4			0,86	14	14		
			0,07	—			
			1,78	46	46		
4			0,10	6	6		
		90,53	99,25				93,55
1,05					1,09		

П. А. Волковым.

Окислы	№ анализа						
	7					Весовые %	Молек. количе- ство
	Весовые %	Молек. количе- ство	Исклю- чено на опал и карбо- наты	Молек. количе- ства, приход. на хром- шпинелид	Весовые %, приход. на хром- шпинелид		
SiO ₂	2.93	48	48			1.48	25
TiO ₂	0.21	3				не опр.	
Al ₂ O ₃	8.37	82		85	8.58	9.36	92
Cr ₂ O ₃	60.02	395		395	60.02	61.62	405
Fe ₂ O ₃	9.74	61		61	9.74	11.19	70
FeO	5.88	82		85	6.07	2.82	40
MnO	0.19	3				не опр.	
MgO	12.04	300		300	12.00	12.84	320
NiO	0.06	1				не опр.	
CaO	сл.	—					
V ₂ O ₅	0.06	—					
CO ₂	—					сл.	
± H ₂ O ²	0.05	5	5			0.68	
Σ	99.55				96.41	99.99	38
R ₂ O ₃ : RO . .			1.40				

Окислы	10						
SiO ₂	2.15	36	36			5.21	87
TiO ₂	0.18	3				0.18	2
Al ₂ O ₃	8.28	81		84	8.46	7.56	74
Cr ₂ O ₃	60.91	400		400	60.91	59.56	392
Fe ₂ O ₃	12.59	79		79	12.59	13.41	84
FeO	2.08	28				2.34	32
MnO	0.16	2		30	2.34	0.18	2
MgO	11.51	287		287	11.50	10.76	270
NiO	не опр.					0.05	—
CaO	0.00					0.14	1
V ₂ O ₅	не опр.					0.07	—
CO ₂							
± H ₂ O ²	0.65	36	36			0.12	7
Σ	98.51				95.80	99.58	
R ₂ O ₃ : RO . .			1.78				

¹ Анализы произведены в химической лаборатории ИГН ст. научн. сотрудн. химиками
² Определение ± H₂O неточно.

ценных хромшпинелидов¹

№ анализа							
8			9				
Исклю- чено на опал, халцедон, хлорит	Молек. количе- ства, приход. на хром- шпинелид	Весовые %, приход. на хром- шпинелид	Весовые %	Молек. количе- ство	Исклю- чено на халце- дон, опал, окислы железа	Молек. количе- ства, приход. на хром- шпинелид	Весовые %, приход. на хром- шпинелид
25			2,61	43	43		
4	88	9,00	0,18	2		81	8,30
	405	61,62	8,12	79		405	61,60
	70	11,19	61,60	405	8	72	11,50
	40	2,82	12,83	80		30	2,21
			2,04	28		300	11,97
10	310	12,40	0,17	2			
			11,97	300			
			0,07	1			
			0,06	—			
			0,06	—			
38			не опр.				
			0,25	14	14		
		97,03	99,96				95,58
1,61					1,69		

Продолжение табл. 3

11							
87							
	76	7,84					
4	392	59,56					
	80	12,80					
	34	2,52					
	270	10,76					
1							
7							
		93,48					
1,80							

П. А. Волковым и Н. В. Лазаревым.

Характеристика к образцам табл. 2 и 3

- Анализ № 1. Обр. № 31/1938 г. Месторождение Спорное, скважина № 58, глубина 57 м. Концентрат. Среднезернистые вкрапленные хромитовые руды с серпентином и карбонатами. В прозрачном шлифе хромшпинелиды просвечивают.
- » 2. Обр. № 32/1938 г. Месторождение Спорное, скважина № 58, глубина 34 м. Концентрат. Среднезернистые вкрапленные хромитовые руды с серпентином, карбонатом и опалом. Зерна хромшпинелидов в прозрачном шлифе просвечивают в центральных частях, а по краям имеют узкие непросвечивающие каемки.
- » 3. Обр. № 6/1938 г. Месторождение Спорное, шурф 111. Концентрат. Густовкрапленные хромитовые руды с опалом, халцедоном, и серпентином. В прозрачных шлифах зерна хромшпинелидов просвечивают.
- » 4. Обр. № 33/1938 г. Месторождение Спорное, скважина № 63, глубина 18 м. Концентрат. Густовкрапленные хромитовые руды с серпентином и карбонатами.
- » 5. Обр. № 27/1938 г. Месторождение Спорное, шурф 147. Концентрат. Густовкрапленные хромитовые руды с халцедоном, карбонатами и окислами железа. Зерна хромшпинелидов в прозрачных шлифах имеют неправильной формы непросвечивающие участки.
- » 6. Обр. № 28/1938 г. Месторождение Спорное, шурф № 147. Концентрат. Густовкрапленные хромитовые руды с серпентином, карбонатами и опалом. В прозрачном шлифе хромшпинелиды просвечивают лишь в центральных частях зерен.
- » 7. Обр. № 16/1938 г. Месторождение Спорное, шурф 105. Концентрат. Нодулярные хромитовые руды с опалом и карбонатами. В прозрачном шлифе хромшпинелиды просвечивают лишь в отдельных участках.
- » 8. Обр. № 123/1938 г. Месторождение Спорное, шурф 104. Естественно обогащенный концентрат. Хромитовые руды с хлоритом, опалом и халцедоном. Хромшпинелиды не просвечивают.
- » 9. Обр. № 10/1938 г. Месторождение Спорное, шурф 119. Концентрат. Густовкрапленные хромитовые руды с опалом, халцедоном. Хромшпинелиды не просвечивают.
- » 10. Обр. № 264. Месторождение Гигант. Естественно обогащенный концентрат. Рассыпчатый порошковатый хромит. Хромшпинелиды не просвечивают.
- » 11. Обр. № 9/1938 г. Месторождение Спорное, шурф 119. Концентрат. Мелкозернистые хромитовые руды с опалом, халцедоном, окислами и карбонатами. Хромшпинелиды не просвечивают.

Таблица 4

Вычисленный химический состав неизмененных хромшпинелидов
(приведено к 100%)

№ анализов	1	2	3	4	5	6	Пределы колебаний отдельных окислов	Амплитуда колебаний	Среднее арифметическое
$R_2O_3 : RO$	1.00	1.00	1.00	1.02	1.05	1.09			
Окислы									
Al_2O_3 . . .	8.90	7.90	8.13	8.98	7.68	7.87	7.68—8.90	1.2	8.23
Cr_2O_3 . . .	63.11	63.38	63.27	63.04	64.47	63.89	63.04—64.47	1.4	63.52
Fe_2O_3 . . .	1.53	3.43	2.90	2.73	3.53	4.80	1.53—4.80	3.3	3.15
FeO . . .	13.24	9.87	11.31	10.78	9.94	9.22	9.22—13.24	4.0	10.77
MgO . . .	13.22	15.42	14.39	14.47	14.38	14.22	13.22—15.42	2.2	14.33
Сумма . . .	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00			100.00
Суммарное «FeO» . .	14.62	12.96	13.92	13.24	13.12	13.54	12.96—14.62	1.7	13.60

Вычисленный химический состав измененных хромшпинелидов
(приведено к 100%)

№ анализов	7	8	9	10	11	Пределы колебаний отдельных окислов	Амплитуда колебаний
$R_2O_3 : RO$	1.40	1.61	1.69	1.78	1.80		
Окислы							
Al_2O_3 . . .	8.90	9.27	8.68	8.83	8.38	8.38— 9.27	0.9
Cr_2O_3 . . .	62.24	63.51	64.46	63.59	63.73	62.45—64.46	2.0
Fe_2O_3 . . .	10.10	11.54	12.03	13.14	13.69	10.10—13.69	3.6
FeO	6.29	2.90	2.31	2.44	2.69	2.31— 6.29	4.0
MgO	12.47	12.78	12.52	12.00	11.51	11.51—12.78	1.3
Сумма . . .	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		
Суммарное «FeO» . .	15.38	13.29	13.73	14.27	14.95	13.29—15.38	2.0

Диаграмма показывает, что процессы выветривания не производят в хромшпинелидах существенного изменения в содержании отдельных компонентов. Как видим, все изменения сводятся к окислению Fe^{II} в Fe^{III} и, возможно, частичному выносу Mg . Сравнивая с результатами гидротермального метаморфизма хромовых руд, исследованного С. А. Кашиным [4], видим некоторую разницу: Al_2O_3 не принимает здесь сколько-нибудь заметного участия в миграции вещества, и, следовательно, степень нарушения решетки хромшпинелида при гипергенных процессах меньше, чем при гидротермальном метаморфизме.

ВЫВОДЫ

Таким образом, изменение хромовых руд под влиянием процессов древнего выветривания сводится к механическому разрушению руд и к изменению как химического состава самого хромшпинелида, так и химического и минералогического состава силикатной части руд.

Изменение химического состава хромшпинелидов выражается в окислении закисного железа в окисное и, возможно, частичном выносе Mg что, однако, не снижает качества руд. Изменение химического и минералогического состава силикатной части выражается, в основном, в нонтронитизации, обохривании и силификации.

Эти изменения приводят к образованию трех категорий руд (рыхлых, порошковатых и силифицированных), которые по своим промышленным качествам отличаются от обычных хромовых руд.

Благодаря своей консистенции и залеганию в верхних частях месторождения руды эти легко поддаются разработке, но при перевозке дают большой процент потерь и без примеси кусковых руд не могут быть применены в современном технологическом процессе.

При изменении химического и минералогического состава силикатной части руд наиболее неблагоприятным является процесс силификации: как показывают анализы, силифицированные руды характеризуются пониженным содержанием Cr_2O_3 . Однако, относительное количество этих руд в месторождениях невелико и в смеси с порошковатыми они вполне рентабельны. Кроме того, для современного технологического процесса, основанного на использовании кусковых руд, примесь плотных силифицированных руд к рыхлым и порошковатым даже желательна.

Необходимо подчеркнуть, что как в месторождении Спорное, так и в месторождении Гигант в более глубоких горизонтах распространены руды, не измененные процессами древнего выветривания. С переходом на эксплуатацию этих более глубоких горизонтов пойдут руды плотные, кусковатые, но с несколько пониженным содержанием Cr_2O_3 за счет исчезновения рыхлых и порошковатых руд. Однако, несмотря на некоторое уменьшение содержания Cr_2O_3 , плотные руды более глубоких горизонтов все же весьма высокого качества и вполне пригодны для выплавки ферро-хрома на существующих в настоящее время заводах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А. Г. и Кашин С. А. Минералогия Халиловских месторождений хромистого железняка на Южном Урале. Хромиты СССР, т. 1. М.—Лг., Акад. Наук, 1937.
2. Гинзбург И. И. Геохимия коры выветривания серпентинитов Южного Урала. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1938, № 1.
3. Грицаенко Г. С. и Искюль Е. В. К минералогии Кемпирсайского силикатно-никелевого месторождения. Мин. сырье, 1937, № 1.
4. Кашин С. А. Метаморфизм хромшпинелидов в хромитовых месторождениях Верблюжьих гор (на Южном Урале). Хромиты СССР, т. 1, М.—Лг., Акад. Наук, 1937.

A. A. FILIMONOVA and D. N. KOFANOV

THE ANCIENT WEATHERING OF THE SOUTH KEMPIRSAI CHROMIT DEPOSITS GIGANT and SPORNOYE

Summary

A considerable part of the chrome ores of the Donskaia group deposits (Gigant, Spornoye, etc.) is intensively altered by processes of ancient weathering. These alterations are manifested in:

- 1) a mechanical disintegration of ores;
- 2) a change of the chemical composition of chromospinelide, which consists in the passage of ferrous Fe to ferric Fe and a possible partial removal of Mg (a process, not lowering the economic quality of ores);
- 3) a change of the chemical and mineralogical composition of the silicate part of the ores (nontronitization, limonitisation, silicification).

As a result, three kinds of ores are originated (loose, powdery, silicified ores), which in their economic qualities differ from usual chrome ores.

И. И. САВЕЛЬЕВ

**РОЛЬ МИКРОРЕЛЬЕФА В ОБРАЗОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
НИКЕЛЕВЫХ СИЛИКАТНЫХ РУД НА ЮЖНОМ УРАЛЕ**

В результате совместной работы разведчиков, геологов, минералогов, геохимиков, занимавшихся всесторонним изучением никелевых силикатных руд на Южном Урале, выяснено, что никелевое оруденение имеет здесь региональное распространение.

Образование никелевых руд мы связываем с воздействием грунтовых вод на ультраосновные породы в раннемезозойское время, т. е. с глубинным процессом выветривания. При этом процессе более или менее одновременно происходило образование силифицированных пород, охр, нонтронита, индивидуализированных никелевых минералов, магнезитов и глинистых минералов типа монтмориллонита, галлуазита и др.

Одним из факторов, имевших существенное влияние на образование никелевых месторождений и их обогащенных участков, является древний микрорельеф. Под микрорельефом вообще мы понимаем мелкие формы рельефа, наложенные на основные, крупные эрозионные формы, т. е. небольшие понижения¹ и возвышенности с разностью отметок в 20—30 м, с уклоном поверхности в 2—3°, выделяющиеся на общем равнинном пространстве и переходящие в более резко выраженные формы макрорельефа. Под древним микрорельефом нами понимаются соответствующие орографические формы, образованные в домезозойское и раннемезозойское время и в значительной мере погребенные под более молодыми отложениями. Микрорельеф в значительной степени обуславливал направление движения грунтовых вод, переносивших никель при древнем процессе выветривания.

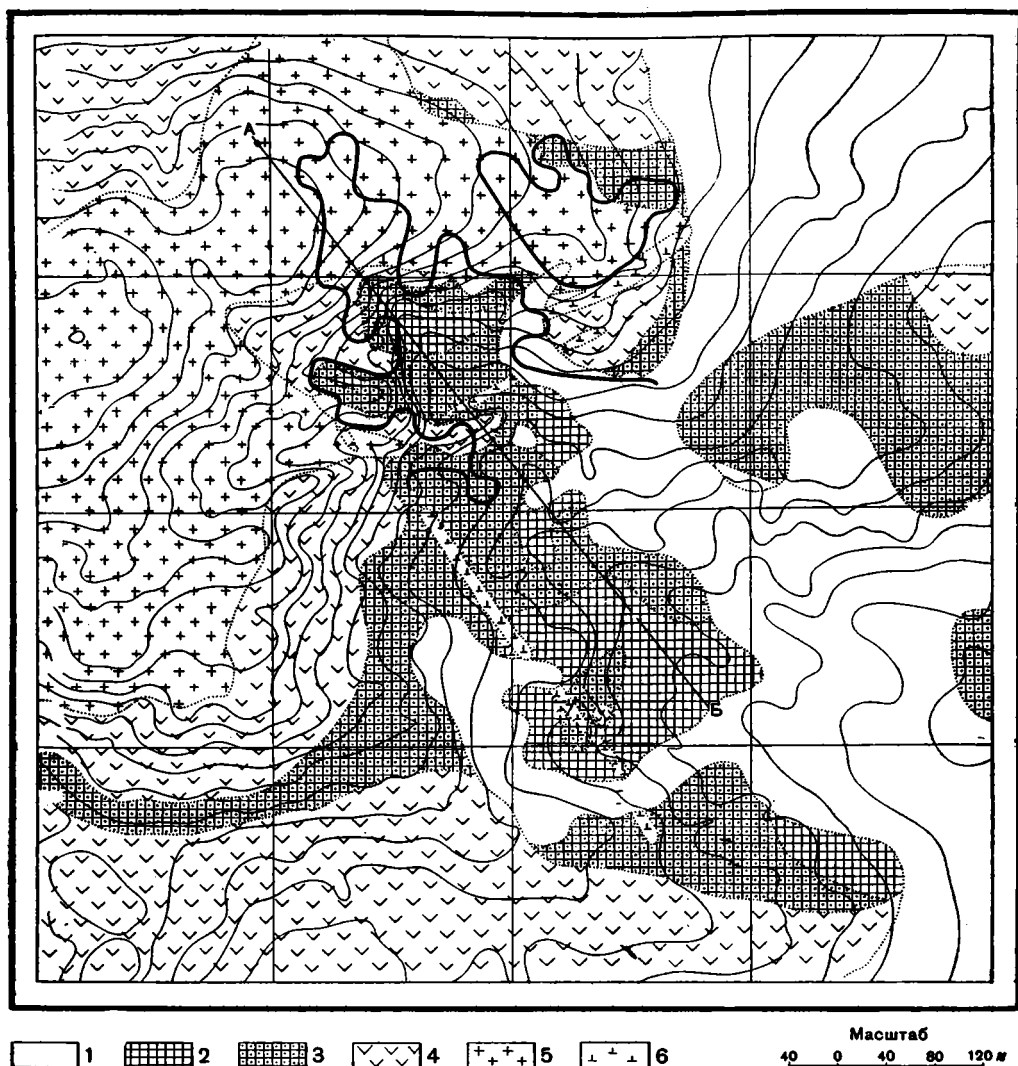
Настоящая работа имеет своей целью осветить вопрос о роли микрорельефа при образовании южно-уральских месторождений никеля — вопрос тем более нуждающийся в фактической проработке, что в литературе иногда недооценивается значение микрорельефа как фактора, влияющего на характер процесса выветривания (2).

Исследования Группы коры выветривания Института геологических наук АН СССР и работы других исследователей (1, 3, 4, 5, 6) показали, что на Ю. Урале при древнем (раннемезозойском) выветривании характер продуктов выветривания серпентинитов в той или иной мере зависел от орографического устройства поверхности. Так, на повышенных участках древнего микрорельефа происходило накопление большого

¹ Под пониженными участками здесь понимаются небольшие местные понижения (типа ложбин, впадин и т. д.), расположенные на общем выравненном водораздельном пространстве, а не крупные долины, балки, где преобладали процессы смыва продуктов выветривания над их аккумуляцией.

количества силифицированных серпентинитов,¹ а в пониженных участках — образование больших количеств нонтронитов.²

Такие взаимоотношения в распространении продуктов выветривания прослеживаются на всех известных южно-уральских месторождениях ни-



Фиг. 1. Кемпирсайское месторождение никеля (Бугор)

1 — пестроцветная глина неопределенного возраста, 2 — охры, 3 — нонтронитизированный серпентинит, 4 — выщелоченный серпентинит, 5 — силифицированный серпентинит, 6 — габбро-диабаз.

келя халиловского типа, но наиболее типично выражены в Кемпирсайском и Бурановском месторождениях, на описании которых остановимся несколько детальнее.

¹ Силифицированные серпентиниты представляют собой преимущественно пористые породы, сложены, главным образом, окислами кремнезема (халцедон, опал, кварц) и гидроокислами железа и окрашены в желтые, красные, бурые тона; в них наблюдается реликтовая структура серпентинита.

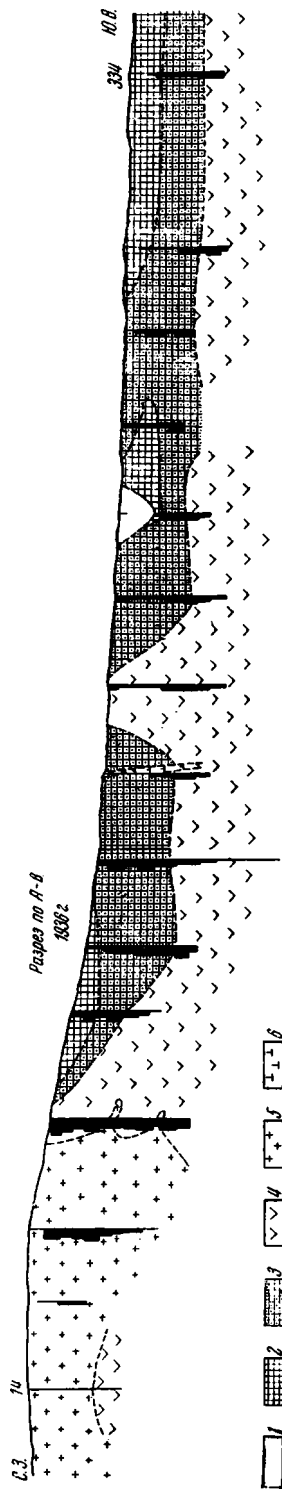
² Нонтрониты, по данным исследований Группы коры выветривания ИГН АН, представляют собой водные силикаты железа преимущественно типа ферримонтмориллонита.

Кемпирсайское месторождение расположено на крупном широком холме с наивысшей абсолютной отметкой 456 м, носящем у местного населения название «Бугор». Холм имеет асимметричное строение в связи с тем, что склоны с северной и западной сторон несколько круче (продукты выветривания здесь в настоящее время смыты) и что с юго-востока в него вдается довольно резко выраженная ложбина (фиг. 1).

Из данных литологической съемки района Кемпирсайского месторождения (фиг. 1) видно, что на поверхности выходят выщелоченные серпентиниты,¹ нонтронитизированные серпентиниты,² охры и силифицированные серпентиниты, которые связаны между собою постепенными переходами. На размытой поверхности указанных продуктов выветривания залегают пестроцветные глины.

Взаимоотношения продуктов выветривания в вертикальном направлении можно видеть на составленном нами профиле, проходящем через месторождение в юго-восточном направлении (фиг. 2). На возвышенности наблюдаются силифицированные породы, а в понижении и по пологому склону — нонтронитизированные серпентиниты и охры. В пределах профиля разница гипсометрических уровней границ выщелоченных серпентинитов с силифицированными породами (северо-западная часть профиля, шурф 14) и тех же пород с нонтронитизированными серпентинитами (шурфы 329, 334 — пониженная часть рельефа) составляет примерно 15 м. Охры в пониженной части рельефа выходят на поверхность примерно на 20 м гипсометрически ниже, чем силифицированные породы (на возвышенности), как это видно из карты (фиг. 1) и профиля (фиг. 2).

Если бы пониженные части рельефа образовались в результате эрозии более рыхлых продуктов коры, то по направлению к силифицированным породам мощность охр и нонтронитизированных серпентинитов должна была бы возрастать, что в действительности не наблюдается. Эти данные позволяют говорить о том, что силифицированные породы оказались на повышенных точках рельефа в резуль-



Фиг. 2. Кемпирсайское месторождение. Разрез по А — Б

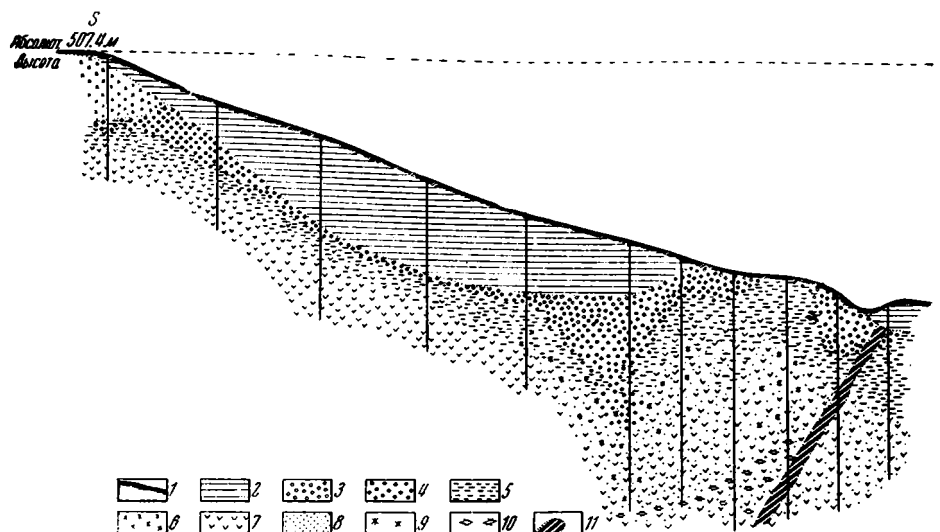
1 — пестроцветная глина неопределенного возраста, 2 — охры, 3 — нонтронитизированный серпентинит 4 — выщелоченный серпентинит 5 — силифицированный серпентинит, 6 — габбро-диабаз. Относительное содержание никеля показано шириной черных колонок.

¹ Выщелоченные серпентиниты представляют собой тонкопористые породы, частью с более легким уд. весом, имеющие блеклую, как бы «выцветшую» окраску, и легко колются молотком. В химико-минералогическом отношении эти породы отличаются от низменных серпентинитов наличием нонтронита и меньших количеств магния.

² Серпентиниты, в преобладающей своей части превращенные в нонтронит.

тате их образования на возвышенных частях доюрского микрорельефа, а не в результате послейюрской эрозии более рыхлых продуктов коры.

Бурановское месторождение, так же как и Кемпирсайское, расположено на повышенной части макрорельефа, на горе Ак-Тюбе, с наивысшей абсолютной отметкой 507.4. Литологическая карта и профили дают сходную с Кемпирсайским месторождением картину распространения продуктов выветривания. Здесь также на поверхности распространены выщелоченные серпентиниты, нонтронитизированные серпентиниты, охры, силифицированные серпентиниты и пестроцветные глины. Повышенные части микрорельефа заняты плотными силифицированными породами, а в пониженной его части и по склону возвышенности распространены нонтронитизированные серпентиниты и охры. Это хорошо видно на разрезе



Фиг. 3. Разрез древней коры выветривания юго-восточной части Бурановского месторождения никеля

1 — растительный слой, 2 — гипсоносные глины (мезозой), 3 — охра желтая, 4 — охра красная, 5 — нонтронитизированный серпентинит, 6 — силифицированный серпентинит, 7 — выщелоченный серпентинит, 8 — вторичное ободривание, 9 — участки окремнения, 10 — включения арагонита, 11 — пироксенит.

(фиг. 3), составленном нами через юго-восточную часть месторождения. Здесь в пределах профиля отчетливо наблюдается, что разница гипсометрических уровней границ выщелоченных серпентинитов с силифицированными (на возвышенности) и тех же пород с нонтронитизированными серпентинитами (в пониженной части рельефа) составляет примерно 20—25 м. Охры в пониженной части рельефа выходят на поверхность примерно на 20—25 м гипсометрически ниже, чем силифицированные породы (на возвышенности), как это видно из профиля (фиг. 3). Таким образом, на Бурановском месторождении имеется полное подтверждение высказанного выше положения, что при древнем процессе выветривания на возвышенных частях доюрского микрорельефа происходило образование силифицированных пород. В отличие от Кемпирсайского месторождения, на Бурановском силифицированные породы наблюдаются не только на самой возвышенной части древнего микрорельефа, но и среди выщелоченных и нонтронитизированных серпентинитов,¹ что объясняется, видимо, сильной трещиноватостью, создавшей в отдельных местах большую скорость дренирования грунтовых вод и разложения нонтронитов,

¹ На разрезе фиг. 3 это обозначено как участки окремнения и вторичного ободривания.

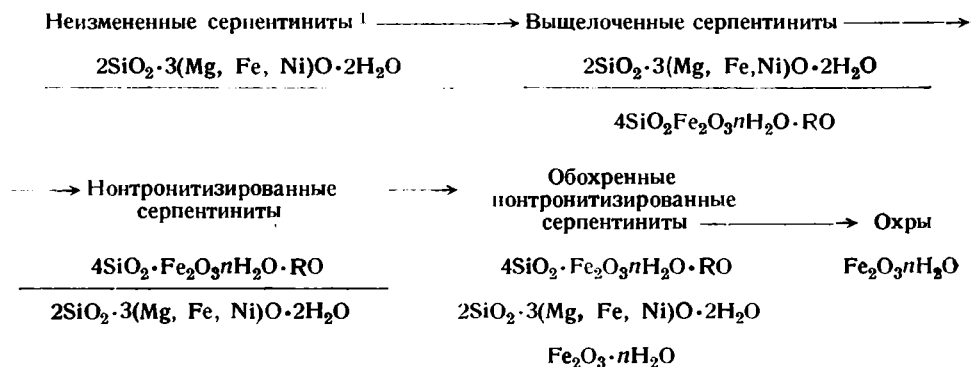
т. е. условия, сходные с существовавшими на повышенных частях рельефа.

На месторождениях Батамша и Айдербак эта закономерность в распространении силифицированных пород выражена менее ясно, чем на Кемпирсайском и Бурановском, так как районы этих месторождений в период древнего выветривания отличались менее отчетливо выраженными возвышенностями в рельефе, чем районы ранее описанных месторождений.

Аналогичная картина расположения силифицированных пород на повышенных участках и нонтронитизированных в пониженных наблюдается и на остальных месторождениях халиловского типа на Южном Урале (Западно-Кемпирсайское, Подольское, Домбаровское, Джарлы-Бутакское и т. д.).

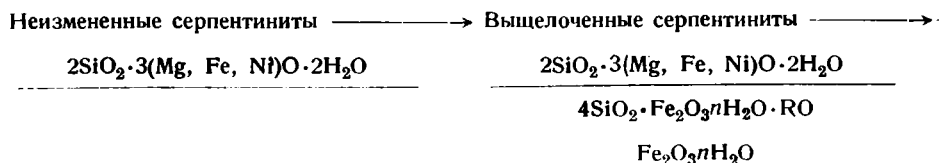
Из приведенных выше данных о пространственных взаимоотношениях различного типа продуктов выветривания серпентинитов ясно видно, что при древнем выветривании условия формирования различных продуктов древней коры выветривания на повышенных и пониженных частях древнего микрорельефа тождественными не были.

В пониженных частях микрорельефа при выветривании происходило образование мощной толщи водных феррисиликатов (нонтронитов), а в результате последующего их разрушения происходило образование охр. Этот процесс можно характеризовать в основном следующей схемой:



Для повышенных частей древнего микрорельефа характерным «остаточным» компонентом (т. е. «остающимся на месте») ² является кремнезем (в форме халцедона, кварца, опала).

Процесс, при котором кремнезем «оставался на месте», в отличие от предыдущего имеет следующую характерную для него схему превращений:

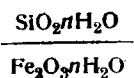
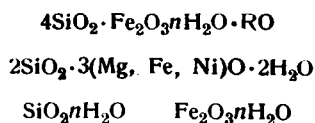


¹ Подчеркнутые соединения имеют преобладающее значение в данной зоне, а имеющие резко подчиненное значение не показаны совсем.

² Термин «остающийся на месте» необходимо понимать не в том буквальном смысле, что весь компонент (окисел) в течение процесса выветривания оставался на месте. Кремнезем, так же как и остальные окислы, подвергался перемещению, но в значительно меньшей степени.

→ (Нонтронитизированные
серпентиниты)

→ Силифицированные серпентиниты



Основным фактором, влиявшим на процессы выветривания, являлись грунтовые воды, которые задерживались в понижениях, благодаря чему создавалась различная щелочность среды и большие величины рН для пониженных участков древнего микрорельефа и меньшие для возвышенностей. В результате этого в первом случае происходило накопление нонтронита, а во втором — $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, в связи с тем, что в щелочной среде преобладал процесс гидролиза, приводивший при выветривании серпентинита к образованию нонтронита, в то время как в кислой среде, на возвышенностях, большое значение имел и процесс разрушения нонтронита.²

Понятно, в силу трещиноватости пород и некоторой изолированности движения вод в отдельных трещинах существовал ряд вариаций рН в одной и той же зоне и, следовательно, разнообразие в продуктах химических превращений при общем преобладающем процессе, протекавшем в одном направлении. Между двумя крайними направлениями процесса выветривания существовали и промежуточные. Необходимо отметить, что движение грунтовых вод определялось не только одной общей поверхностью рельефа, но в значительной степени зависело также и от физической подготовки породы, которая, безусловно, предшествовала химическому выветриванию и продолжалась вместе с ним. Благодаря этому наблюдается зубчатая граница между различными зонами и горизонтами коры выветривания.

Таким образом, на основании пространственного распределения отдельных продуктов выветривания и их взаимоотношений между собою видно, что при древнем выветривании на общем водораздельном равнинном пространстве, на котором происходило древнее выветривание, условия формирования продуктов выветривания были различны. Благодаря этому более или менее значительная концентрация никеля как во время выветривания, так и позже происходила не повсеместно, а только в местах наиболее благоприятных.

Анализируя на основе произведенных съемок расположение рудных тел среди участков древней коры выветривания и их минералогический состав, мы приходим к заключению, что они расположены, главным образом, в пониженных частях древнего микрорельефа и представлены преимущественно водными силикатами железа.

В зависимости от размеров и форм понижений микрорельефа происходила и различная по своим размерам концентрация никеля. Это прекрасно видно на примере пяти разведанных месторождений никеля (Кемпирсайского, Бурановского, Батамшинского, Шелектинского и Айдербак), на которых руда представлена в подавляющей своей части нонтронитизированными серпентинитами и верхней частью горизонта выщелоченных серпентинитов.

¹ Нонтронитизированные серпентиниты в профиле с развитым поверхностным горизонтом силифицированных серпентинитов обычно имеют незначительную мощность (1—2 м), и часто выщелоченные серпентиниты сменяются непосредственно силифицированными; среди силифицированных наблюдаются небольшие участки с нонтронитом, часто обохренным. Поэтому зона нонтронитизированных серпентинитов поставлена в скобках.

² Опыты, проведенные в ИГН АН А. И. Пономаревым и И. И. Гинзбургом, доказывают, что в кислой среде нонтронит быстро разрушается, в щелочной среде он устойчив.

На Кемпирсайском месторождении промышленное оруденение приурочено к ясно выраженной ложбине на юго-восточном склоне возвышенности, а наиболее богатое скопление никеля, как это показано схематически на профиле (фиг. 2), — к узкой части ложбины, окруженной силифицированными породами.

Здесь, повидимому, большое влияние на концентрацию никеля оказала жила габбро-диабазы, проходящая в северо-восточном направлении, которая являлась своего рода барьером, задерживающим грунтовые воды.

На Бурановском месторождении рудное тело, как показали разведочные работы, имеет более сложные контуры, чем на Кемпирсайском. Рудная толща разбивается на отдельные участки, разьединенные между собой.

Наиболее богатое и компактное промышленное оруденение приурочено к западной части месторождения, где грунтовые воды при древнем выветривании протекали по направлению к дайке габбро, что создавало благоприятные условия для некоторого застоя грунтовых вод.

В участках месторождения, приуроченных к склону (например юго-восточный участок, фиг. 3), где грунтовые воды могли хорошо дренироваться, оруденение значительно беднее и промышленная его часть наблюдается лишь на мелких обособленных участках.

На Батамшинском месторождении, одном из самых крупных, также отчетливо видно, что промышленное оруденение приурочено преимущественно к древней ложбине, которая превышает по своим размерам в несколько раз Кемпирсайскую и имеет более сложные очертания. Рудное тело распадается на несколько участков в силу неравномерного выветривания материнских пород и последующего также неравномерного эрозийного процесса. Наибольшая часть богатого и компактного оруденения сосредоточена на центральном участке, ближе к контакту с габбро-амфиболитами, которые являются вмещающими породами для серпентинитов. При своем выветривании габбро-амфиболиты давали глинистые продукты, затруднявшие быстрое прохождение грунтовых вод и тем самым создававшие условия, благоприятные для осаждения никеля в продуктах выветривания серпентинитов.

На Шелектинском месторождении древняя ложбина выражена менее отчетливо, чем в описанных выше случаях. По своим размерам она приближается к Кемпирсайской, но ее борта более пологие, и на них нет силифицированных пород. В отличие от Батамшинской она имеет направление от контакта с габбро-амфиболитами. Рудное тело на Шелектинском месторождении по своей морфологии и содержанию никеля сходно с Кемпирсайским, но в отличие от него здесь большое значение для концентрации никеля имели пироксениты и актинолит-хлоритовые породы.

На месторождении Айдербак не наблюдается ясно выраженной древней ложбины как на вышеупомянутых месторождениях. Месторождение приурочено к широкой равнине с пологим уклоном и, повидимому, хорошими условиями для дренажа грунтовых вод. Соответственно концентрация никеля на Айдербаке понижена по сравнению с описанными выше месторождениями.

Таким образом, на основании имеющихся данных по пяти разведанным месторождениям никеля халиловского типа отчетливо вырисовывается, что концентрация никеля промышленного значения, и в том числе с содержанием никеля, превышающим минимальные кондиции, тяготеют к пониженным участкам древнего микрорельефа, где процесс выветривания протекал с накоплением мощной толщи нонтронитизированных серпентинитов и образованием в верхней части профиля охр. На повышенных же частях древнего микрорельефа, где происходило накопление силифицированных пород, содержание никеля обычно не достигает кондиционного минимума.

Обычно отрицательные элементы древнего микрорельефа, где образуются промышленные руды Ni, связаны с зонами смятия, системой трещин, контактами серпентинитов с другими породами, местными неоднородностями петрографического состава серпентинитов и т. д.

Подытоживая все сказанное, мы можем констатировать, что при древнем выветривании микрорельеф оказывал влияние на характер образующихся продуктов и на концентрацию никеля, а именно: 1) на возвышенных частях древнего микрорельефа происходило накопление силифицированных пород, а в пониженных — нонтронитизированных; 2) концентрация никеля происходила в пониженных участках древнего микрорельефа в связи с более слабым дренированием грунтовых вод. При этом происходило образование, главным образом, водных силикатов железа и никелевых минералов.

Группа коры выветривания ИГЕН АН

ЛИТЕРАТУРА

1. Гинзбург И. И. Геохимия коры выветривания серпентинитов Южного Урала. Изв. Акад. Наук, 1938.
2. Лукашев К. И. К вопросу о геохимической характеристике типов коры выветривания на территории СССР. Природа, 1938, № 10.
3. Ульянов Д. Г., Грицаенко Г. С., Крутов Г. А. и Петрова Е. А. Месторождения силикатно-никелевых руд Орско-Халиловского района. ОНТИ, 1937.
4. Хабаров А. В. Доюрский рельеф и древняя кора выветривания в южной части Южного Урала. Изв. Гос. географ. общ., 1935, вып. 2.
5. Цибульчик М. А. Актюбинский никель. Народн. хоз. Казахстана, 1934, № 4—5.
6. Цибульчик М. А. Актюбинские никелевые месторождения. Народн. хоз. Казахстана, 1937, № 3—4.

I. I. SAVELIEV

THE RÔLE OF MICRORELIEF IN THE FORMATION OF THE DEPOSITS OF NICKEL SILICATE ORES IN THE SOUTH URALS

Summary

The paper shows that one of the factors which had an essential influence upon the formation of nickel deposits was their ancient microrelief. Corresponding examples, maps and profiles are given, as well as an explanation of the difference of products formed on the lowered and elevated parts of the microrelief in the lowered parts were formed the nontronitized serpentinites, and in the elevated parts, of silicified serpentinites.

The greatest concentrations of nickel are also confined to hollows and to areas where the ground waters were detained, while in the areas of deposits with a good drainage of ground waters the mineralization is manifested to a considerably lesser degree. The negative elements of the ancient microrelief are usually connected with zones of crushing, systems of fissures, contacts of serpentinites with other rocks, etc.

А. Л. КАЦ

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ И РОЛЬ ХЛОРИТОВ В ОБРАЗОВАНИИ ОБОГАЩЕННЫХ НИКЕЛЕМ УЧАСТКОВ НА ШЕЛЕКТИНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Месторождение Шелекта принадлежит к обширной группе Актюбинских никелевых месторождений Казахской ССР. Оно расположено в верховьях р. Шелекты в 25 км на ЮЮВ от пос. Кемпирсай и в 90 км на ЮЮЗ от г. Орска. Месторождение тяготеет к западному контакту огромного Кемпирсайского массива гипобазитов с габбро-амфиболитами.

Орографически район месторождения представлен характерной для всего северо-западного Казахстана слабо всхолмленной степью с очень небольшим превышением возвышенных частей рельефа над пониженными (предельные колебания отметок 420 и 453 м).

1. КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

В геологическом строении района месторождения принимают участие габбро-амфиболиты, гипобазиты, группа жильных пород (габбро-диабазы, габбро-диабазовые порфириды, пироксениты, актинолитовые породы и горнблендиты). Из осадочных пород широко распространены мезо-кайнозойские пестроцветные глины и суглинки (см. геологическую карту, фиг. 1).

А. Габбро-амфиболиты. Наиболее древними образованиями являются габбро-амфиболиты.¹ Они слагают западную и северо-западную части участка; на севере и северо-востоке они контактируют с гипобазитами, причем контакт выражен слабо. Вдоль северного контакта габбро-амфиболитов с гипобазитами часто можно встретить на гипобазитах небольшие островки габбро-амфиболитов. Наличие последних, а также присутствие некоторого контактового воздействия гипобазитов на габбро-амфиболиты говорит за то, что габбро-амфиболиты являются более древними, чем гипобазиты, и служат кровлей для последних. В крупных обнажениях габбро-амфиболитов наблюдаются серии трещин, разбивающих их на отдельные глыбы. На вид это плотные с полнокристаллическим сложением породы, имеющие неравномерно полосатую текстуру и иногда сланцеватый облик. Обычно габбро-амфиболиты обладают темносерым, реже серо-зеленым цветом. Для большей части их характерно чередование меланократовых и лейкократовых полос. В состав их входят роговая обманка, лабрадор, актинолит, эпидот, редко клиноцоизит, хлорит, серицит, единичные зерна кварца изометричной формы, титанит и магнетит.

Б. Гипобазиты наиболее распространены среди кристаллических пород в районе месторождения. Они в значительной степени серпентинизиро-

¹ По данным В. П. Логинова, Н. В. Павлова, А. Л. Каца и А. Н. Алешкова.

ваны, местами сильно смяты и раздроблены. Так же как и в габбро-амфиболитах, в них широко развита система трещин трех направлений (СЗ, СВ и широтное З).

Процесс серпентинизации прошел настолько интенсивно, что только в отдельных случаях можно встретить реликты первичных минералов, на основании которых проведено разделение на апоперидотитовые и аподунитовые разности.

В апоперидотитовых разностях установлены единичные зерна амфиболитизированного ромбического пироксена, хризотил, редко антигорит, бастит, серпофит, амфибол, хромшпинелид, магнетит. В отличие от первых аподунитовые серпентиниты характеризуются отсутствием ромбических пироксенов и повышенным содержанием хромшпинелид, единичных зерен талька, тонких жилок хризотил-асбеста и магнезита. В районе месторождения преобладают апоперидотитовые серпентиниты, аподунитовые же разности встречаются в виде единичных тел, имеющих форму полос, жил, реже линз и шширов.

В. Жильные породы играют весьма существенную роль и широко представлены, причем по характеру минерального состава их можно разбить на две группы: в первую группу входят габбро-диабазы, габбро, диабазовые порфириты, а во вторую — пироксениты, актинолитовые и горнблендитовые жилы. Жильные породы первой группы очень близки по своему минеральному составу и отличаются друг от друга только своими структурами; вторая же группа близка по структурам, но отлична по минеральному составу.

Г а б б р о - д и а б а з ы — наиболее широко развитая разность в первой группе. В гипобазитах они залегают в форме жил мощностью от 3 до 15 м; простирание их СЗ 315—325°, СВ 35—45° и широтное; по простиранию прослеживаются на 40—500 м.

Минеральный состав габбро-диабазов: лабрадор, пироксен, авгит, роговая обманка, актинолит, хлорит, реже встречается серицит, эпидот, цоизит, магнетит, титанит, апатит.

Г а б б р о. Жильные габбро в районе месторождения имеют ограниченное распространение. В отличие от габбро-диабазов они характеризуются среднезернистым сложением с типичной габбровой структурой. По составу они идентичны с габбро-диабазами. Размеры жил колеблются от 0.5 до 5 м по мощности и от 10 до 50 м по простиранию. Направление их СЗ 315—320°.

Д и а б а з о в ы е п о р ф и р и т ы также представлены жилами СВ 40—45° простирания, мощностью в 12—15 м и прослеживаются по простиранию на 200—300 м.

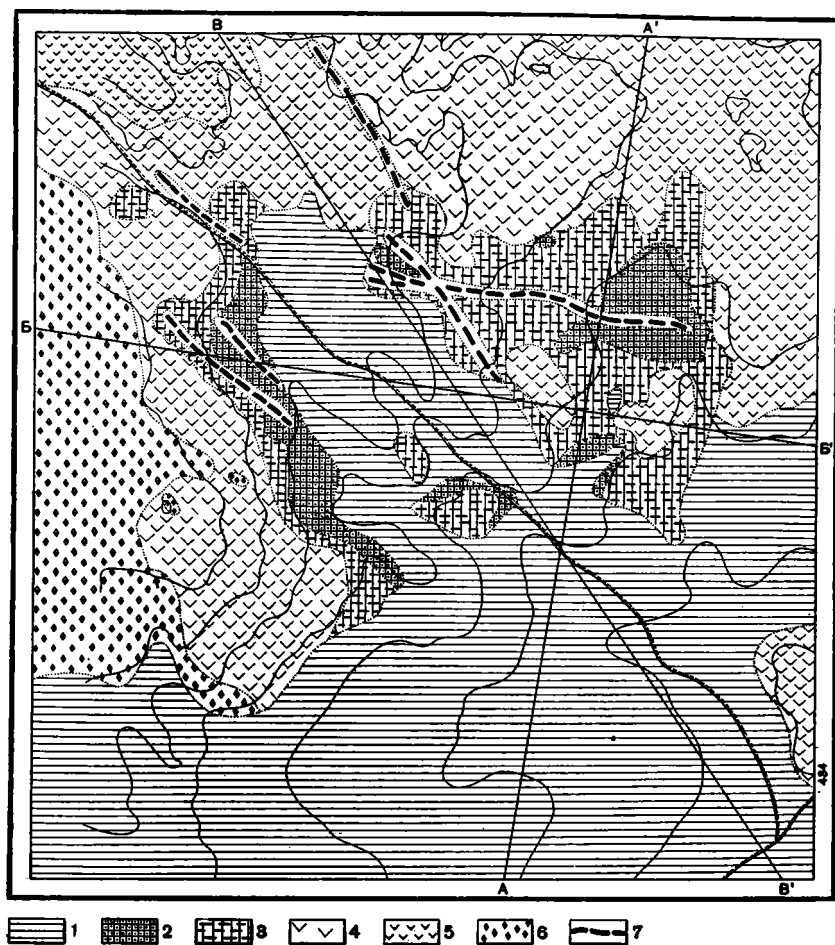
Состав породы: порфировая часть — лабрадор, авгит; микрозернистая масса — лабрадор-андезин, авгит, магнетит, актинолит, хлорит, реже встречаются титанит, тремолит, серицит, эпидот, цоизит, альбит, лейкоксен и бурые гидроокислы железа. Структура — порфировидная.

П и р о к с е н и т ы имеют широкое распространение на месторождении и представлены небольшими жилообразными телами. Значительная часть их сильно метаморфизована — актинолитизирована. Основная масса пироксенитов встречается среди апоперидотитовых серпентинитов; в аподунитовых разностях встречены единичные тела. Среди пироксенитов по цвету и крупности зерна можно выделить две разновидности, тождественные по минеральному составу: а) мелкозернистые — темно-окрашенные и б) крупнозернистые пироксениты с зеленовато-черной окраской. Состав их: пироксен — диопсид, магнетит, амфибол, хлорит, единичные зерна хромита, титанита, апатита и серпентина. Размеры жил по простиранию колеблются в пределах от 0.5 до 15 м, мощностью до 2 м; направление жил СВ 40—45° и широтное.

А к т и н о л и т о в ы е жилы образовались в результате метаморфизации пироксенитов и имеют все отмеченные для них характерные моменты

залегания, размеров, простираия. По своему составу они отличаются от пироксенитов отсутствием пироксена и широким развитием амфибола и хлорита.

Горнблендиты характеризуются жиллообразной формой выделения небольших размеров (мощностью до 0.5 м и длиной до 10 м), простираие их СЗ 320—325°.



Фиг. 1. Геологическая карта месторождения никеля

1 — мезо-кайнозойские отложения, 2 — охры, 3 — нонтронитизированные гипобазиты, 4 — выщелоченные гипобазиты, 5 — неизмененные перидотитовые гипобазиты, 6 — габбро-амфиболиты и продукты их выветривания, 7 — габбро, габбро-диабазы и продукты их выветривания.

Состав горнблендитов: роговая обманка, актинолит, хлорит, реже плагиоклаз, апатит, магнетит, серицит, эпидот и бурые гидроокислы железа.

Г. Мезо-кайнозойские отложения. Мезо-кайнозойские отложения распространены довольно широко (фиг. 1). В основном они представлены так называемыми пестроцветными глинами и суглинками, залегающими на различных горизонтах профиля выветривания гипобазитов (на охрах, нонтронитах, выщелоченных и нормальных гипобазитах). Это указывает на интенсивный размыв коры выветривания до отложения мезо-кайнозойской толщи. Мощность осадочной толщи колеблется в пределах от 1.5 до 10 м.

По минералогическому составу она очень схожа с аналогичными отложениями других месторождений Актюбинской группы. Вся толща кроющих месторождение глин по цвету неоднородна: в шурфах можно наблюдать чередование красных, бурых, серых и фиолетово-малиновых глин с преобладанием серых разностей. Среди различно окрашенных глин выделяется налегающая непосредственно на кристаллические породы и на продукты их выветривания толща (до 0.5 м мощности) окрашенных каолинизированных глин, время образования которых, по мнению А. Л. Яншина, следует отнести к юре. Эта толща на месторождении представлена не сплошным чехлом, а залегает отдельными пятнами.

Выше, на юрских каолинизированных глинах, а в местах, где они отсутствуют, непосредственно на кристаллических породах или на продуктах выветривания залегают глины серого цвета, в нижней части которых встречаются небольшие пропластки и гнезда фиолетово-малиновой глины. Выше над ними залегает смешанная толща серых и буровато-желтых глин, кверху постепенно переходящих в буровато-темную разность. Заканчивается глинистая толща бордово-красными охроподобными разностями. Переходы между отмеченными глинами постепенные, нередко можно наблюдать «клинообразное» залегание красных глин в бурых и последних в серых. Все это указывает на то, что первичная глинистая толща была серого цвета, но последующие агенты поверхностного и глубинного выветривания видоизменили ее. Для верхней части глин характерно присутствие оолитов и галечек бурого железняка, мелких окатанных зерен кварца и щебенки других пород. В нижней части глинистой толщи встречается щебенка нижележащих пород и гнезда гипса.¹ Среди глин часто можно наблюдать концентрацию марганцовых образований, содержащих кобальт.

Микроскопическое изучение серой глины показывает, что в составе ее встречается значительное количество частиц кристаллических пород (серпентинита, полевого шпата, роговых обманок, хлорита, амфибола, пироксена, галуазита), погруженных в сильно ожелезненную тонкодисперсную глинистую массу. Таким образом, значительная часть глин обогащена местным материалом и является продуктом разрушения и переотложения окружающих пород.

На миоценовых глинах залегает толща четвертичных суглинков мощностью до 1 м, прослеживающаяся в виде хорошо выраженного плаща на всем месторождении.

II. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Все отмеченные выше кристаллические породы в той или иной степени затронуты древними процессами выветривания, на описании которых кратко остановимся.

А. Выветривание гипобазитов

Профиль выветривания гипобазитов представлен в следующем виде (снизу вверх): на неизмененных породах залегает толща разложённых (выщелоченных) гипобазитов, выше лежат нонтронитизированные гипобазиты и заканчивается профиль охрами.

Разложённые (выщелоченные) гипобазиты занимают нижнюю часть профиля. По цвету породы этой зоны представлены сильно осветленными серо-зелеными различных оттенков разностями, причем окраска их находится в зависимости от степени разложения. По минералогическому составу эта зона может быть разбита на отдельные горизонты с характерным для каждого из них маркирующим минералом.

¹ По данным работ Безрукова и Яншина [2], описываемая гипсоносная толща глин с галечками и бобовником бурого железняка относится к миоцену.

Сюда относятся (снизу вверх) выщелоченные гипобазиты: 1) с магнезитом, 2) с карбонатами кальция (арагонитом, кальцитом), 3) с опалами, 4) с макроскопически видимым нонтронитом. Не все отмеченные разности прослеживаются в виде хорошо выраженных горизонтов; часто они залегают небольшими пятнами и связаны между собой постепенными переходами.

Разложенные (выщелоченные) гипобазиты с магнезитом встречаются в периферических частях месторождения в виде отдельных пятен. В гипобазитах этого горизонта, помимо магнезита, часто присутствует молочно-белый опал, иногда арагонит и кальцит; никелевые минералы отсутствуют. Маркирующий минерал — магнезит — находится в гипобазитах в виде жилок, неправильных скоплений, чаще он развивается в петлях хризотилowych шнуров, причем количество его сильно колеблется и достигает до 10% всей породы. Показатель преломления его по $N_{g_1} = 1.698$, по $N_p = 1.514$.

В составе выщелоченных гипобазитов с карбонатами кальция (арагонитом и кальцитом) установлено присутствие прожилков и гнезд лучистого арагонита, плотного микрозернистого кальцита и керолита. По содержанию никеля породы этого горизонта также являются безрудными. В отличие от выщелоченных гипобазитов с магнезитом они характеризуются более сильной разложенностью, светлыми зеленовато-серыми цветами, меньшим удельным весом, значительной хрупкостью и более широким распространением на месторождении.

Выщелоченные гипобазиты с опалом (пятнистые) пользуются наиболее широким распространением. Они характеризуются наличием большого количества опалов, керолита, а иногда кальцита. В верхней части горизонта часто встречаются никелевые минералы (гарниерит и др.) и по богатству ими породы этого горизонта являются в промышленном отношении самыми интересными во всем гипобазитовом профиле выветривания. В рудном отношении верхняя часть этого горизонта характеризуется повышенным содержанием никеля.

Выщелоченные гипобазиты (разложенные) с макроскопически видимым нонтронитом (В. З. Н.)¹ характеризуют переходную стадию от выщелоченных гипобазитов к нонтронитизированным и являются дальнейшей стадией изменения первых. По минералогическому составу породы этого горизонта характеризуются наличием большого количества нонтронита, никелевых минералов, керолита, опала и марганцовых корочек. В рудном отношении эта толща отличается повышенным содержанием никеля.

Нонтронитизированные гипобазиты располагаются на выщелоченных гипобазитах и связаны с последними постепенными переходами. Они пользуются широким распространением и достигают значительной мощности (до 15 м). По своей морфологии это рыхлые, глиноподобного сложения массы, которые во влажном виде сохраняют текстуру гипобазитов, а в сухом часто превращаются в рыхлую землистую массу, жирную наощупь. Обычно нонтрониты зеленого цвета с различными оттенками.

Среди нонтронитизированных гипобазитов макроскопически хорошо различимы следующие минералы: гарниерит, опал, халцедон и мучнистый кремнезем; с последними тремя ассоциируются марганцовые минералы (вады и псиломеланы), содержащие кобальт. Под микроскопом отмечаются мелкие желтоватые, иногда зеленоватые, чешуйки нонтронита, составляющие основную массу, единичные хризотилowe шнуров, мелкие чешуйки низкоинтерферирующего хлорита, отдельные зерна галлуазита, керолита, опала и халцедона.

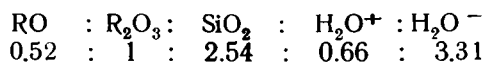
¹ В. З. Н. — выщелоченные задетые процессом нонтронитизации гипобазиты; термин заимствован у местных работников.

Химический состав сильно ожелезненного, но очищенного от примесей нонтронита, по данным лаборатории ИГН (аналитик А. И. Пономарев), следующий:

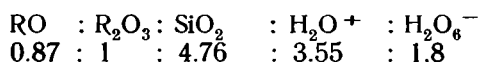
Т а б л и ц а 1

	Весов. %	Молек. кол.		Весов. %	Молек. кол.
SiO ₂	36.79	0.613	NiO	1.63	0.020
Al ₂ O ₃	3.47	0.034	CoO	0.02	—
Fe ₂ O ₃	32.62	0.204	MnO	0.10	0.001
FeO	0.33	0.005	Cl	0.03	0.002
Cr ₂ O ₃ *	0.51	0.003	H ₂ O ⁻	14.22	0.800
CaO	0.87	0.016	H ₂ O ⁺	2.89	0.160
MgO	3.93	0.098			
			Σ	97.41	

Пересчет полученных молекулярных количеств на окислы дал следующие результаты:



Полученные соотношения показывают некоторые несоответствия R₂O₃ : SiO₂ по сравнению с изученными нонтронитами месторождений Айдербак и Кемпирсай (Отчет Группы коры выветривания), где соотношение окислов несколько отличное:



Но если учесть свободные гидроокислы железа, присутствующие в нонтроните и по подсчетам равные около 40% от общего количества железа, то новые пересчеты дадут соотношения, близкие к таковым кемпирсайских и айдербакских нонтронитов.

Наиболее чистые зерна нонтронита имеют следующие показатели преломления: Ng₁ = 1.579; Np₁ = 1.570; двупреломление Ng₁ — Np₁ = 0.009.

В шелектинских нонтронитах встречено большое количество хлорита, развитого по баститам. Изучение его показало, что он обычно имеет форму чешуек, реже пластинок, бесцветных, иногда желтовато-белых при одном николе. Химический состав выделенного хлорита следующий (аналитик Ручик):

Т а б л и ц а 2

	Весов. %	Молек. кол.		Весов. %	Молек. кол.
SiO ₂	51.84	0.863	CaO	0.85	0.016
Fe ₂ O ₃	4.23	0.027	Cr ₂ O ₃	0.30	0.002
FeO	0.52	0.007	H ₂ O	4.60	0.256
Al ₂ O ₃	14.50	0.140	H ₂ O ⁺	4.57	0.254
MnO	0.50	0.007	NiO	0.32	0.004
MgO	17.14	0.428	CoO	0.000	0.000
			Σ	99.27	

О х р ы, как и на других месторождениях Актюбинской группы, занимают верхнюю часть в профиле. На Шелектинском месторождении они

* Cr₂O₃ определен из фильтрата после разложения породы 10% HCl, так как в породе присутствовали отдельные зерна хромита.

представлены желтой и красной разновидностями. Охры не прослеживаются сплошной зоной, а залегают в виде отдельных вытянутых полос, пятен, карманов; значительная часть охр перекрыта пестроцветными глинами. С нонтронитами они связаны постепенным переходом. Мощность охр от 0 до 3 м. На вид они представляют собою рыхлую сильно пачкающуюся массу красной или желтой окраски, состоящую из гидрокислов железа. В охрах часто встречаются гнезда и линзочки марганца, корочки опала, остаточные зерна хромита и магнетита и много чешуек хлорита.

Б. Выветривание габброидных пород

Для основных пород интересны продукты выветривания габбро-диабазов и габбро. Продукты выветривания габбро-амфиболитов хотя в районе месторождения и встречаются, но в настоящей статье не затрагиваются, так как в строении рудной толщи участия не принимают.

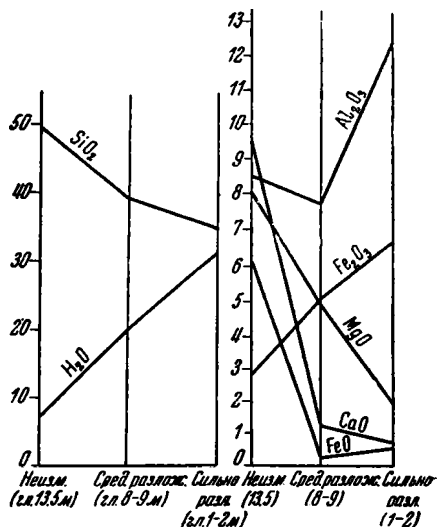
В профилях выветривания габбро и габбро-диабазов (по составу они очень близки между собою) можно выделить следующие горизонты (снизу вверх): 1) зону неизмененных пород, 2) зону пород измененных, но сохранивших первоначальную структуру (зону разложения), 3) зону сильно разложенных пород, потерявших первоначальную структуру.

Валовые анализы трех образцов, взятых на Шелектинском месторождении в шурфе № 142 на различных горизонтах, характеризуют различные стадии выветривания пород. Содержание главных окислов (SiO_2 , MgO , CaO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO и H_2O) сведены нами на диаграмме (фиг. 2), показывающей, что с процессом разложения (выветривания) породы происходит количественное изменение окислов: уменьшается содержание CaO , MgO , SiO_2 и FeO и увеличивается Fe_2O_3 , Al_2O_3 .

Увеличение глинозема идет за счет разложения полевошпатовой части породы с выносом Ca и Mg и образованием галлуазита, каолина и монтмориллонита. Вода при процессе выветривания играет особую важную роль, количество ее в верхних горизонтах профиля резко увеличивается.

Пересчеты этих же анализов на коэффициенты выветривания, предложенные И. И. Гинзбургом [3], еще более наглядно подтверждают ранее сделанные выводы (табл. 3).

Не останавливаясь на более детальном описании продуктов выветривания габброидных пород, отметим, что глубина выветривания в отдельных участках превышает 20 м. Большая мощность продуктов выветривания основных пород характерна для многих никелевых месторождений Актюбинской группы и, в частности, для Шелектинского. В местах развития жильных габброидных пород наблюдается наиболее обогащенная никелем нонтронитовая толща, мощность которой вблизи жильных выделений также резко возрастает. Отмеченные факты можно объяснить тем, что жильные породы в контактах создавали благоприятные условия (ослабленные зоны) для циркуляции растворов, содержащих никель, а в отдельных случаях являлись и барьером, препятствовавшим циркуляции грунтовых вод и создавшим застойные воды.



Фиг. 2. Диаграмма изменения содержания окислов в зависимости от различных стадий выветривания габбро-диабазов (по вертикальному профилю).

**Коэффициенты выветривания (по И. Н. Гинабургу)
для различных стадий выветривания и габбро-диабазов**

№ образца и выработки	Шурф 142 обр. 2188	Шурф 142 обр. 2190	Шурф 142 обр. 2189
Расстояние от устья выработки в метрах	13.5 *	8—9	1—2
Описание породы	Слабо измененный габбро-диабаз	Разложенный габбро-диабаз, частично сохра- нивший структуру первичной породы	Сильно разложен- ный габбро-диабаз, не сохранивший первичную струк- туру породы
Коэффициенты			
выщелачивания $\text{SiO}_2 : \text{MgO}$. .	6.23	8.38	18.8
глинизации $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$. . .	0.17	0.2	0.35
разложения $\text{R}_2\text{O}_3 : \text{RO}$	0.45	1.96	5.75
гидратации $\text{H}_2\text{O} : \text{RO}$	0.31	3.2	9.1
ферритизации $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$. .	0.04	0.12	0.18

В. Выветривание пироксенитов и актинолитовых пород

Пироксениты и актинолитовые породы, так же как и гипобазиты, подвергаются процессам интенсивного выветривания, причем продукты их разложения играют весьма существенную роль в образовании рудоносной толщи. При выветривании они образуют профиль, весьма сходный с профилем гипобазитов.

На неизмененных породах залегают слабо разложенные (выщелоченные) разности, степень разложения которых уменьшается сверху вниз. Этот горизонт соответствует зоне выщелоченных гипобазитов. В составе их, помимо минералов, характерных для неизмененных пород, установлено присутствие нонтронита и повышенное содержание хлорита, развивающихся по темноцветной части породы, единичные сильно соссюритизированные зерна плагиоклаза, тремолит, кальцит и бурые гидроокислы железа. Выше залегает горизонт сильно измененных хлоритизированных и нонтронитизированных пород, в нижней части которого хотя и с трудом, но все же улавливается первичная зернистая структура породы, в то время как верхняя часть почти нацело разрушена и потеряла структуру породы. Минеральный состав этого горизонта следующий: в нижней части установлены единичные зерна актинолита, зеленая роговая обманка, хлорит, коллоидный нонтронитоподобный минерал; верхняя часть состоит из хлоритов и незначительного количества коллоидного нонтронитоподобного минерала. Разрез заканчивается охрами, но последние не являются характерным горизонтом в профиле и часто совершенно отсутствуют. На вид охры представляют собою рыхлую сильно пачкающую массу красно-желтой, чаще желтой, окраски.

По своему составу они характеризуются содержанием гидроокислов железа, значительным количеством хлорита и ожелезненного коллоидно-аморфного нонтронитоподобного минерала.

Для пород этого профиля, за исключением охр, были сделаны валовые химические анализы, помещенные в табл. 4 (аналитики Недрит, Ручик).

Химический состав актинолитизированных пироксенита
и продуктов его выветривания

Наименование окислов	Неизмен. породы обр. 2214		Слабо разложенные		Сильно разложенные	
	весов. %	молек. экв.	весов. %	молек. экв.	весов. %	молек. экв.
SiO ₂	47.64	0.794	40.50	0.675	41.38	0.688
TiO ₂	0.92	0.011	0.40	0.005	0.40	0.005
Fe ₂ O ₃	1.60	0.010	8.56	0.054	12.48	0.078
FeO	5.62	0.078	2.16	0.031	0.00	—
Al ₂ O ₃	8.88	0.087	5.94	0.058	10.16	0.159
MnO	0.24	0.003	0.17	0.002	0.17	0.002
MgO	20.4	0.510	24.64	0.616	8.82	0.220
CaO	10.08	0.180	5.60	0.100	0.56	0.010
H ₂ O ⁺	2.27	0.126	7.52	0.417	6.32	0.352
H ₂ O ⁻	0.36	0.020	2.62	0.145	10.78	0.599
NiO	След.	—	0.70	0.009	2.50	0.033
CoO	След.	—	0.01	—	0.02	—
K ₂ O	0.20	0.002	0.72	0.007	0.13	0.001
P ₂ O ₅	—	—	0.07	—	0.06	—
Na ₂ O	1.51	0.024	0.26	0.004	0.46	0.007
Cl	0.18	0.005	—	—	—	—
S	0.00	0.000	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0.06	—	—	—	—	—
Σ	100.00	—	99.87	—	100.18	—

Таблица 5

Коэффициенты	Неизме- ненные породы	Слабо раз- ложенные породы	Сильно раз- ложенные породы
выщелачивания SiO ₂ : MgO . .	1.56	1.10	3.1
ферритизации Fe ₂ O ₃ : SiO ₂ . .	0.01	0.08	0.11
гидратации H ₂ O: RO	0.043	0.23	0.86
окисления Fe ₂ O ₃ : FeO	0.12	1.77	Большое

Пересчет этих же анализов на коэффициенты выветривания наглядно показывает характер разложения пород в отдельных горизонтах профиля (см. табл. 5).

Разложение пород (выветривание) сопровождается выносом CaO, MgO и накоплением Fe₂O₃, Al₂O₃, NiO и низкотемпературной воды.

Для более полного познания химического процесса, протекающего при разложении, породы охарактеризованного профиля были разделены на минералы механическим обогащением (отмучиванием наклонной плоскостью, столиком Вильфлея, тяжелыми жидкостями). Результаты разделения пород и краткая оптическая характеристика некоторых из исследованных минералов сведены в табл. 6.

* Часть минералов, приведенных в табл. 6, подверглась химическому анализу (см. табл. 8) (аналитик Ручик).

**Результаты разделения на основные минералы актино
и оптическая характе**

Наименование зон		Основной минеральный состав	Форма зерен
Охры		Группа гидроокислов железа <u>Пеннин</u> <u>Клинохлор</u> Рудные	Чешуйки Чешуйки, таблички —
Сильно разложенные породы	не сохранившие структуру первичной породы	<u>Густозеленый хлорит</u> <u>Зеленый хлорит</u> <u>Светлозеленый хлорит</u> <u>Пеннин</u> <u>Клинохлор</u> <u>Магнезиальная гидрослюда</u> Нонтронит Рудные	Чешуйки, таблички Чешуйки, продолговатые таблички Чешуйки Чешуйки, таблички Чешуйки, реже пластинки — —
	с слабо сохранившейся кристаллической структурой первичной породы	<u>Роговая обманка</u> <u>Актинолит</u> <u>Пеннин</u> <u>Клинохлор</u> <u>Нонтронит</u> Разложженный плагиоклаз Рудные	Пластинки, неправильные зерна Пластинки, таблички Чешуйки Чешуйки, таблички — — —
Слабо разложенные породы		<u>Актинолит</u> <u>Тремолит</u> <u>Пеннин</u> <u>Клинохлор</u> Пироксен Плагиоклаз Нонтронит Рудные	Пластинки, неправильные зерна Пластинки Чешуйки Чешуйки, таблички — — — —

Примечание. Подчеркнутые минералы подвергались детальному микроскопическому

Легированных пироксенитов и продуктов их разложения
ростика минералов

Цвет при одном никеле	2V	Угасание	Плеохроизм	Цвета интерф.
Бесцветный, буроватый бесцветный —	— +44° —	0° 0° —	От бурого до желтого Отсутствует —	I порядка I порядка —
Светлозеленый Бесцветный Бесцветный Светлобурый Бесцветный Бесцветный — —	— — — — +44—46° — — —	0° 0° 0° 0° 0° 0° — —	Слабый в зеленоватых тонах Отсутствует Отсутствует От бурого до желтого Отсутствует Отсутствует — —	II порядка I порядка I порядка I порядка I порядка серая I порядка — —
Зеленый Бесцветный, слабо Окрашенный Буроватый Бесцветный — — —	—79—80° —73—78° — +39+40° — — —	21° 16° 0° 0° — — —	От густозеленого до зеленого От светлозеленого до бесцветного От буровато-зеленого до желтого Отсутствует — —	II порядка II порядка I порядка I порядка — — —
Бесцветный, слабо окрашенный Бесцветный Бесцветный, буроватый (чаще) Бледнозеленый, Реже бесцветный — — — —	—75—80° —78—81° — +40+42° — — — —	до 18° до 16° 0° 0° — — — —	От зеленого до бесцветного Отсутствует От зеленого до желтого В зеленоватых тонах — — — —	II порядка II порядка I порядка между I и II порядка — — — —

и химическому изучению, а часть из них рентгенометрическому и термическому анализу.

Из табл. 7 видно, что исходные минералы в зонах слабо и сильно разложенных пород по химическому составу близки между собою. В верхней зоне наблюдается незначительное увеличение Fe_2O_3 , Al_2O_3 , H_2O^- и NiO с одновременным уменьшением MgO , CaO , Fe_2O_3 и H_2O^+ , что характерно при начальном этапе выветривания пород. По оптической характеристике эти минералы резких расхождений не имеют.

Химические анализы всех исследованных хлоритов сведены в табл. 8.

По химическому составу мы имеем два резко отличных типа хлорита.

Первый тип хлорита (анализы 5 и 6) образовался в трещинках пироксенитов актинолитовых пород и гипобазитов или же на контакте их, второй же тип хлорита получился в результате изменения только пироксенитов и актинолитовых пород, развиваясь, главным образом, по пироксену и актинолиту.

Первый тип хлорита по классификации Орсея и по оптическим константам относится к группе клинохлора и характеризуется постоянным химическим составом, несмотря на то, что образец № 6 взят из охр., а образец № 5 из зоны слабо разложенных пород (крайние горизонты профиля). Это обстоятельство дает возможность говорить о большой устойчивости этого типа хлорита к выветриванию. Образование его, видимо, связано с термальной деятельностью, сопровождавшей образование жильных пород, на что указывает геологическая обстановка.

В хлоритах, образовавшихся по пироксену и актинолиту, наблюдается сильное колебание окислов: MgO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , NiO и H_2O . В них, особенно в образцах № 3 и 4, поражает близкое сходство молекулярных

Таблица 7

Наименование окислов	Амфибол из слабо измененной породы (роговая обманка)		Амфибол из сильно измененной породы (роговая обманка)		Актинолит из сильно разложенных пород		Актинолит из контактовой оторочки, взятой в зоне сильно разложен. пород	
	Вес. %	Мол. экв.	Вес. %	Мол. экв.	Вес. %	Мол. экв.	Вес. %	Мол. экв.
SiO_2	45.88	0.763	48.28	0.804	51.39	0.856	53.14	0.885
TiO_2	0.59	0.008	—	—	—	—	—	—
Fe_2O_3	3.60	0.023	7.85	0.049	7.94	0.050	8.85	0.056
FeO	3.45	0.048	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	8.85	0.087	9.65	0.095	4.33	0.042	3.19	0.031
Cr_2O_3	0.54	—	—	—	—	—	—	—
MnO	0.12	0.001	—	—	—	—	—	—
MgO	20.88	0.527	20.36	0.509	27.32	0.678	26.58	0.664
CaO	10.69	0.191	10.54	0.188	0.93	0.017	Отсут.	—
P_2O_5	Следы	—	—	—	—	—	—	—
CoO	Следы	—	—	—	—	—	—	—
NiO	0.12	—	0.36	0.005	—	—	—	—
H_2O^-	0.64	0.035	Нет	—	1.12	0.062	2.01	0.111
H_2O^+	2.30	0.128	—	—	3.04	0.169	3.17	0.176
K_2O	0.86	0.091	—	—	—	—	—	—
Na_2O	1.07	0.017	—	—	—	—	—	—
Cl	0.12	0.003	—	—	—	—	—	—
S	0.003	—	—	—	—	—	—	—
	99.74		97.04		96.07		96.94	
Ng_1	1.643 (± 0.005)		1.643 (± 0.003)		1.632 (± 0.004)		1.633 (± 0.004)	
Np_1	1.630 (± 0.004)		1.624 (± 0.002)		1.604 (± 0.002)		1.620 (± 0.003)	
$\text{Ng}_1 - \text{Np}_1$. . .	0.013		0.019		0.028		0.013 — 0.015	

отношений SiO_2 , R_2O_3 и RO , хотя молекулярные количества Fe_2O_3 , Al_2O_3 , NiO и MgO у них резко отличные.

$\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3 : \text{RO}$

№ 3 661 : 186 : 471
№ 4 660 : 165 : 452

Приводя R_2O_3 к единице,
получаем следующее отношение

$\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3 : \text{RO}$

№ 4 : 3.55 1 : 2.4
№ 3 : 4 1 : 2.8

Несмотря на то, что в № 4 MgO больше, чем в № 3, общее количество окислов RO в обоих образцах близко в силу того, что в № 3 вместо MgO имеется увеличенное содержание NiO . Это дает возможность предполагать, что образование хлорита, богатого никелем (обр. № 3), идет путем вытеснения никелем магния. Эти выводы имеют под собою довольно веское основание, тем более что непосредственные опыты, проведенные И. И. Гинзбургом и А. И. Пономаревым (3), доказывают возможность этого замещения.

Образец № 1, взятый среди мало измененных пород, по классификации Орселя, химическому анализу и оптическим данным близко подходит к пеннину. Образцы № 2, 3 и 4, взятые из зоны сильно разложенных пород, соответствующих зоне нонтронитизированных гипобазитов, отличаются от образца № 1 повышенным содержанием низкотемпературной воды, никеля и пониженным содержанием магния, что также характерно для продуктов разложения (выветривания). Это обстоятельство наводит на мысль, что данный тип хлорита при разложении пород из пироксена и актинолита образуется с высоким содержанием низкотемпературной воды, никеля и пониженным содержанием магния. Больше всего оснований полагать, что они образовались в результате дальнейшего разложения хлорита типа образца № 1 в виду того, что при этом происходит окисление FeO в Fe_2O_3 .

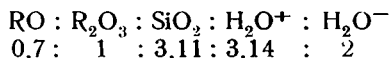
Кроме амфиболов, актинолитов и группы хлоритов, химическому изучению подверглись две фракции, входящие в состав продуктов разложения пироксенитов и актинолитовых пород, — это нонтронитоподобный минерал и мелкочешуйчатые хлоритоподобные скопления.

Для нонтронитоподобного минерала характерным является несколько пониженный показатель преломления, $\text{Np}_1 = 1.544$, $\text{Ng}_1 = 1.548$, по сравнению с нормальными нонтронитами, развитыми по гипобазитам.

Химический состав нонтронитоподобного минерала следующий (аналитик Ручик):

Наименование окислов	Весов. %	Мол. экв.	Наименование окислов	Весов. %	Мол. экв.
SiO_2	42.70	0.711	NiO	1.24	0.016
Al_2O_3	12.22	0.120	H_2O^-	12.92	0.717
Fe_2O_3	17.30	0.108	H_2O^+	8.22	0.456
CaO	Нет	—			
MgO	5.72	0.142	Σ	100.32	—

Пересчет полученных молекулярных количеств дал следующие соотношения.¹



Хлоритоподобные образования встречены в продуктах разложения. Они совместно с актинолитом образуют тончайшие оторочки вокруг актинолитовых жил и продуктов их разложения и встречаются довольно часто во всем профиле выветривания, так же как и нонтронитоподобный минерал, описываемое образование интересно с точки зрения concentra-

¹ Аналогичные данные получены для нонтронитов Западно-Кемпирсайского месторождения, развитых по роковым обманкам в габбро-амфиболитах (1938).

Наименование окислов	Мелкошешуйчатый хлорит из слабо разложенных пород. Шурф 863 № 1		Мелкошешуйчатый хлорит из сильно разложенных пород. Шурф 863 № 2	
	Вес. %	Мол. экв.	Вес. %	Мол. экв.
SiO ₂	37.52	0.625	38.67	0.644
TiO ₂	0.40	0.005	—	—
Fe ₂ O ₃	3.68	0.023	8.24	0.052
FeO	0.36	0.005	—	—
Al ₂ O ₃	12.50	0.123	19.44	0.190
MnO	0.08	0.000	0.06	—
MgO	28.31	0.707	13.73	0.342
CaO	0.98	0.018	Her	—
Cr ₂ O ₃	0.18	0.000	—	—
H ₂ O ⁺	11.31	0.628	10.12	0.562
H ₂ O ⁻	3.48	0.193	6.08	0.337
NiO	1.51	0.020	4.08	0.056
CoO	0.02	0.000	—	—
K ₂ O	0.12	0.001	—	—
Na ₂ O	0.04	0.000	—	—
Cl	0.15	0.004	—	—
P ₂ O ₅	Отсут.	—	—	—
SO ₃	0.04	—	—	—
Σ	100.68		100.42	
Ng ₁	—		—	
Nm ₁	1.580 ± 0.001		1.590 ± 0.003	
Np ₁	1.574 ± 0.002		1.584 ± 0.002	
Ng ₁ — Np ₁	—		—	
Nm ₁ — Np ₁	0.004 — 0.006		0.006 — 0.008	
S по Орселю	4.2		2.6	

состав хлоритов

Густозеленый хлорит. Шурф 26, обр. 23646 № 3		Зеленый хлорит, дудка № 9, глуб. 7 м № 4		Крупночешуйчатый хлорит среди мало измененных пород № 5		Крупночешуйчатый хлорит в охрах № 6	
Вес. %	Мол. экв.	Вес. %	Мол. экв.	Вес. %	Мол. экв.	Вес. %	Мол. экв.
39.60	0.660	39.72	0.661	29.76	0.496	28.76	0.479
—	—	Her	—	0.12	0.001	—	—
5.40	0.034	5.71	0.036	1.30	0.008	2.07	0.013
—	—	0.75	0.010	1.59	0.022	2.13	0.029
13.43	0.131	15.33	0.150	18.14	0.177	17.51	0.172
—	—	0.13	0.001	—	—	0.10	0.001
5.30	0.132	17.25	0.431	32.81	0.820	31.93	0.797
1.00	0.018	0.10	0.002	0.02	0.000	0.000	0.000
—	—	0.31	—	1.26	—	1.48	—
5.81	0.322	6.07	0.337	13.61	0.756	12.64	0.702
6.16	0.342	8.70	0.483	0.80	0.044	2.52	0.140
1.39	0.077	—	—	—	—	—	—
22.70	0.303	2.22	0.030	0.20	0.003	0.39	0.005
0.05	—	0.01	—	—	—	—	—
—	—	—	—	0.08	0.000	—	—
—	—	—	—	0.24	0.003	—	—
—	—	—	—	0.04	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
100.84		96.30		99.97		99.53	
—		—		1.580 ± 0.002		1.585 ± 0.004	
1.589 ± 0.00(1)		1.579 ± 0.003		—		—	
1.580 ± 0.003		1.575 ± 0.004		1.574 ± 0.003		1.576 ± 0.002	
—		—		0.004 — 0.006		0.007 — 0.009	
0.007 — 0.009		0.004 — 0.006		—		—	
4		3.01		2.5		2.59	

ции в нем никеля. Форма его чешуйчатая, значительная часть чешуек ожелезнена, угасание прямое, интерференционная окраска серая, первого порядка. Показатель преломления по $N_{\text{m1}} = 1.597$, по $N_{\text{p1}} = 1.586$. Химический состав (аналитик Недрит):

Наименование окислов	Весов. %	Мол. экв.	Наименование окислов	Весов. %	Мол. экв.
SiO ₂	45.84	0.763	CoO	0.01	—
Al ₂ O ₃	12.65	0.125	H ₂ O ⁻	4.40	0.244
CaO	2.20	0.039	H ₂ O ⁺	6.16	0.342
MgO	20.06	0.498			
Fe ₂ O ₃	5.77	0.036	Σ	97.15	—
NiO	1.06	0.014			

Сравнивая данный анализ с анализами хлоритов табл. 9, мы видим, что по химическому составу описываемый минерал резко отличается. По термическим данным он ближе всего стоит к группе гидрослюд.

Сводя полученные данные по продуктам выветривания габброидных пород, гипобазитов, пироксенитов и актинолитов, получаем следующую сравнительную схему (табл. 9).

В схеме особенно четко определяется одинаковая морфология профиля древнего выветривания, протекавшего на различных кристаллических породах. Однако при этом отмечается разная степень развития зон в профилях жильных пород габбро, габбро-диабазов, пироксенитов актинолитовых пород, с одной стороны, и гипобазитов — с другой. Объясняется этим тем, что темноцветные минералы (амфибол, роговая обманка, пироксен, актинолит и др.) более устойчивы по отношению к процессам

Таблица 9

Сравнительная схема профилей выветривания

Для габбро-диабазов и габбро	Для гипобазитов	Для пироксенитов и актинолитовых пород
Охроподобные продукты выветривания габбро-диабазов и габбро	Охры	Охры, содержащие значительное количество хлорита
Сильно разложенные каолинизированные продукты выветривания габбро-диабазов и габбро, не сохранившие текстуру первичной породы, сверху интенсивно окрашенные в разные цвета гидроокислами железа	Нонтронитизированные гипобазиты	Хлориты и нонтрониты, развитые по пироксенитам и актинолитовым породам
Сильно разложенные каолинизированные разности, но сохранившие текстуру первичной породы		Сильно измененные пироксениты и актинолитовые породы со слабо сохранившейся текстурой, содержащие большое количество хлорита и нонтронита
Мало разложенные (выщелоченные) габбро-диабазы и габбро с сохранившейся кристаллической структурой	Выщелоченные (разложенные) гипобазиты	Мало разложенные (выщелоченные) пироксениты и актинолитовые породы с хорошо сохранившейся кристаллической структурой
Неизмененные габбро-диабазы и габбро	Неизмененные гипобазиты	Неизмененные пироксениты и актинолитовые породы

древнего выветривания, чем минералы гипобазитов (хризотил, антигорит и др.); и кроме того, предварительная подготовка жильных пород была менее проявлена, чем у гипобазитов. Для пироксенитов и актинолитовых пород данная схема хорошо прослеживается в маломощных жилках, прожилках и линзочках. В крупных жильных телах часто можно наблюдать, что центральная часть жилы остается относительно свежей. Нередки случаи, когда в зоне нонтронитизированных гипобазитов встречаются слабо выщелоченные разности пироксенитов и актинолитовых пород. Аналогичные случаи известны и среди габбро-диабазов и габбро, но они менее часты.

Продукты разложения пироксенитов и актинолитовых пород, и особенно хлоритовая часть их, имеют значительное влияние на образование отдельных обогащенных никелем участков в таких месторождениях Актюбинской группы, как Шелекта, Бурановка, Джарлы Бутак и другие участки; обогащенные хлоритами места должны быть учитываемы при оконтуривании отдельных, обогащенных никелем участков. Здесь следует отметить, что не все хлориты способны к поглощению никеля из растворов. Если пироксениты и актинолитовые породы содержат хлорит типа пеннинита, то при изменении этот хлорит обогащается никелем, если же в состав их входят хлориты типа клинохлора, то последние вообще трудно разлагаются и обогащения никелем не происходит. Процесс обогащения никелем происходит только среди выветрелых разностей хлоритов в результате обменной адсорбции никеля на Mg и Ca.

Особенно благоприятными для разложения и обогащения никелем являются тонкие жилки, прожилки, гнезда пироксенитов и актинолитовых пород; в более же мощных телах обогащения не происходит, а частое присутствие подобных крупных тел разубоживает месторождение, так как в них вследствие трудной разлагаемости выветриваются только краевые части тел, а центральные остаются неизменными.

Шелектинское месторождение именно и отличается богатством подобными участками с прожилками пироксенитов, обогащенных никелем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алешков А. Н. Объяснительная записка к предварительной (1:100 000) геологической карте Кемпирсайского района. Фонды Инст. геол. наук. Акад. Наук, 1939, рукопись.
2. Безруков П. П., Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения бокситов на Южном Урале. Тр. научно-иссл. инст. геол. и мин., 1934, вып. 7.
3. Гинзбург И. И., Пономарев А. И. Адсорбция никеля водными силикатами железа, магния и никеля. Изв. Акад. Наук, 1939, № 1.

A. L. KATZ

A COMPARATIVE CHARACTERISTIC OF THE PRODUCTS OF WEATHERING AND THE ROLE OF CHLORITES IN THE FORMATION OF AREAS ENRICHED IN NICKEL IN THE SHELEKTA DEPOSIT

Summary

The paper gives a comparison of the profiles and products of weathering of hypobasites and pyroxenite-actinolite rocks and the role of chlorites in the formation of areas enriched in nickel in the Shelekta deposit.

It is shown that in spite of the great resemblance of profiles and products of weathering, pyroxenites and actinolite rocks are more difficultly decomposed than hypobasites.

As a result of weathering of pyroxenites and actinolite rocks, nontronites are formed from the coloured part, and halleisites from the leucocratic one. Penninite upon weathering gives chlorites rich in nickel and low-temperature water, while clinocllore is subjected to a slight weathering and does not form nickel chlorites.

The areas enriched in nickel in the Shelekta deposit are accounted for by the weathering of veinlets, stringers and small lenses of pyroxenites and actinolite rocks, containing a large quantity of penninite.

И. И. ГИНЗБУРГ

О ТИПАХ МОНТМОРИЛЛОНИТОВОГО И ГАЛЛУАЗИТОВОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

ВВЕДЕНИЕ

До сих пор общераспространено мнение о существовании двух типов выветривания — каолинового и латеритного, в которых многие авторы усматривают единый профиль субтропического выветривания с нижней — каолиновой — сиалитной частью, и верхней — алитной. Это деление на два типа соответствовало состоянию изученности глинистых минералов лет 20 тому назад, когда из всех глинистых минералов только каолин и гидраргиллит были точно определены как химически, так и оптически. Оба они считались конечными продуктами выветривания силикатов; первый — при умеренном и субтропическом климате, второй — при тропическом. Однако за последние два десятилетия развился иммерсионный метод; параллельно с ним разработаны термический и рентгеновский методы анализа и эти новые методы позволили изучить строение и свойства многочисленных глинистых минералов, различавшихся до того только по своим физическим свойствам.

По мере накопления фактического материала о разных минералах глин все отчетливее вырисовывалось существование других типов выветривания, кроме каолинового и латеритного; среди них в первую очередь все более и более намечалось широкое развитие выветривания типа монтмориллонитового, а также галлуазитового. Особенно много данных накопилось о монтмориллонитовом типе.

Нам кажется поэтому своевременным обратить на него внимание широких кругов геологической общественности, так как до сих пор проходят мимо этого типа выветривания, считая месторождения группы монтмориллонита минералогической экзотикой.

О галлуазитовом типе выветривания, к сожалению, имеется значительно меньше данных, хотя, по нашему убеждению, он распространен не меньше, чем монтмориллонитовый.

Химический состав и свойства

Как показывает ряд рентгенографических исследований, в одну группу с монтмориллонитом входит также и байделлит. По нашим наблюдениям, а также и исследованиям других авторов (16) (Nagelschmidt), аналогом этих минералов являются железистые разности: феррибайделлит и ферримонтмориллонит. Равным образом, галлуазиту соответствует ферригаллуазит.

Химические формулы этих минералов изображаются следующим образом:

Монтмориллонит $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, кроме того, имеются и RO и RO_2 (CaO , MgO , K_2O , Na_2O).

Байделлит $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3(3.5)\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Галлуазит $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Ферримонтмориллонит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Феррибайделлит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3(3.5)\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Ферригаллуазит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Особенностью монтмориллонита является, как известно, его исключительная способность к адсорбционным реакциям и поглощению органических соединений. Он является основной составной частью отбеливающих земель, служит вместилищем для некоторых тяжелых металлов (в частности для никеля) (4, 4а) в гипергенной зоне, а в почвах (щелочных) играет роль основного минерала при катионном обмене.

В отличие от монтмориллонита адсорбционная способность галлуазита (как и каолина) незначительна (4а), почему практически его значение ограничивается только одной керамикой и бумажной промышленностью. Нельзя забывать, что при старых методах изучения глин галлуазит и метagalлуазит нередко смешивались с каолином и поэтому ряд месторождений каолинов и огнеупорных глин нуждается в серьезной ревизии.

Ферримонтмориллонит, феррибайделлит и отчасти ферригаллуазит в литературе часто объединяются одним общим именем: «нонтронит». Анализами ряда минералов водных силикатов железа и кривых их нагревания мы доказали их аналогию с монтмориллонитовой группой, с которой они образуют один изоморфный ряд. Исследования Грюнера (16) и последние работы Нагельшмидта полностью подтвердили правильность наших выводов.

Условия образования

Образование группы минералов монтмориллонита и галлуазита, как и остальных водных алюмосиликатов, происходит как выпадением из водных растворов (путем синтеза), так и разложением силикатов (путем гидролиза).

Синтетическое образование монтмориллонита мы имеем большей частью среди гипергенных месторождений, где он образуется в прожилках и гнездах среди габбро, диабазов и других пород, а также на дне водоемов. Случаи гидротермального образования монтмориллонита, несмотря на имеющиеся в этом отношении указания, недостаточно ясны. В отличие от каолинов, для которых гидротермальное происхождение доказано многократно, гидротермальные галлуазиты хотя и упоминаются в литературе, но они крайне редки, так как галлуазит выделяет значительную часть своей воды уже при температуре $150-125^\circ$, в отличие от каолина, который может образовываться при более высокой температуре ($400-500^\circ$). По той же причине, надо думать, и монтмориллонит при небольшом давлении также не может образовываться в гидротермальных условиях. В почвах монтмориллонит, вероятно, образуется как синтетическим путем, так и путем гидролиза. Редкость нахождения в почвах галлуазита, в отличие от частого нахождения в них не только каолинита, но и диккита и накрита, тем более странна, что в континентальных глинах присутствие галлуазита отмечается все более и более часто. Вероятно, то же самое будет и с галлуазитом при более частых и детальных исследованиях почв.

Образование упомянутых минералов путем гидролиза имеет большее значение. В этом случае они обычно достигают значительного распространения и значительной мощности, образуя «остаточную» кору выветривания.

Три обстоятельства влияют на образование этих минералов: 1) первичный состав исходных силикатов, 2) условия среды, в которой происходит разложение, 3) условия дренажа продуктов, образующихся при разложении пород, т. е. условия выноса щелочных земель и щелочей. Вулканическое стекло, основные полевые шпаты, нефелины, пироксены и

амфиболы более склонны давать монтмориллониты и галлуазиты, чем кислые полевые шпаты, слюды и т. п. При гидролизе этих силикатов строение их решетки отражается на минеральном составе продуктов гидролиза, на образующихся глинах. Но только один состав первичных минералов не обуславливает собою минералы, образующиеся при гидролизе. Известны случаи превращения кислых пород (пегматитов, гранитов) в монтмориллонит, а основных пород (габбро) — в каолин. Точно так же многочисленны случаи, когда оба эти минерала вместе с гидратами окислов глинозема или каолинит и галлуазит находятся на одном небольшом участке и даже встречаются совместно в одном и том же образце. Здесь сказывается влияние других факторов, которые необходимо учесть.

В щелочной среде, как доказано опытами Нолля (19), образуются монтмориллониты, в кислой — каолиниты. При этом безразлично, будет ли эта среда карбонатной, хлоридной и даже сульфатной, будет ли вызвана щелочность ионами кальция и магния или калия и натрия. По данным Нолля, гидроокислы щелочей и щелочных земель почти количественно образуют монтмориллонит при отношении $RO : Al_2O_3 : SiO_2$ до $0.2 : 1 : 4$; присутствие карбонатов, сульфатов и хлоридов кальция, магния и натрия вызывает одновременное с монтмориллонитом образование и каолина в больших или меньших количествах. При уменьшении концентрации гидроксильных ионов образование монтмориллонита постепенно сменяется образованием каолина, особенно в системах Na, K и Ca; при отношении $RO : R_2O_3 =$ около $1 : 1$ возникают новые фазы (например, натриевый анальцит). Что касается магния, то он особенно способствует образованию монтмориллонита; концентрация его может достигнуть отношения $RO : R_2O_3 : SiO_2 = 2 : 1 : 4$ (в 10 раз больше, чем в случае вышеупомянутых ионов) без того, чтобы образовались другие минералы. Отсюда естественно присутствие среди продуктов разложения габбро в условиях щелочной среды на ряду с галлуазитом также и монтмориллонита и большее содержание последнего в породах, более богатых магнием: в пироксенитах, амфиболитах и пр.; из этих пород образуется чаще всего феррибайделлит, а из серпентинов — ферримонтмориллонит.

Интенсивность монтмориллонитизации зависит от концентрации катионов, а при одной и той же их концентрации — от концентрации гидроксильных ионов. Образование же той или иной концентрации зависит от скорости, с какой выносятся продукты гидролиза. Если растворы, образующиеся при гидролизе, меняются быстро (проточная вода), то условия образования монтмориллонита будут менее благоприятны, чем в застойной или медленно движущейся воде: в воде илов на дне водоемов, или в воде слепых трещин кристаллических пород и т. д. Приток большого количества вод с значительным содержанием свободных анионов (HCO_3) является отрицательным фактором, так как он нейтрализует щелочную среду.

Если условия образования монтмориллонита и каолина более или менее выяснены опытным путем, то хуже обстоит дело с галлуазитом, который синтетически пока не получен (синтез проводят при слишком высокой для образования галлуазита температуре). Однако то обстоятельство, что минералы его большей частью приурочены к гипергенным продуктам основных пород, позволяет сделать заключение не только об относительно низких температурах его образования, но и о том, что среда, в которой он образуется, менее кислая, чем при образовании каолина (некоторые галлуазиты разлагаются в кислотах). Можно рассматривать галлуазит как переходную стадию к каолиниту по схеме: галлуазит—матagalлуазит—каолинит, но пока еще ни на одном минерале ни оптически, ни рентгенографически это не доказано.

Ферригаллуазиты известны на Среднем Урале как минералы и железистые глины, связанные с известняками (среди карстов на мраморах) и с охристоголинистыми продуктами разложения серпентинитов.

В природе образование монтмориллонита имеет место:

- 1) на дне пресных и возможно соленых водоемов;
- 2) в зоне диагенеза среди радиоляритов и карбонатных пород;
- 3) при разложении вулканического пепла, туфов, трахитов, андезитов и диабазовых лав, иногда вместе с радиоляриями и спикулями губок;
- 4) в трещинах ультраосновных и основных интрузивных пород в качестве заполняющего их жильного минерала;
- 5) в коре выветривания тех же ультраосновных и основных пород.

Ферримонтмориллониты и феррибайделлиты образуются:

- 1) при выветривании серпентинитовых, гранатовых и пироксенитовых пород;

2) в железных шляпах сульфидных месторождений как минерал прожилков и продукт воздействия растворов сернокислого железа на магнетитовые минералы (гранаты, пироксены);

- 3) среди месторождений графита (железистые каолины?);

4) на отвалах сульфидных месторождений.

Образование галлуазита связано:

- 1) с корой выветривания а) на габбро и габбро-амфиболитовых породах и б) на кремнистых сланцах;

2) с прожилками в основных и ультраосновных породах;

- 3) переотложенными континентальными глинами из основных пород.

Образование монтмориллонита на дне водоемов указано было Ле-Шателье [17], мною в илах Онежского озера, Праловым в синих докембрийских глинах Эстонии, Корренсом и Мемелем — в глубоководных илах Атлантического океана. Куадже (8) при исследовании нижнеэоценовых отбелых глин Нальчика (Северный Кавказ) пришел к выводу, что основным их компонентом является монтмориллонит вместе с остатками радиолярий, иногда и фораминифер. Приводимые им анализы напоминают морские радиоляриевые оозы. Бентонитовые глины западной Туркмении, огландинские, залегают среди трепелов палеогена и состоят преимущественно из монтмориллонита. Глинистый компонент многих опок и ряда глин, обладающих свойствами фуллеровых и бентонитовых земель, также состоит из монтмориллонита. К последним следует отнести крымские килы, приуроченные к верхнемеловым глауконитовым мергелям; того же состава акчагыльские фуллеровы земли в Куйбышевской области, верхнетретичные глины Чистопольского района Татарской АССР и очень большое количество аналогичных глин, известных в ряде месторождений Южного Урала, Северного Кавказа, Поволжья, СССР¹ и пр., — самого разнообразного возраста, от миоценового до юрского, преимущественно же мелового и третичного. На Северном Кавказе Н. Е. Ефремов (7) описал кеффекелит Лабинского района у ст. Хамкетинской среди чокракских слоев среднего миоцена (по составу близок к байделлиту) и нефедьевит у ст. Губской (близкий по составу к монтмориллониту), залегающий среди известняков верхнего мела. Среди обеих глин под микроскопом обнаружены остатки пироксенов, листочки биотита и реликты других минералов, указывающих, что материнской породой для этих глин послужили основные или средние породы (к тому же выводу пришел А. Е. Ферсман для крымского кила).¹

Глины в качестве продуктов разложения эффузивных пород известны, главным образом, в Грузинской и Армянской ССР. В Грузинской ССР огромные толщи юрских порфириновых брекчий, туфов и лав, отдельные

¹ По данным последних исследований Укр. Глав. Геол. у-ния (Потапенко, Ожегова и друг.) некоторые триасовые глины Донбасса оказались монтмориллонитовыми, некоторые глины «нижнего яруса» содержали байделлит; глины бентонитового типа обнаружены в 2-м Средиземноморском ярусе Западной Украины.

излияния в меловую эпоху и вулканические извержения в третичное время дали обильный материал для образования бентонитовых глин, из них наиболее известны глины Асканской группы месторождений. Они представляют продукт разложения андезитовых и трахиандезитовых лав эоценового возраста и залегают среди зеленовато-серых вулканических туфов и брекчий, иногда известково-глинистых пород. Нередко андезитовые лавы постепенно переходят в бентонитовую глину: снизу зеленую или синевато-зеленую с сохранившейся лавовой структурой, кверху превращающуюся в светложелтоватую и серовато-белую с исчезновением всех следов первоначальной структуры, но с отдельными обломочками андезита, стопочками черной слюды, капельками и нитями вулканического стекла, по трещинам которых постепенно развивается замещающее его глинистое вещество (Д. С. Белянкин) и другие минералы. Глинистый компонент этих глин образован, по исследованиям Д. С. Белянкина, монтмориллонитом.

В западной Грузии гумбрин (фуллерова земля) образовался из вулканического пепла. Он подстилается коричневым пористым песчаником и покрывается розоватым глинистым туфогенным песчаником и розовато-фиолетовой плотной глиной сеноманского возраста. Глинистый компонент образован также монтмориллонитом.

Переходными к чисто морским отложениям являются туфогенные пелитовые туфы Тедзаского месторождения Грузинской ССР, представляющие оглинившееся вещество с включениями спикул губок, остатков микроорганизмов, замешенных опалов и хлоритов, чешуйками биотита, глауконитом, моноклинным пироксеном и пр.

Среди глин Азербайджана пользуются известностью «гиль-аби», представляющие собою нацело разложенные в глину вулканические пеплы, залегающие среди типичных морских отложений олигоцена; по составу их объединяют в одну общую группу с килами Крыма и аналогичными образованиями Грузинской ССР и Армении.

Исключительным развитием пользуются глины в США, аналогичные фуллеровым землям и бентонитам Союза. Здесь бентонит отмечается во всех штатах к западу от р. Миссури, затем в Старой Мексике, западной Канаде, на Аляске и пр. Он встречается в палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложениях.

Нютинг (18) считает отбеливающие земли типичными представителями промежуточных продуктов разложения от магматических пород к конечным продуктам в виде каолинов, бокситов, латеритов и пр. В Арканзасе меланократовые дайки дали материал для образования фуллеровой земли, а породы, богатые полевыми шпатами, — для каолина и черепичных глин; из богатых нефелиновых пород здесь образовались латериты, а в других местах — бентониты. В отдельных районах Северной Америки констатированы щелочные граниты, давшие на расстоянии нескольких метров друг от друга боксит, неактивные керамические глины и активные отбеливающие земли. Для некоторых бентонитовых глин доказана их связь с рыхлыми извержениями трахитовых, трахиандезитовых и андезитовых лав. Темные, богатые железом бентониты представляют продукт изменения полевошпатовых и оливиновых базальтов. Риолиты, дациты и другие кислые стекловатые породы отличаются значительной стойкостью и редко дают бентонитовые глины. Трахиты, трахиандезиты, андезиты и, в особенности, их пеплы и туфы дают монтмориллонит, а более основные породы (андезит-базальты и базальты) образуют байделлит. Вулканический пепел, осевший на поверхности земли, сносится потоками атмосферной воды в озера вместе с материалами обычных осадочных пород; благодаря частичному выщелачиванию оснований на дне этих водоемов образуются отложения бентонитовых глин. При этом в первую очередь выносятся щелочи, закись железа окисляется в окись, содержание же окиси кальция и, в особенности, магния остается до-

вольно высоким. В бентонитах отмечается отсутствие заметного количества кварца, сохранение структуры вулканических пеплов, присутствие полевых шпатов, биотитов и других минералов. Окристаллизованные лавы обладают большей сопротивляемостью, чем вулканические стекла, а пеплы разлагаются еще интенсивнее. Активные вулканические газы разъедают поверхность частиц пепла и этим способствуют быстрому изменению осевшего пепла под влиянием влажного климата или вод неглубоких бассейнов.

Анализ условий залегания отдельных глин типа бентонитов, фуллеровых земель, в случае их «остаточного» происхождения, заставляет нас видеть в них или 1) продукты гальмеролиза, подводного выветривания на дне моря, или 2) продукты диагенеза, переработки пепла на дне моря во время преобразования ила в породу (действие химических или биогенных факторов), или 3) продукт позднейшего действия грунтовых вод, проникших в рыхлую массу пепла, отдельных глыб лавовых потоков и пр. В первых двух случаях глины сопровождаются остатками микрофауны, в последнем — они свободны от нее. Во всех случаях как на дне моря, так и под действием грунтовых вод, образуется щелочная среда. Естественно, что монтмориллонитовая часть этих глин является не промежуточным продуктом, как полагает Нютинг, а конечным для данной среды. Точно так же при образовании осадков на дне моря имеет скорее всего место синтетический процесс, связанный с биогенными процессами, но и здесь действует щелочная среда морского дна, вызванная как разложением органического вещества, так и присутствием остатков карбонатов щелочных земель, и нахождение подобных глин вместе с диатомами далеко не случайно.

В связи с процессами глубинного выветривания образование этих минералов известно в Забайкалье (Селенгинская Даурия), в области базальтового хребта, где пользуется распространением нефедьевит, по составу близкий к монтмориллониту, но отличающийся от последнего более легкой плавкостью и неразлагаемостью в кислотах.

В Горной Шории северо-западного Алтая в районе Антроповки Г. Д. Афанасьев (1) указал на присутствие бейделлита в пустотах пизолитов вместе с левьерьеритом, как на продукт разложения пород долеритового типа, а также монтмориллонита с теми же минералами в виде продукта разложения альбитовых порфиров Чеболдаке.

И. В. Борисевич (2) описывает продукты разложения базальтов Мокрой Волновахи и доказывает присутствие в них монтмориллонита, на ряду с мусковитом.

В пестроцветных глинах и охрах, покрывающих кемпирсайские и халловские месторождения никеля Южного Урала, в глинах, заполняющих карсты «Старой Аккермановки» на Южном Урале, в охрах нонтронитовой толщи и в зоне выщелоченных серпентинитов тех же месторождений встречается в виде линзочек и пропластков байделлит, нередко вместе с галлуазитом. Он находится также в виде прожилков, идущих из пестроцветной толщи до свежих серпентинитов, пересекая все горизонты коры выветривания. В нонтронитовой зоне он иногда никеленосен. Г. С. Грицаенко (6) отмечает натечные формы байделлита в крутопадающих трещинках.

В продуктах разрушения габбро-диабазов на многих месторождениях никеля Кемпирсайского массива (Южный Урал) обнаружен монтмориллонит.

За последнее время исследованиями группы по изучению коры выветривания ИГН выяснилось огромное площадное развитие ферримонтмориллонитового и феррибайделлитового выветривания на Южном Урале, где образуются так называемые нонтрониты, являющиеся продуктами выветривания серпентинитовых, пироксенитовых и гранат-амфиболитовых пород. Мощность нонтронитизированных серпентинитов колеблется от 1 до 20 м и более. Их образование мы относим к триасу и нижней юре,

к тому же времени, когда происходило выветривание покрывающих и секущих их габбро и габбро-амфиболитов, давших монтмориллониты и галлуазиты, и гранитовых пород, образовавших каолины. Продукты разложения всех упомянутых пород послужили материалом для многих юрских глин. Образование ферримонтмориллонитов и феррибайделлитов мы связываем с действием грунтовых вод при сухом аридном климате в условиях щелочной среды (ферримонтмориллониты в слабых кислотах разлагаются). Согласно нашим исследованиям (3), эти минералы обладают сильной адсорбционной способностью и содержат промышленные количества никеля, а также немного растворимого в кислотах хрома (0.5—0.6%). Серпентиниты большей частью дают при своем выветривании ферримонтмориллониты, пироксениты — феррибайделлиты. Оба являются продуктами гидролитического расщепления указанных силикатов. Ферримонтмориллонитовое выветривание встречается не только на ультрабазитовых породах Южного Урала, но также и на Среднем и Северном Урале, в Казахстане и на Северном Кавказе.

Образование монтмориллонитов и ферримонтмориллонитов связано не только с прошлыми геологическими периодами; в ряде современных почв установлены эти же минералы. В 1930 г. Хендрикс и Фрей обнаружили монтмориллонит и галлуазит в коллоидной части почв.

И. Д. Седлецкий (10), основываясь на результатах своих исследований и работах других авторов, указывает на присутствие монтмориллонита в сильно подзолистой почве на ленточных глинах, на подзолистой почве старой морской террасы, на солонцах Заволжья, в красноземах Чаквы, в почвах Германии, бассейна Миссисипи, Техаса, Небраски (США) и Африки. В то же время присутствие галлуазита указывается им только в двух кислых почвах. «Рентгенограммы коллоидных щелочных почв (солонцы, каштановые почвы) имеют наиболее ясно выраженный характер и четкие узкие линии монтмориллонита и мусковита, тогда как на рентгенограммах коллоидов кислых почв монтмориллонит и мусковит имеют большую диффузность, линии же минералов группы каолина обладают большей четкостью». В щелочных почвах, согласно заключению И. Д. Седлецкого (1938, 1937), минералы группы каолина не наблюдаются вовсе.

Галлуазиты составляют (8а) основную массу белых глин Хайтинской группы месторождений (Зап.-Сиб. край), также с рудника Голубиный (Зап. Сибирь) и Паланки (Каменец-Подольской обл. УССР) и у Мариуполя, где они произошли из нефелина (Костылева Е. Е.).

Нахождение ферригаллуазитов как продуктов, выполняющих придонные части карстов на мраморах Среднего Урала (Уфалейский район, Северский завод, Полевской завод, Режевский район) или же находящихся в охристо-глинистых (Невьянский район, никелевое месторождение Анатолийское), охристо-кремнистых (Уфалейский район) и силифицированных продуктах разложения серпентинитов, достаточно ясно указывает на нейтральные или слабощелочные условия их образования.

Ферригаллуазиты, как и галлуазиты, образуются или путем разложения пород или путем выпадения из водных растворов. В первом случае галлуазит бывает землистым, чешуйчатым, похожим на каолин, во втором оба эти минерала бывают плотными с раковистым изломом. Продукты разложения пород семейства габбро дают в своей лейкократовой части галлуазит, цветные компоненты образуют смесь водных силикатов железа, галлуазита и охры в зависимости от рН среды, где происходит разложение.

Щелочность профилей выветривания и процессы наложения

Среди продуктов разложения ультрабазитов в профиле коры выветривания наблюдается постепенное повышение рН сверху вниз, от охры через нонтрониты, опалы, карбонатный горизонт, до магнезитов и серпентинитов, т. е. от рН 6—5 до рН 9.5—10.5. Точно так же латеритный про-

филь от железной корки сверху через боксит, каолин и до свежей породы внизу говорит о постепенном повышении рН. В разных профилях коры выветривания щелочность среды будет разная, но она увеличивается сверху вниз к свежей породе (например выщелоченные серпентиниты имеют рН 7.90, свежие — рН 9.5). При выветривании изверженных пород, когда трещины являются основными путями первичной миграции растворов и дренаж в первое время незначителен, естественно ожидать застывания или замедления течения грунтовых вод, а следовательно и более щелочный характер протекающих процессов, особенно в нижних горизонтах. В верхних зонах, где выветривание сказывается более интенсивно и где породы более разрыхлены — дренирование будет интенсивнее, а воды — менее щелочными, в связи с чем образовавшиеся ранее на глубине минералы в случае уменьшения рН среды, т. е. просачивающейся воды, могут оказаться нестойкими. Сверху вниз идет и постепенная нейтрализация анионов органических кислот и углекислоты почвенных вод, вливающих в общую массу нижележащей грунтовой воды. Таким путем создается не только вертикальная зональность минерального состава продуктов выветривания, но и горизонтальная, особенно в депрессиях микрорельефа. Если эрозионный срез прошел по разным горизонтам профиля выветривания, на одном и том же участке могут быть встречены разные продукты минералообразования.

Профиль выветривания в силу выщелачивания оснований из верхних горизонтов и просачивания непрореагировавшей воды вниз не остается на одном уровне. Происходит опускание отдельных зон и, в связи с этим, изменение их минерального состава. Поэтому в продуктах глубинного выветривания даже в одном и том же участке одного горизонта можно встретить разные минералы как приспособившиеся к новым условиям, так и реликтовые. Кроме того, в силу трещинного характера выветривания в изверженных породах разные части их даже в пределах одного горизонта могут оказаться неодинаково измененными и представлять разные стадии процесса выветривания, вплоть до блоков свежих пород.

В течение длительной геологической истории участка имеют место и процессы наложения на первоначально образовавшуюся кору других процессов, в результате чего она в той или иной своей части подвергается «преобразованию». Такие процессы нам известны в виде обохрирования (нонtronитов), ресилификации (образование галлуазита и каолина из гиббсита), десилификации, последующей дегидратации или гидратации, восстановления, окисления, обмена основаниями и пр. (4а); к таким же процессам принадлежит и наложение кислого выветривания на щелочное, и обратно. Этим И. Д. Седлецкий вполне правильно объясняет наложение на щелочное выветривание, сопровождающее отложение ленточных глин и ведущее к образованию монтмориллонитов, нового процесса — подзолистого и появление минералов каолиновой группы, в котором монтмориллонит играет роль реликтового минерала. К этим процессам следует отнести и переход полиморфных разновидностей друг в друга (разных типов карбонатов и кремнезема). Таким путем мы объясняем одновременное нахождение на одном участке двух-трех минералов, образующихся при разной щелочности, например, галлуазита, накрита и монтмориллонита среди разложившегося габбро. Совместное нахождение объясняется не только наложением одних процессов на другие, но и тем, что при глубинном выветривании первичный состав пород при слабой циркуляции растворов исключительно сильно отражается на конечных продуктах. Процессы гидролитического расщепления силикатов при временном отсутствии циркуляции воды создают вокруг каждого минерала дворик со своей временной концентрацией, что при различных величинах рН, образующихся вокруг разных минералов, приводит к неоднородной среде в отношении концентрации водородных ионов (особенно в засушливое время года). Высокое рН, образуемое минералами, богатыми магнием,

благоприятствует образованию минералов типа монтмориллонита, ферри-монтмориллонита и байделлита. При этом не следует упускать из вида и то, что при гидролизе минералов остающиеся части первичной решетки кристаллы отражаются на решетке вновь образующегося минерала и частично предопределяют его природу. С развитием выветривания и дренирования продуктов разложения, а также и выравниванием концентраций растворов, минеральный состав продуктов разложения становится более однообразным и более правильным. Особенно это имеет место на дне водоемов и в почвенных горизонтах, где выравнивание концентраций растворов происходит быстрее и где процессы полного химического разложения и синтеза, благодаря жизнедеятельности организмов и продуктам распада, вносят новые моменты и приводят к более однородному составу новообразующихся минералов. Те же более однообразные условия существуют и на дне карста, где щелочная среда, образуемая мраморами $\text{Ph} - 8-8.5$), сказывается особенно на близких расстояниях от карбонатной породы. На стр. 105 мы уже указали на влияние состава отдельных анионов и катионов на совместное или преимущественное образование того или иного минерала. Все эти моменты приходится учитывать, когда ищешь объяснения одновременному присутствию двух, как бы исключających друг друга, минералов. Понятно, этим усложняется рассмотрение отдельных процессов, но зато яснее вскрывается механизм процессов выветривания и история коры выветривания.

Химические формулы монтмориллонитов

При пересчете анализов монтмориллонитов всегда возникают затруднения в связи с тем, что даже в несомненно мономинеральных фракциях отношения $\text{R}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$ не укладывается в теоретическое отношение $\text{R}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 = 1 : 4$, а бывает обычно большим, до $1 : 5$ и выше. Однако, если мы CaO и MgO , всегда присутствующие в большем или меньшем количестве в монтмориллоните, свяжем в метасиликат типа RSiO_3 , мы получаем отношения $\text{R}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$, близкие к $1 : 4$. Вот несколько примеров:

Молекулярные отношения	RO	R_2O_3	SiO_2	H_2O	R_2O_3	SiO_2	H_2O	RSiO_3	H_2O
1) Монтмориллонит (из Montmorillon) . . .	0.16	1	4.15	7.19	1	3.99	2	+ 0.16	5.19
2) Нефедьевит (А. Е. Ферсман)	1.0	1.04	5.0	7.0	1.0	4.0	2	+ 1.0	5.0
3) Асканит (Д. С. Белянкин)	0.81 0.7	1.0 1.0	4.7 4.6	7.0 3.69	1.0 1.0	3.9 3.9	2.0 1.64	+ 0.8 + 0.7	5.0 2.05
4) Ферримонтмориллонит (И. И. Гинзбург)	1.8	1.0	5.70	4.60	1.0	3.9	2.00	+ 1.8	2.6
5) То же	0.8	1.0	4.82	4.10	1.0	4.02	1.8	+ 0.8	2.30

В отличие от каолинов и галлазитов, в бентонитах присутствие щелочных земель, а иногда и щелочей, хотя и сильно колеблющееся, не является случайным: они входят необходимой частью в состав этих минералов и связаны с самим образованием их, возможно потому, что монтмориллонит более кислый минерал по сравнению с каолином ($\text{R}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$ $1 : 4$ вместо $1 : 2$). Магний в особенности является частой составной частью разных минералов группы монтмориллонита и по многим данным (Ноль, 1936; Грюнер, 1935) и нашим, входит в его решетку, заменяя Al в гиббситовом слое решетки. Предлагаемые нами формулы состава монтмориллонита очень близки к тем, которые дает А. Е. Ферсман (12, 13) для нефедьевита. Разница лишь в том, что мы, в противоположность А. Е. Ферсману, считаем основным компонентом водный алюмосиликат

и дополнительным к нему, в боковой цепи, метасиликат типа магневого байделлита, но не керолита.

К сожалению, материал по галлуазитам слишком ограничен, чтобы подвергнуть его той теоретической обработке, которую мы пытались провести по отношению к группе монтмориллонита. Но чтобы в дальнейшем оба эти типа выветривания не оставались незамеченными, как это было до сих пор, необходимо обратить на них особое внимание и выделить их в отдельные типы выветривания, представляющие самостоятельный как теоретический, так и глубоко практический интерес.

Все свойства монтмориллонитов вытекают из строения его решетки, состоящей из двух тетраэдрических слоев кремния и гиббситового слоя между ними. Замена Al^{+++} в решетке гиббсита Fe^{+++} вызывает образование ферримонтмориллонитов, с шестерной координацией. Частичная замена Si^{IV} тетраэдров Al^{III} или Fe создает минералы группы байделлитов с четверной координацией Al и Fe и освобождением свободных валентностей. Замена Al^{+++} в решетке Mg^{++} вызывает, по Гримму (15), образование избыточного заряда в середине пакета решетки. Этот заряд достаточен для удержания каких-либо обменных оснований. Гидратация последних вызывает образование водных пленок вокруг чешуек минерала (Гримм). Отдельные пакеты решетки остаются не связанными между собой, отчего вода может войти между пакетами и расширить решетку с 9 Å до 21.4 Å. Гидратация разных катионов различна ($Na > Ca > Mg$), отчего разные монтмориллониты получают различные свойства пластичности, вязкости, липкости и т. п. Замена Al^{+++} в гиббситовом слое на Mg^{++} в размере несколько меньше 20% создает для натриевого монтмориллонита емкость обменного поглощения в 100 миллиэквивалент на 100 г против 20—40 в иллите и 3—15 в каолините. Гримм объясняет почти все типичные свойства глин разного минерального состава (вплоть до каолинов), даже пластичность, присутствием в них монтмориллонита вплоть до минимальных количеств, уже сказывающихся на их физических свойствах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г. Д. О нонтроните коры выветривания северо-западного Алтая. Тр. Петр. инст. Акад. Наук, 1936, вып. 7/8, 135—153.
2. Борисевич И. В. Продукты разложения базальтов реки Мокрой Волновахн. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, петр. сер., 1939, вып. 5, № 4, 1—12.
3. Гинзбург И. И. и Пономарев А. И. Адсорбция никеля и других металлов водными силикатами железа. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1939, № 1, 85—94.
4. Гинзбург И. И. и Пономарев А. И. Обменная адсорбция никеля разными минералами. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1940, № 2.
- 4а. Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания в связи с никелькобальтовым оруженением на Южном Урале. Тр. Уральской конференции 1939 г. Изд. Совета по изуч. произв. сил Акад. Наук, 1940.
5. Гинзбург И. И. и Савельев И. И. Образование никелевых месторождений силикатных руд на Южном Урале. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1939, № 9, 119—140.
6. Грицаенко Г. С. и Искюль С. В. К минералогии Кемпирсайского силикатно-никелевого месторождения. Мин. сырье, 1937, № 1, 20—34.
7. Ефремов Н. Е. Нефедьевит и кеффекелит из Лабинского района на Северном Кавказе. Зап. Мин. общ., 1936, 65, № 1, 99—107.
8. Куадже М. И. Нальчикские отбеливающие глины. М., 1938.
- 8а. Разумова В. Н. Материалы к петрографии глин, ч. 1, 1939.
9. Седлецкий И. Д. Генезис минералов почвенных коллоидов группы монтмориллонита. Доклады Акад. Наук, 1937, 17, № 7, 371—373.
10. Седлецкий И. Д. Генезис минералов почвенных коллоидов в связи с типами выветривания и почвообразования. Природа, 1938, № 1, 34—44.
11. Ульянов Д. Г., Грицаенко Г. С. и др. Месторождения силикатно-никелевых руд Орско-Халиловского района. Тр. Всесоюзн. научно-иссл. инст. мин. сырья, 1937, вып. 118, 1—127.
12. Ферсман А. Е. Материалы к исследованию и систематике водных магнезиальных силикатов. Тр. Геол. музея Акад. Наук, 1913, 7, вып. 6, 205—252.

13. Ферсман А. Е. и Цитлядзе Л. Нефедьевит из окрестностей Троицко-савска. Изв. Акад. Наук, 1912, 677—686.
14. Engelhardt W. von. Ueber silicatische Tonmineralien. Fortschr. Min., Krist. u. Palaeont. 1937, № 21, Th. 2, 277—337.
15. Grimm R. E. Relation of Composition to Properties of Clays. Amer. Ceram. Soc., 1939.
16. Gruner J. W. Structural Relationships of Nontronites and Montmorillonites. Amer. Min., 1935, 20, (7), 475—483.
17. Le Chatelier. Sur la constitution des calcaires marneuses. C. R. (Paris), 1894, 118, 262—264.
18. Nutting P. G. Adsorption and Base Exchange. Journ. Wash. Acad. Sci., 1931, 21 (3), 33—36.
19. Noll. Synthese der Montmorilloniten. Chem. d. Erde, 1936, 10, H. 2, 129—154.
20. Ross C. S. and Shanon E. v. The mineral of bentonite and related clays and their physical properties. Journ. Ceram. Soc., 1926, 9.
21. Wherry E. I. Journ. Wash. Acad. Sci., 1917, 7, 576—593.

I. I. GINZBURG

ON THE MONTMORILLONITE AND HALLOISITE TYPE OF WEATHERING OF ROCKS

Summary

The paper presents data on the wide spreading of the montmorillonite type of weathering in foreign countries and in the USSR, both of the aluminous and of the ferruginous kind.

The experimental data that are cited, characterizing the conditions under which such a weathering takes place, determine it as an alkaline type of weathering. The latter is connected with an acid climate. An explanation is offered of the cases of a joint occurrence of kaolinite and montmorillonite. The montmorillonite type of weathering is confined in the South Urals to the early Mesozoic period (Upper Triassic — Lower Jurassic) and, possibly, to the Neogene. The approximate composition of montmorillonite and its formula are given, corresponding to a mixture of aluminous or ferruginous montmorillonite with a subordinate amount of analogically built magnesia beidellite.

At the same time data is submitted which bears evidence of the wide development of the halloisite type of weathering, primarily connected with a decomposition of the leucocratic part of basic rocks.

А. Г. БЕТЕХТИН

О СТРУКТУРНОМ ТРАВЛЕНИИ ПОЛИРОВАННЫХ ШЛИФОВ

ВВЕДЕНИЕ

Если в полированных шлифах под микроскопом мы имеем довольно значительные мономинеральные участки или вся поверхность шлифа представлена мономинеральной массой, то нас всегда должен интересовать вопрос: данный минеральный участок представлен одним кристаллическим зерном или агрегатом зерен? В последнем случае с генетической точки зрения далеко не безинтересны структурные особенности этого мономинерального агрегата, т. е. бывает важно знать, каковы форма, размеры и способ сочетания кристаллических зерен в агрегате.¹

Существует несколько способов выявления структуры мономинеральных участков:

- 1) путем изучения агрегата в поляризованном свете;
- 2) с помощью так называемого структурного травления;
- 3) путем несовершенной полировки шлифов.

Если минерал при скрещенных николях обнаруживает отчетливые эффекты анизотропии, то проще всего строение агрегата изучить в поляризованном свете аналогично тому, как это делается при изучении прозрачных шлифов, изготовленных из мономинеральных пород. В данном случае не приходится прибегать ни к каким другим методам исследований.

Однако многочисленная группа широко распространенных рудных минералов принадлежит к кубической сингонии (пирит, сфалерит, галенит, блеклые руды, магнетит, самородная медь, золото, серебро и др.), т. е. для выявления строения их мономинеральных агрегатов применение поляризованного света не достигает цели. Следует добавить, что и среди минералов, не относящихся к кубической сингонии, распространены также такие, для которых эффекты анизотропии проявляются слишком слабо, чтобы можно было без труда изучить агрегатное строение мономинеральных участков. К числу их принадлежат, например, широко распространенный халькопирит, затем халькозин, кобальтин, аурипигмент и другие. В этих случаях приходится прибегать к структурному травлению полированных шлифов.

Под структурным травлением подразумевается травление полированной поверхности шлифа соответствующими реагентами с таким расчетом, чтобы при этом отчетливо выявилось интересующее нас агрегатное строение мономинеральных участков. Сущность этого исследования заключается в том, что свойство протравляемости (точно так же, как твердость и свойство принимать полировку) для всех минералов, вклю-

¹ Более подробно об этом см. статью автора: «Классификация структур руд», Изв. АН СССР, геол. сер., 1937, № 1, стр. 50—57.

чая сюда и минералы кубической сингонии, является векториальным, т. е. одно и то же кристаллическое зерно или кристалл в различных направлениях травится с различной скоростью и в зависимости от этого в различно ориентированных в пространстве сечениях при травлении покрывается пленками различной интенсивности окраски.

Гораздо хуже обстоит дело с такими минералами, которые оптически являются изотропными или обладающими слабоанизотропными свойствами, но в то же время не травящимися сильно действующими реагентами. В качестве примера можно привести группу хромшпинелидов. Травление таких минералов сплавами или сильно действующими реагентами в течение длительного промежутка времени не всегда приводит к желательным результатам. В этих случаях для выявления структурных особенностей можно воспользоваться методом несовершенной полировки шлифов. Для этого необходимо операцию доводки шлифа с помощью так называемых минутников (т. е. тонко отмученных абразивных порошков) провести по всем правилам искусства, а полировку шлифа не производить до конца. Благодаря тому, что способность принимать полировку для всех минералов векториальна, различно ориентированные зерна приполировываются с различной скоростью. Это легко видеть при несовершенной полировке: в то время как одни зерна под микроскопом кажутся совершенно гладкими, другие, иначе ориентированные, зерна того же минерала содержат то или иное количество мельчайших черных точек, свидетельствующих о большей сопротивляемости сошлифовыванию этих зерен.

Метод структурного травления полированных шлифов широко применяется металлографами при изучении различных сплавов металлов. В практику исследования рудных шлифов структурное травление вошло сравнительно недавно (в двадцатых годах текущего столетия). Более детальной разработкой этого вопроса занимались Шнейдерхен, Ван-дер-Веен, Орсель, Рамдор, автор настоящей статьи и некоторые другие.

В работе наших, а также и американских исследователей рудных месторождений, этот метод пользуется, к сожалению, очень ограниченным распространением. Почему-то многими не доучитывается важность его, особенно в вопросах расшифровки возрастных взаимоотношений минеральных масс и при выяснении условий образования минеральных агрегатов. Не пользоваться этим методом при изучении неполяризующих рудных минералов — одно и то же, что смотреть прозрачные шлифы в проходящем свете без анализатора. Совершенно ясно, что исследование руд при этом не будет полноценным.

Поэтому автор решил в печати поделиться своим опытом в этой области вопросов с тем, чтобы возбудить интерес к этому весьма важному средству изучения структурных особенностей минеральных агрегатов в отраженном свете. В этой статье автор дает не только изложение методики структурного травления, но также и список структурных реагентов, учтя при этом весь главный разрозненный в литературе материал по этому вопросу.

ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРНОГО ТРАВЛЕНИЯ

Как видно было из введения, структурное травление преследует совсем другую цель, нежели диагностическое, и поэтому оно проводится существенно иначе. Главные отличительные черты между тем и другим сводятся к следующему.

1. Время для диагностического травления заранее задается: капля реагента на минерале должна простоять около одной минуты. При структурном травлении, наоборот, время не ограничивается; важно лишь выявить наиболее четкую картину структуры агрегата.

Точно так же, как и при проявлении фотографической пластинки, при структурном травлении в минеральном агрегате вначале постепенно выявляются самые общие черты будущего рисунка: намечаются границы между отдельными зернами, часто на ряду с этим проявляется спайность в кристаллических зернах. С течением времени отдельные зерна, наиболее благоприятно ориентированные для травления, начинают постепенно покрываться налетом; затем то же самое явление наблюдается на других зернах (в этот момент первые зерна окрашиваются уже в более интенсивный цвет). При получении наибольшего контраста в наблюдаемой картине следует прекратить травление, так как при дальнейшем продолжении его все зерна становятся снова похожими друг на друга и четкость рисунка затушевывается.

На приведенных микрофотографиях (фиг. 1 и 2) показано одно и то же зерно частично метаморфизованной самородной платины до и после травления в парах царской водки, причем специально протравлено таким образом, что нижняя часть рисунка подверглась более энергичному травлению парами реагента, нежели верхняя. До травления (фиг. 1) нельзя было подозревать никаких структурных особенностей в платиновом зерне. На фиг. 2 удачно отразились все стадии травления. В самом верху снимка метаморфизованный участок платины лишь слегка обрисовался, в виде слабо наметившейся каймы вокруг уцелевшего от метаморфизма ядра первичной платины; никаких особенностей внутреннего строения здесь еще не заметно. Немного ниже (слева фиг. 2) проявился слабый намек на какую-то неоднородность метаморфизованной платины. В центре снимка выявлена наиболее контрастная картина аллотриоморфнозернистой структуры. Наконец, внизу снимка в результате перетравы рисунок совершенно затушевался.

Следовательно, при структурном травлении важно уловить момент выявления наибольшего контраста в рисунке структуры. Для этого бывает достаточно иногда нескольких секунд, в других случаях время травления длится минутами (до 15 и больше) в зависимости от свойств минерала и реагента.

2. Для целей диагностического травления употребляется определенный набор реагентов заданной концентрации. При структурном же травлении, наоборот, подыскиваются наилучшие проявляющие структуру реагенты. Точно так же подбирается и концентрация реагента. При этом одни минералы наилучшие рисунки структур показывают при высоких концентрациях реагента, другие, наоборот, при более слабых. Необходимо иметь в виду, что не всякий реагент может быть пригоден для структурного травления.

На фиг. 3 приведен результат травления зерна самородной платины в парах царской водки, а на фиг. 4 показано то же место шлифа после вторичной доводки и полировки, протравленное в парах смеси $\text{HCl} + \text{CrO}_3$ (50% раствор). Как видим, во втором случае результат травления несравненно лучше, чем в первом. Никелистая платина, занимающая периферическую часть зерна и развивающаяся метасоматическим путем за счет первичной, во втором случае имеет гладкую поверхность травления и обнаруживает штрихи спайности, которые на первой фотографии не заметны. По ориентировке этих штрихов можно судить о том, что никелистая платина в противоположность медистой (см. фиг. 2) обладает крупными зернами. Мало того, на этом же снимке среди никелистой платины выделился более отчетливо, чем на фиг. 3, какой-то новый минерал, протравившийся в виде черных пятен и, очевидно, развивающийся метасоматическим путем уже за счет никелистой разновидности. До структурного же травления никаких особенностей строения платины заметно не было. Этот случай показывает, насколько важно бывает подобрать соответствующий для травления реагент, а иногда и соответствующую его концентрацию.

Следует лишь добавить, что слишком разбавленных и долго действующих реагентов применять не следует, так как при этом могут появиться так называемые фигуры травления, подобные тем, что получаются при травлении граней кристаллов, и тем самым могут исследователя ввести в заблуждение.

Например, при очень продолжительном травлении золота царской водкой часто можно наблюдать, что вся поверхность его характеризуется закономерно расположенными и правильно ограниченными углублениями или состоит как бы из закономерно сросшихся мелких кристалликов. Эти явления, конечно, ничего общего не имеют со структурой агрегата, о которой идет речь в этой статье.

3. При диагностическом травлении получающийся на минерале осадок удаляется с помощью смоченной в воде фильтровальной бумажки или суконки. При структурном же травлении, за некоторыми исключениями, этого делать нельзя, так как очень часто налеты на различно ориентированных зернах бывают окрашены в различные цвета и тем самым значительно помогают распознаванию структуры агрегата.

Шлиф после структурного травления следует сразу же промыть в струе воды под краном и высушить путем осторожного прикладывания фильтровальной бумажки или хорошо впитывающей в себя воду тряпочки. Если после этого шлиф приходится монтировать на мастике под прессом, необходимо в целях предосторожности на шлиф класть фильтровальную бумажку.

Необходимые условия для успешного проведения структурного травления

Прежде всего необходимо указать, что для целей изучения структурных особенностей минералов с помощью травления важно, чтобы шлифы, подлежащие изучению, были приготовлены по всем правилам искусства. Самое губительное влияние при приготовлении шлифа, особенно при доводке его, оказывают плохо отсортированные абразивные порошки (минутники). Особенное значение это имеет для минералов низкой и отчасти средней твердости. Следует иметь в виду, что в плохо доведенных шлифах, но зато слишком заполированных, при травлении выявляется часто огромное количество царапин, которые до травления бывают не видны.

Чтобы было ясно, в чем заключается сущность этого важного для нас явления, необходимо кратко остановиться на вопросе образования «аморфных пленок» на полированной поверхности минералов.

Исследуя в отраженном свете идеально сколотую по спайности плоскость кальцита, часто можно видеть хорошо выраженные трещины спайности. Достаточно подвергнуть эту плоскость грубой доводке и затем длительной полировке, как в результате получается идеальная зеркальная поверхность без всяких следов спайности и царапин, но после легкой протравы соляной кислотой выявляется огромное количество различно ориентированных царапин, среди которых бывает не так легко разглядеть действительно относящиеся к природе минерала направления трещин спайности.

В свое время Бейльби детально исследовал свойства полированной поверхности кальцита и пришел к выводу, что она в процессе полировки покрывается «аморфной пленкой» того же состава, что и минерал. Она несколько тверже, чем сам минерал, причем твердость ее при изучении методом царапания оказалась одинаковой во всех направлениях в плоскости шлифа, тогда как твердость самого минерала резко векториальна.

Если мы примем во внимание, что частицы абразивного материала измеряются в поперечнике микронами, то станет ясным, что каждая такая частичка при вращении диска полированного станка будет срезать

с нашего минерала еще меньшие частички, по размерам приближающиеся к размерам дисперсной фазы коллоидов. Она будет производить примерно такого же порядка нарушения и в поверхностной плоскости полированного шлифа. Таким образом, в процессе полировки, действительно, может образоваться тончайшая пленка, обладающая свойствами коллоидального вещества, в частности свойством пластичности, что позволяет ей перемещаться подобно смолам и тем самым залечивать грубые царапины в шлифе. При травлении это вещество, очевидно, растворяется в первую очередь, благодаря чему царапины становятся видимыми.

Толщина такой аморфной пленки на полированных минералах крайне ничтожна, и она, быстро растворяясь при действии реагента, обычно не мешает выявлению структуры агрегата.

Вторым необходимым условием для получения четкого структурного рисунка мономинерального агрегата является подбор таких реагентов, которые, действуя на минералы, не создавали бы трудно растворимых соединений на поверхности минерала. Последние сильно мешают наблюдению. Некоторые авторы рекомендуют в этих случаях промывать образующийся осадок каким-либо другим реагентом, однако это сопряжено с потерей времени и не всегда приводит к желательным результатам. Нужно сказать, что в отношении подбора соответствующих реагентов еще далеко не исчерпаны все возможности. Поэтому автор в таких случаях предпочитает лучше подобрать другой, более удовлетворяющий цели, реагент, нежели производить трудоемкие манипуляции.

При подборе реагентов весьма желательно, чтобы минерал им травился при комнатной температуре и в сравнительно короткий промежуток времени. Однако из этого не следует, что структура мономинеральных агрегатов всегда лучше проявляется при действии концентрированных растворов. Так, например, структура галенитовых участков в шлифах выявляется гораздо контрастнее при действии разбавленной, чем концентрированной соляной кислоты.

Наконец, желательно подбирать такие реагенты, которые могли бы значительное время сохраняться в готовом виде, не разлагаясь.

Методика структурного травления

Травление полированной поверхности шлифа может производиться различными способами. Из них главными являются следующие:

- 1) капельный метод;
- 2) метод сплошной протравы путем погружения полированной поверхности шлифа в жидкость реагента;
- 3) метод травления в парах реагента.

Первый метод является самым простым в применении и сводится к посадке капли реагента на испытуемый участок шлифа, причем капля должна быть более крупной, нежели при диагностическом травлении, и более плоской. Главным преимуществом этого метода является то, что за ходом проявления рисунка структуры мы можем наблюдать в микроскоп и во-время прекратить травление. В случае перетравы предоставляется возможность поставить новую каплю на другое место.

Этот метод протравы не пригоден в случае наличия крупнозернистого агрегатного строения, так как в этом случае может оказаться, что капля ляжет на одно зерно или на границу двух крупных зерен.

Для того чтобы иметь суждение о структуре агрегата, нам необходимо знать форму, размеры и способ сочетания хотя бы для нескольких кристаллических зерен, слагающих агрегат. Это означает, что если в пределах капли в результате травления мы не получим этих данных, то, следовательно, не можем иметь точного представления о структуре агрегата.

В случае очень неравномернозернистого агрегата капельный метод протравы, естественно, также бывает мало пригоден.

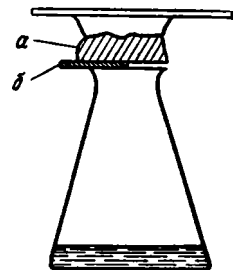
Сплошная протрава всей полированной поверхности шлифа, рекомендуемая Шнейдерхеном, совершается на часовом стекле или в плоской фарфоровой чашечке, на которую наливается реагент в количестве, достаточном для того, чтобы при наклаивании шлифа полированной поверхностью вниз последняя смачивалась бы полностью (фиг. 5).

То, что являлось преимуществом первого метода, здесь является его недостатком: уловить момент наилучшей протравы труднее; приходится время от времени брать шлиф и определять начало травления наглаз по легкому помутнению зеркальной поверхности шлифа. Зато недостатки первого метода здесь полностью устраняются: структура выявляется по всему шлифу и легко видеть закономерности ее изменения, если таковые существуют.

Если мы имеем полиминеральный агрегат, то предпочтительнее пользоваться такими реагентами, которые бы действовали лишь на интересующий нас минерал. В случае необходимости таким же образом можно



Фиг. 5. Положение полированного шлифа на часовом стекле при сплошном травлении полированной поверхности



Фиг. 7. Эйлермейеровская колбочка и положение полированного шлифа при травлении в парах кислоты. а — полированный шлиф; б — предметное стекло

поступить и по отношению к другим сопутствующим минералам. На микрофотографии (фиг. 6) изображен результат такого комбинированного травления. Сфалеритовые крупные кристаллы протравлены смесью $\text{KMnO}_4 + \text{H}_2\text{SO}_4$, а галенитовая масса вслед за этим была подвергнута травлению HCl с помощью электрического тока.

Третий способ протравы, разработанный автором настоящей статьи, заключается в том, что полированный шлиф травится в парах сильнодействующих кислот. Для этой цели берется маленькая эйлермейеровская колбочка (фиг. 7), на дно которой наливается кислота. Шлиф кладется непосредственно на колбочку, или часть его защищается на всякий случай предметным стеклом. Пары реагента, поднимаясь вверх, на полированной поверхности минерала отлагают нежный налет различной интенсивности в зависимости от ориентировки зерен.

Для практики лучше всего воспользоваться сфалеритом и протравливать его в парах выдержанной или свежей, но слегка разбавленной царской водки в течение нескольких секунд. Получающиеся этим путем рисунки структуры исключительно четки (фиг. 8). К сожалению, для многих минералов соответствующие реагенты пока еще не подобраны.

Преимуществом этого способа является то, что реагент действует равномерно на всю поверхность шлифа, причем электролитическое действие, обычно вызываемое разностью потенциалов отдельных минералов и вредно сказывающееся при методе сплошной протравы, в данном случае не имеет существенного значения. В отличие от предыдущего метода шлиф протравливается гораздо ровнее. Кроме того, особенно при травлении сфалерита, нет необходимости промывать шлиф в струе воды, а можно сразу после протравы в парах кислоты ставить под микроскоп, что значительно сокращает время. В случае перетравы бывает вполне достаточно осторожно протереть шлиф на суконке и повторить травление.

Кроме указанных способов, применялось также структурное травление с помощью электрического тока. Последний значительно ускоряет реак-

цию травления. Для этой цели пользуются батарейкой сухих элементов, положительный полюс которой с помощью стальной иглы приводится в контакт с полированной поверхностью рудного минерала за пределами капли реагента, а отрицательный полюс соединяется с платиновой проволокой и вводится внутрь капли. Шнейдерхен использовал электрический ток и при сплошном травлении полированных шлифов. Для этого одну из медных проволок, соединенную с отрицательным полюсом батареи, погружают в плоский стеклянный сосуд с реагентом, а другую соединяют с положительным полюсом и затем — с пинцетом, в который зажимается шлиф. Зажатый таким образом шлиф опускают полированной стороной в реагент настолько, чтобы кончики пинцета не касались жидкости. При этом шлиф приходится приводить в движение с целью удаления с его поверхности энергично возникающих при травлении газовых пузырьков.

Этот способ травления в некоторых случаях дает удовлетворительные результаты, особенно для трудно травящихся минеральных агрегатов. Вообще же, нужно сказать, он имеет ограниченное применение. В большинстве случаев удается подобрать сильнодействующие реагенты, которые позволяют получать не худшие результаты.

О ложных эффектах структурного травления

В некоторых случаях при неправильном применении структурного травления, с одной стороны, и в зависимости от природы объекта, с другой, иногда возникают ложные рисунки, вернее детали структуры, которые следует иметь в виду, чтобы не делать неправильных трактовок.

Выше было уже упомянуто, что при продолжительном травлении слишком разбавленными реагентами возникают так называемые фигуры травления, до некоторой степени похожие на те, что получаются при травлении граней кристаллов. Они обычно появляются в одиночку, реже сплошь и легко узнаются по своим правильным геометрическим очертаниям.

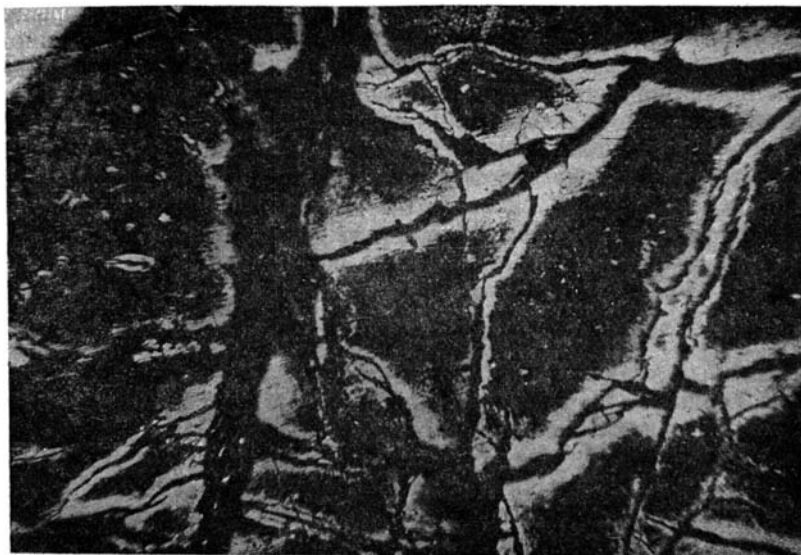
Наоборот, при очень сильной концентрации сильнодействующих на минерал реагентов также могут возникнуть пятнистые или петельчатые рисунки даже в пределах одного кристаллического зерна. Так, например, при действии концентрированной царской водки на сфалерит, который чрезвычайно легко травится этим реагентом, возникает ложный тонкозернистый рисунок, на фоне которого бывает видно более крупно выраженное полисинтетически-двойниковое строение. Некоторые авторы такие случаи описывают под названием «мостовидная структура» и предположительно связывают с частичной перекристаллизацией сфалерита. Это, конечно, не отвечает действительности, так как нормально протравленный шлиф имеет совсем другой вид.

Затем, если в агрегате присутствуют включения или прожилки весьма легко травящегося другого минерала, то нередко вокруг него остаются каемки «нетравящегося» минерала. На самом деле это объясняется тем, что химическая энергия в таких местах в значительной мере расходуется на более легко травящийся минерал и в силу этого привлекающие к нему участки испытуемого минерала не успевают протравливаться. При травлении в парах кислот такие случаи встречаются гораздо реже. Иногда подобная картина образуется вокруг пор, искусственных пустот и трещин в минерале (фиг. 9).

Ложная структура нередко вызывается также газовыми пузырьками, приставшими во время травления к полированной поверхности. Место, занятое пузырьком, в этом случае не протравливается. Эти дефекты травления узнаются по правильным круглым или эллиптическим формам, напоминающим как бы непротравившиеся включения другого минерала. Они обычно возникают при длительном сплошном методе протравы. Во избежание этих нежелательных явлений необходимо чаще осматривать

травящуюся поверхность: стекающая по поверхности шлифа жидкость при этом сама удаляет приставшие к ней пузырьки газа.

Наконец, следует упомянуть о том, что ложные эффекты создаются при неосторожном обращении со шлифами. Особенно это имеет место, когда реагент дает нежные цветные пленки на минерале (например, при травлении халькопирита смесью аммиака и перекиси водорода). В этих случаях достаточно бывает хотя бы немного сдвинуть прикладываемую к шлифу фильтровальную бумагу для удаления лишней влажности.



Фиг. 9. Ложный рисунок структуры пирротина (троилита), получившийся в результате энергичного травления концентрированной соляной кислоты. Участки, прилегающие к трещинам, не успели протравиться. Халиловское месторождение хромистого железняка.

× 40

чтобы местами нарушить получившийся рисунок структуры. Чтобы избежать этого, лучше всего образец после протравы высушивать на воздухе, еще лучше в сушильном шкафу или в струе подогретого воздуха.

О значении структурного травления для изучения полированных шлифов руд

Уже из приводившихся выше микрофотографий (фиг. 2, 3, 4, 6, 8) можно видеть, насколько велико значение структурного травления полированных шлифов, содержащих сплошные участки рудных минералов, являющихся оптически изотропными или обладающих слабыми эффектами анизотропии. Путем структурного травления часто удается устанавливать ряд интереснейших фактов различного генетического значения, о которых до травления бывает даже трудно подозревать.

Прежде всего этим путем в мономинеральных участках полированных шлифов легко выявить их агрегатное строение, называемое внутренней структурой, которая, как известно, характеризуется формой, размерами и взаимоотношениями отдельных зерен, составляющих данный агрегат. Значение этой структуры часто бывает чрезвычайно важным. Обратимся к примерам.

На фиг. 10 изображена картина, получившаяся после травления мономинеральной массы эндогенного халькопирита из Зангезурского месторождения. Совершенно отчетливо выявилось реликтовое колломорфное строение этой массы. До травления ничего подобного нельзя было пред-

полагать. Перекристаллизация халькопирита, образовавшегося первоначально в виде геля, как видим, прошла неравномерно. Как это часто бывает при перекристаллизации почковидных минеральных масс, в центре «почки» (см. центральную часть снимка) сохранился участок чрезвычайно тонкозернистого, вернее, скрытокристаллического строения. На микрофотографии он выглядит в виде серого пятна.

На другой микрофотографии (фиг. 11) показан результат травления мономинеральной массы халькопирита, среди которой располагается цепочка зерен пирита. До травления никак нельзя было предполагать, что на данном участке, казалось бы совершенно однородного халькопирита, присутствуют участки с резко различным внутренним строением: один с явно зернистой структурой, а другой представлен скрытокристаллической или гелевой массой. Кроме того, на микрофотографии видно, что зерна пирита пространственно приурочены к последнему участку. Так как структура явно зернистого участка проявилась совершенно нормально, то невозможно объяснить картину второго «бесструктурного» участка передержкой при травлении или какими-либо другими причинами.

Как известно, Зангезурское месторождение является сравнительно молодым (третичного возраста). По изменению боковых пород и минералогическому составу ¹ оно, по всей вероятности, относится к эпитермальном типу. Поэтому не удивительно, что местами (а может быть и всюду) сохранились участки слабоперекристаллизованных колломорфных образований таких минералов, как халькопирит, борнит, блеклые руды и пирит. Этим же можно объяснить невероятное разнообразие структурных особенностей руд этого месторождения. К сожалению, это интереснейшее по строению рудных масс месторождение минерографически изучено очень слабо.

Рассмотрим другой пример, изученный на одном из образцов полиметаллической руды из месторождения Большая Синанча (в Приморском крае). На фиг. 12 и 13 изображена одна и та же картина до травления и после травления сфалерита в парах царской водки. До травления (фиг. 12) можно видеть, что группа кубических кристалликов галенита ² располагается в виде включений среди однородной массы сфалерита. Явление, вообще говоря, редкое. Что собой представляет сфалеритовая масса по своему строению, без травления сказать трудно. Можно было бы предполагать следующие три обычно распространенные для других минералов случая:

1. Вся масса сфалерита представлена одним неделимым зерном. В таком случае кристаллики галенита будут представлять собой пойкилитовые включения (как ранние твердые выделения, захваченные при кристаллизации сфалерита).

2. Сфалерит представляет собой агрегат более или менее равновеликих изометрических зерен, по размерам близких к кристаллам галенита. В этом случае мы будем иметь типичную гипидиоморфнозернистую структуру.

3. Сфалерит представляет собой агрегат таких же зерен, как и в предыдущем случае, но значительно меньших размеров, чем кристаллы галенита. Тогда мы имели бы типичную порфировидную структуру.³

¹ В парагенезисе с халькопиритом и борнитом, правда изредка, встречается эндогенный гипс.

² В том, что галенит представлен кристаллами и именно кубическими, можно убедиться хотя бы по тому, что очертания граней кристаллов строго параллельны направлениям линий спайности, которая у галенита, как известно, располагается по кубу.

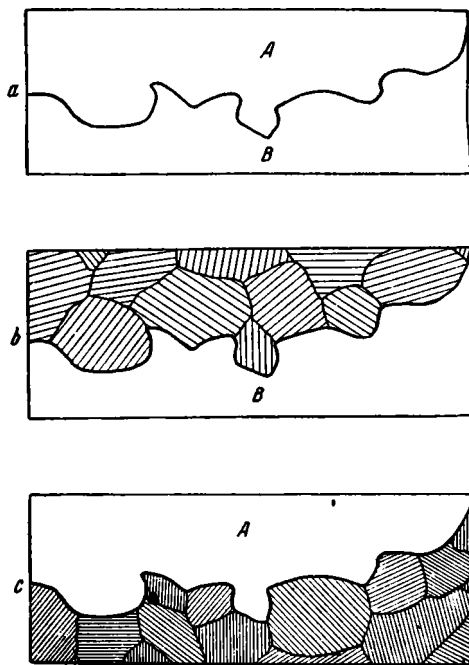
³ Аналогично тому, что изображено на фиг. 6, но с обратными отношениями минералов.

Во всех этих трех случаях при допущении, что минералы выделялись из истинного раствора или из золя, о порядке выделения минералов мы могли бы сказать одно и то же: первым кристаллизовался галенит. Однако указанные структуры резко отличаются друг от друга. Все различие в разобранных случаях заключается в величине зерен сфалеритового агрегата, что, как мы знаем, зависит от условий кристаллизации. В частности, величина зерен мономинерального агрегата находится в обратном соответствии с числом кристаллических центров, зарождающихся в момент кристаллизации, что, в свою очередь, связано со степенью переохлаждения и пересыщения раствора.

В результате структурного травления сфалеритовой массы в нашем случае (фиг. 13), как видим, картина получилась совершенно непохожая на обычную. Сфалеритовая масса характеризуется крайне неравномерно-зернистой структурой с очень прихотливыми очертаниями отдельных зерен, подобными тем, что нередко наблюдаются в перекристаллизованных коллоидных массах.

Следует указать, что аналогичные структуры обнаруживаются при изучении типичных метаколлоидных (почковидных) сфалеритовых агрегатов (месторождения Верхней Силезии, Аахена, Абхазии). Весьма характерно, что часто присутствующий в них галенит имеет явные кристаллографические очертания. В ряде случаев, кроме того, было замечено, что колломорфные массы сфалерита при перекристаллизации образуют более грубозернистые агрегаты. При этом концентрическая зональность, свойственная колломорфным образованиям, иногда сохраняется внутри отдельных зерен сфалерита благодаря загрязнению отдельных зон примесями.

Совершенно иной характер имеют явления перекристаллизации, происходящие в сульфидах под влиянием динамических напряжений у контактов с сбросами и в зонах смятия.



Фиг. 14. Схема «взаимных границ» двух минералов

Более крупнокристаллические агрегаты сульфидов низкой и средней твердости перекристаллизуются в весьма тонкозернистые массы с хорошо выраженной гранобластической структурой (без каких-либо следов катаклаза). С полной очевидностью такого рода перекристаллизация автором была установлена в антимонитовых рудах Арамашевского месторождения на Урале. Имевшиеся в литературе указания на подобные явления перекристаллизации для галенита с образованием так называемого «свинчака» и сфалерита были подтверждены с помощью структурного травления на ряде месторождений. То же самое удалось показать для таких минералов как халькопирит и пирротин. При этом более твердые хрупкие минералы (кварц, пирит, арсенопирит и др.) подвергаются растрескиванию и дроблению, причем трещины часто залечиваются бо-

лее мягкими минералами, способными к пластической деформации. Наоборот, в осадочных отложениях Боровичского каменноугольного района с помощью структурного травления удалось установить явления

собирающей кристаллизации для конкреционных образований пирита и галенита, залегающих среди глинистых песчаников. В некоторых конкрециях, на ряду с признаками реликтового концентрического строения, устанавливалась крупнозернистая бластическая структура с массой пойкилитовых включений песчинок в отдельных сульфидных зернах.

Структурное травление часто оказывает большую помощь при установлении возрастных взаимоотношений между минералами. Как известно, так называемые «взаимные границы» (*mutual boundaries*), многократно упоминаемые в американской литературе, некоторыми авторами (Locke, Hall, Schort и др.) приводились, как доказательство одновременного отложения. В схеме подобные границы для двух минеральных масс А и В изображены на фиг. 14а. Однако при применении структурного травления это положение часто не подтверждается. На самом деле, если не наблюдается явных признаков замещения, то нередко оказывается, что граница между минеральными массами обусловлена идиоморфизмом зерен какого-нибудь одного агрегата А или В (см. фиг. 14b и c), причем зерна другого агрегата соответственно являются ксеноморфными. Например, на фиг. 8 после структурного травления можно видеть, что зерна протравившегося сфалерита в основном идиоморфны по отно-



Фиг. 15. Зональное строение зерен шмальтина. Протравлено азотной кислотой. Месторождение Аннаберг. По Рамдору-Эренбергу. $\times 400$

шению к-зернам кварца (серые, гладкие в левом нижнем углу).

При замещении одного минерала другим среди разъедающего минерала иногда сохраняются «островки», уцелевшие от замещения. Путем структурного травления нетрудно проверить, действительно ли они являются реликтами (они должны протравиться одинаково с главной частью сохранившегося зерна).

Путем травления удастся установить закономерности распределения продуктов распада твердых растворов (вдоль спайности, двойниковых швов и т. д.) или, наоборот, установить, что мельчайшие включения не являются продуктом распада твердых растворов, а представляют собой ксеноморфные выделения в тонкозернистой массе.

Структурное травление часто позволяет установить внутреннее строение отдельных кристаллических зерен. На фиг. 6 и 8 хорошо видно

Реагенты для главнейших минералов

№ по пор.	Название минерала	Эффекты анизотропии	Структурные реагенты
1	Медь (Cu)	—	1) В парах смеси: 1 ч. HCl + 1 ч. CrO ₃ (50% раствор) в течение 10—15 сек.
2	Серебро (Ag)	—	2) H ₂ O ₂ (30%) + NH ₄ OH (немного) 1) В парах смеси: 1 ч. HNO ₃ + 1 ч. CrO ₃ (50% раствор)
3	Золото (Au)	—	2) HJ конц. 3) H ₂ O ₂ (30%) + NH ₄ OH (немного) 1) Царская водка 2) В смеси: 1 ч. HCl + 1 ч. CrO ₃ (50% раствор) 3) В смеси; царская водка + CrO ₃ (50% раствор). Продолжительность травления различная в зависимости от примесей, главным образом серебра
4	Платина (поликсен) (Pt, Fe)	—	1) В царской водке (методом сплошной програвы) 2) В смеси: HCl + CrO ₃ (50% раствор) 10—20 минут
5	Ириди́стая платина (Pt, Ir, Fe)	—	Реагенты те же, что и для поликсена, но применяются в подогретом состоянии и в течение более продолжительного времени
6	Купроплатина (Pt, Fe, Cu) и никели́стая платина (Pt, Fe, Ni, Cu)	—	1) В парах царской водки (несколько минут) 2) В парах смеси: HCl + CrO ₃ (50% раствор)
7	Железо (Fe)	—	1) 1 ч. J + 1 ч. C ₂ H ₅ OH 2) 100 см ³ C ₂ H ₅ OH + + 4 г C ₆ H ₂ (NO ₂) ₃ OH
8	Висмут (Bi)	Заметные (в масле отчетливые)	1) HJ в течение 1 сек. 2) HNO ₃ конц. 1—2 сек.
9	Сурьма (Sb)	Заметные (в масле отчетливые)	1) FeCl ₃ (20% раствор) в течение нескольких секунд 2) K ₂ S (конц. раствор) 3) H ₂ Sb ₂ O ₇ (конц. раствор)
10	Мышья́к (As)	Отчетливые (в масле сильнее)	1) H ₂ O ₂ (3% раствор) в течение 2 мин. 2) K ₃ Fe(CN) ₆ (25% раствор) 10—20 мин. 3) 1 ч. KMnO ₄ (конц.) + 1 ч. H ₂ O + + 1—2 капли H ₂ SO ₄
11	Теллу́р (Te)	Сильные	1) 1 ч. HCl + 1 ч. CrO ₃ (50% раствор) 2) 1 ч. HNO ₃ + 1 ч. KMnO ₄ (конц.) 1 мин.
12	Графит (C)	Сильные	—
13	Реа́льга́р (AsS)	Благодаря прозрачности слабо заметны	Удовлетворительных реагентов пока не найдено
14	Аурипи́гмент (As ₂ S ₃)	То же	KOH (разбавл.); в течение нескольких минут
15	Антимо́нит (Sb ₂ S ₃)	Сильные	Реагентами пользоваться не приходится
16	Висму́тин (Bi ₂ S ₃)	Сильные	Удовлетворительных реагентов не найдено
17	Аргенти́т (Ag ₂ S)	Очень слабые	Удовлетворительных реагентов не найдено
18	Ха́лькози́н (Cu ₂ S)	Очень слабые	1) HNO ₃ конц.; 3—10 сек. 2) KCN 20% раствор в течение нескольких секунд
19	Ковелли́н (CuS)	Очень сильные	Реагентами не приходится пользоваться
20	Га́лени́т (PbS)	—	1) 7 ч. HCl (конц.) + 10 ч. H ₂ O; несколько минут

№ по пор.	Название минерала	Эффекты анизотропии	Структурные реагенты
21	Сфалерит (ZnS)	—	2) $(\text{NH}_4)_2\text{S}_2\text{O}_8$ (10% раствор) + NH_4OH (немного) или + несколько капель H_2O_2 (30%) 3) HBr (60—70% раствор) 8—10 сек. 4) 75—85 частей HNO_3 (конц.) + + 25—15 частей $\text{C}_2\text{H}_5\text{OH}$. В течение 2—10 сек. выявляет замечательные по четкости рисунки структуры; однако готовить эту смесь надо осторожно, так как она способна взрываться 1) В парах царской водки (слегка разбавленной) или смеси HCl + + CrO_3 (50% раствор); несколько минут 2) 1 ч. KMnO_4 (конц.) + 1 ч. H_2O + + 1—2 капли H_2SO_4 (конц.); 10—30 сек.; осадок снимается при помощи мягкой тряпочки 3) HJ конц 4) В парах HBr
22	Вюртцит (ZnS)	Незначительные	1) 1 ч. KMnO_4 + 1 ч. H_2O + 1—2 капли H_2SO_4 2) HJ конц.
23	Алабандин (MnS)	—	1) В парах царской водки (разбавл.) в течение нескольких секунд 2) 1 ч. KMnO_4 (конц.) + 1 ч. H_2O + + 1—2 капли H_2SO_4
24	Пирротин (FeS)	Отчетливые	1) HJ конц.
25	Пентландит [(Fe, Ni)S]	—	2) HCl (1 : 1) электр. ток; 10—30 сек. Удовлетворительного реагента пока не найдено
26	Миллерит (NiS)	Сильные	1) В парах HBr
27	Никелин (NiAs)	Сильные	2) HNO_3 конц. 1) HNO_3 (1 : 1) 2) H_2O_2 (30%) + H_2SO_4 (несколько капель)
28	Маухерит (Ni_3As_2)	—	1) 1 ч. KMnO_4 конц. + 1 ч. H_2O + + 1—2 капли H_2SO_4 2) HNO_3 (1 : 1)
29	Киноварь (HgS)	Отчетливые	Удовлетворительного реагента пока не найдено
30	Пирит (FeS_2)	—	1) 1 ч. KMnO_4 + 1 ч. H_2O + 1—2 капли H_2SO_4 ; 20—60 сек. 2) HCl и H_2SO_4 + электр. ток
31	Марказит (FeS_2)	Отчетливые	Те же
32	Арсенопирит (FeAsS)	Отчетливые	1) HNO_3 (1 : 1) 20—60 сек. 2) 1 ч. KOH (конц.) + 1 ч. H_2O_2 (30%); 10—60 сек. 3) 1 ч. KMnO_4 + 1 ч. KOH ; 10—60 сек.; образующийся осадок легко удаляется HCl конц.
33	Леллингит (FeAs_2)	Отчетливые	1) HNO_3 конц. в течение нескольких минут
34	Кобальтин (CoAsS)	Незначительные	1) 1 ч. KMnO_4 + 1 ч. H_2O + 1—2 капли H_2SO_4
35	Шмальтий-хлоантит (CoAs_2 — NiAs_2)	—	1) HNO_3 конц.; 5—30 сек. 2) 1 ч. KMnO_4 конц. + 1 ч. H_2O + + 1—2 капли H_2SO_4 ; 5—10 сек.
36	Герсдорфит (NiAsS)	—	1) HNO_3 конц. 2) HBr
37	Ульманнит (NiSbS)	—	1) HNO_3 конц.
38	Группа линнеита (Co_3S_4)	—	Удовлетворительных реагентов пока не найдено

№ по пор.	Название минерала	Эффекты анизотропии	Структурные реагенты
39	Халькопирит (CuFeS_2)	Обычно очень слабые	1) NH_4OH + несколько капель H_2O_2 (30%) 2) 1 ч. KMnO_4 + 1 ч. H_2O + 1—2 капли H_2SO_4 3) HNO_3 конц. + KClO_3 (на кончике ножа)
40	Кубанит (CuFe_2S_3)	Заметные	1) В парах смеси 1 ч. HCl + 1 ч. CrO_3 (50% раствор) 2) NH_4OH + несколько капель H_2O_2 (30%)
41	Борнит (Cu_5FeS_4)	—	1) J в KJ (10 г + 1.2 г KJ + 50 см ² H_2O)
42	Блеклые руды ($3\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$ — — $3\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{As}_2\text{S}_3$)	—	1) 1 ч. HCl + 1 ч. Cr_2O_3 (50% раствор) 2) 1 ч. KMnO_4 + 1 ч. KOH конц. + + 1 ч. H_2O_2 (6%); 10—60 сек.]
43	Энаргит (Cu_3AsS_4)	Отчетливые	1) KCN (20% раствор)
44	Бурнонит (CuPbSbS_3)	Незначительные	1) HBr (60—70% раствор в уксусной кислоте); 2—5 сек.
45	Станнин ($\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$)	Незначительные	1) HNO_3 (1 : 1) 2) 1 ч. KMnO_4 + 1 ч. KOH конц.; осадок смывается HCl
46	Пирагирит-прустит (Ag_3SbS_3 — Ag_3AsS_3)	Значительные	1) HJ конц.
47	Гематит (Fe_2O_3)	Отчетливые	1) HCl (1 : 1) + электр. ток 2) HF конц. 1—2 сек.
48	Магнетит (Fe_3O_4)	—	1) HCl конц. 1—5 мин. 2) HBr (60—70%)
49	Ильменит (FeTiO_3)	Отчетливые	Удовлетворительных реагентов не найдено.
50	Вольфрамит [(Fe, Mn) WO_4]	Отчетливые	То же
51	Хромшпинелиды [(Mg, Fe) (Cr, Al) $_2\text{O}_4$]	—	То же
52	Касситерит (SnO_2)	Заметные	То же
53	Пиролозит (MnO_2)	Отчетливые	
54	Манганит ($\text{Mn}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$)	Очень сильные	1) HF конц.; 30 сек. до нескольких минут
55	Гаусманнит (Mn_3O_4)	Отчетливые	1) HF конц.; 30 сек. до нескольких минут 2) 1 ч. H_2SO_4 + 1 ч. H_2O_2 (30%)

полисинтетически-двойниковое строение зерен сфалерита. На фиг. 15 представлено кристаллически-зональное строение зерен шмальтина.

В некоторых случаях (см. фиг. 2 и 4) этим путем удастся установить наличие разных минералов, которые до травления совершенно не отличаются друг от друга. Иногда среди сплошной мономинеральной массы выявляются различные генерации одного и того же минерала, например, прожилки халькопирита с тонкозернистой структурой, рассекающие крупнозернистый халькопиритовый агрегат (подобно тому, как это часто наблюдается в прозрачных шлифах в кварцевых массах).

Приведенных примеров достаточно для того, чтобы убедиться в том, какое значение может иметь применение структурного травления при изучении полированных шлифов руд. Следует лишь указать, что руды по сравнению с горными породами обладают необычайным разнообразием структурных особенностей. Поэтому при изучении руд, для того чтобы разобраться во всех деталях их строения, свидетельствующих о самых разнообразных явлениях, имевших место в процессе рудообразования (отложение, перекристаллизация, распад твердых растворов, позднейшие

наложения, перегруппировки в твердом состоянии под влиянием динамических воздействий и т. д.), необходимо проводить самые тщательные систематические исследования руд не только в шлифах, но и в полированных штуфах. В противном случае исследователь будет располагать лишь отрывочным фактическим материалом, из которого делать какие-либо более широкие выводы рискованно.

Реагенты, применяемые при структурном травлении

1. HNO_3 конц.
2. HNO_3 (1 : 1).
3. HCl конц.
4. HCl (1 : 1) и (7 : 10).
5. Царская водка (3 ч. HCl + 1 ч. HNO_3).
6. 1 ч. HCl + 1 ч. CrO_3 (50 % раствор).
7. 1 ч. HNO_3 + 1 ч. CrO_3 (50% раствор).
8. 1 ч. H_2SO_4 + 1 ч. H_2O_2 (30%).
9. 1 ч. KMnO_4 + 1 ч. H_2O + 1—2 капли H_2SO_4 .
10. 1 ч. KMnO_4 конц. + 1 ч. KOH конц.
11. KCN (20% раствор).
12. FeCl_3 (20% раствор).
13. KOH (конц. и разбавленный раствор 1 : 5).
14. NH_4OH (25%) + несколько капель H_2O_2 (30%).
15. $(\text{NH}_4)_2\text{S}_2\text{O}_8$ — NH_4OH .
16. 100 см³ $\text{C}_2\text{H}_5\text{OH}$ + 4 г $\text{C}_6\text{H}_2(\text{NO}_2)_3\text{OH}$.
17. 75—85 ч. HNO_3 + 25—15 ч. $\text{C}_2\text{H}_5\text{OH}$ (при приготовлении реагент с шипением вскипает, а иногда дает взрывы; необходимо соблюдать осторожность).
18. 1 ч. KOH конц. + 1 ч. H_2O_2 (30%).
19. 1 ч. J + 1 ч. $\text{C}_2\text{H}_5\text{OH}$.
20. J в KJ (10 г J + 1,2 г KJ + 5 см³ H_2O).
21. HJ .
22. HBr .
23. HF .
24. K_2S конц.
25. $\text{H}_2\text{Sb}_2\text{O}_7$ конц.
26. $\text{K}_3\text{Fe}(\text{CN})_6$ (25% раствор).

Приведенный список реагентов не может считаться в какой-либо мере исчерпывающим. Для исследовательской работы предоставляются еще широкие горизонты в этой области. При подборе реагентов, основываясь на химических реакциях, необходимо лишь стремиться к тому, чтобы реагенты не давали трудно растворимых осадков на минерале.

В вышеприведенной таблице для ряда главных минералов указаны реагенты, дающие наилучшие результаты по данным различных исследователей (Ван-дер-Веена, Шнейдерхена, автора настоящей статьи, Факерта, М. М. Романова и др.). При этом можно быть уверенным, что у неопытного исследователя при первых же попытках применить те или иные реагенты будут часто иметь место неудачи. Главная причина первых неудач заключается в том, что не сразу удается уловить время, необходимое для нормального проявления структуры. Иногда наблюдаются поразительные явления: один и тот же минерал (например, галенит) из различных месторождений или даже из одного и того же месторождения, но с разных горизонтов или из разных штуфов при структурном травлении ведет себя крайне не одинаково. На аналогичные явления указывает и Шнейдерхен. Чем обуславливаются эти явления, до сих пор еще не совсем ясно. Во всяком случае подмечено, что образцы первичных руд, взятых из верхних горизонтов месторождения, гораздо легче подвергаются травлению, чем с более глубоких горизонтов. На скорость травления влияет также парагенезис минералов, количество изоморфных примесей и пр.

Время травления для большинства приводимых реагентов выражается секундами, реже минутами. Для окислов марганца, иридийной платины

и некоторых других трудно травящихся минералов время травления доходит до 15—20 минут, иногда и больше. В некоторых случаях приходится прибегать к помощи электрического тока. В приводимой таблице для ряда минералов указано обычно требуемое для травления время. Однако надо всегда иметь в виду, что на практике указанное время иногда приходится менять, т. е. увеличивать или уменьшать в зависимости от хода реакции травления, и это не должно смущать исследователя.

ЛИТЕРАТУРА

1. Романов М. Травление сульфидных руд при минерографическом исследовании. Изв. Геол. ком., 1929, 48, № 9, 69—76.
2. Schneiderhöhn H. Anleitung zur Mikroskopischen Bestimmung und Untersuchung von Erzen. Berlin, 1922, 108—135.
3. Schneiderhöhn H. und Ramdohr P. Lehrbuch der Erzmikroskopie, B. 1, H. 1 1934, 238.
4. Van der Veen R. W. Mineragraphy and ore-deposition. Hague, 1925, 36—38.

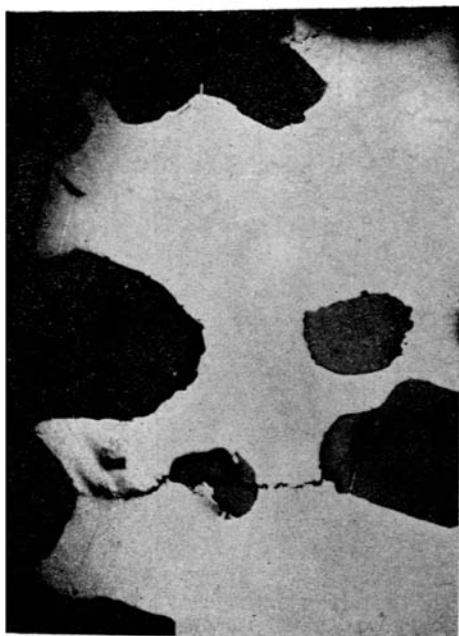
A. G. ВЕТЕКНТИН

ON THE STRUCTURAL ETCHING OF POLISHED SECTIONS

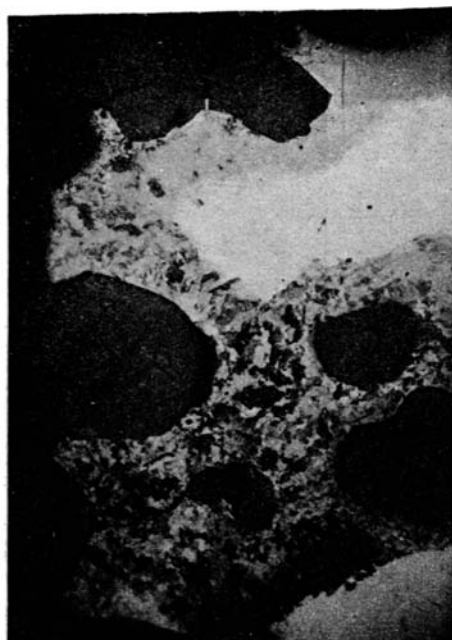
Summary

The author discusses different methods of structural etching of polished sections: (1) the drop method; (2) the method of etching with an immersion of the all polished surface of the section in the reagent, and (3) the method of etching in vapours of strongly acting reagents.

In conclusion the author dwells on the value of structural etching for a study of ores under the microscope, illustrated by some examples. In this connection he lays stress on the fact that ores as compared to rocks possess an unusual variety of structural peculiarities of a different genetic significance. Which compels the investigator carry out the most careful and systematic study of ores not only on thin sections, but on large polished pieces of ores as well.



Фиг. 1. Зерно самородной платины (белое) до травления. Идиоморфные темносерые зерна — хромшпинелид. Коренное месторождение Н.-Тагильского дунитового массива. $\times 90$



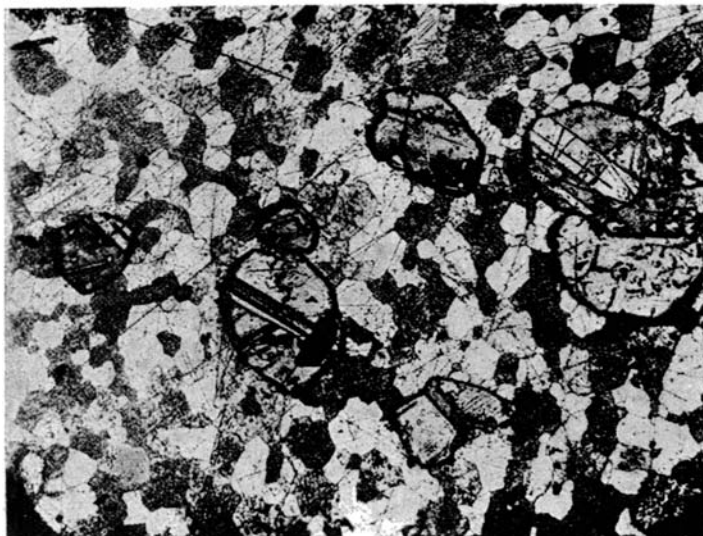
Фиг. 2. То же зерно после неравномерной протравы в парах царской водки. Непротравившиеся ядра (справа наверху и в нижнем правом углу, — первичная платина. Протравленные участки — метаморфизованная (медистая) платина



Фиг. 3. Зерно самородной платины после протравы в парах царской водки. В центре выявилось нетравящееся ядро первичной платины (со штрихами), уцелевшей от замещения. Периферическая, легкопротравившаяся часть представлена никелистой разновидностью. Окружающие темносерые зерна — хромшпинелид. Месторождение Госшахта. Н.-Тагильский дунитовый массив. $\times 100$



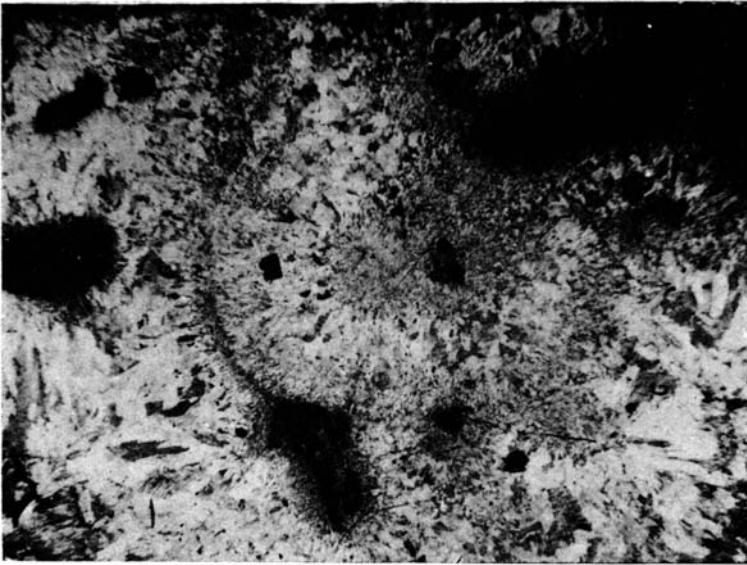
Фиг. 4. То же зерно после вторичной доводки и полировки, протравленное в парах смеси $\text{HCl} + \text{CrO}_3$ (50% раствор). Среди никелистой платины, занимающей периферическую часть, отчетливо выявились легкопротравляющиеся в виде черных пятен зерна какой-то другой разновидности платины (повидимому, медистой).



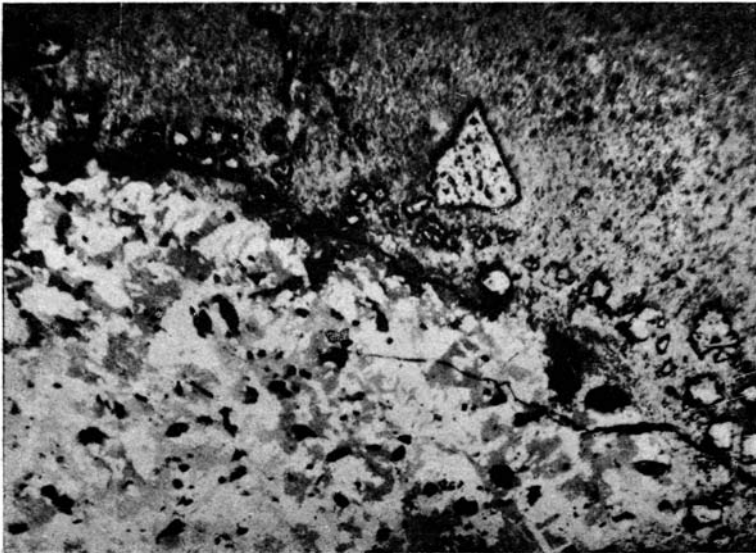
Фиг. 6. Результат комбинированного травления сфалерито-галенитового агрегата: вначале с помощью $KMnO_4 + H_2SO_4$ (в крупных зернах сфалерита выявилось двойниковое строение), затем с помощью электролитического травления с HCl (конц.) — протравилась галенитовая масса. В результате имеем порфировидную структуру агрегата. Месторождение Тсумеб (Ю. Африка). По Г. Шнейдерхену. $\times 80$



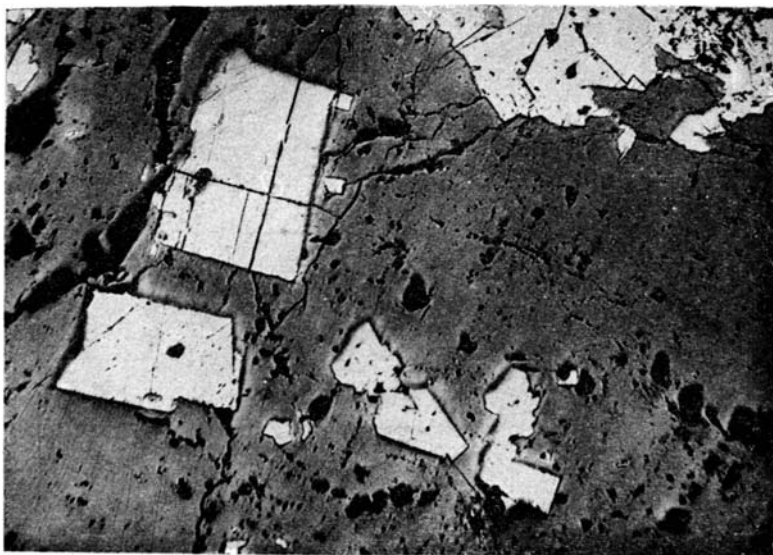
Фиг. 8. Результат травления сфалеритового агрегата в парах царской водки. Гладкие непротравившиеся серые зерна — кварц. Хорошо видно полисинтетическое двойниковое строение зерен сфалерита. Месторождение Левиха II. По Т. Н. Шадлун. $\times 95$



Фиг. 10. Метаколлоидная структура халькопиритовой массы после протравы смесью $\text{H}_2\text{O}_2 + \text{NH}_4\text{OH}$. Черное — пустоты. Месторождение Зангезур (в Закавказье). $\times 120$



Фиг. 11. Два участка халькопирита с резко различной структурой. Рельефные зерна — пирит. Месторождение Зангезур (в Закавказье). $\times 70$



Фиг. 12. Кристаллы галенита (белое) в сфалеритовой массе (серое).
Снято до травления. Месторождение Б. Синанча (ДВК). $\times 130$



Фиг. 13. Тоже. Снято после травления сфалерита в парах царской водки

С. А. ЮШКО

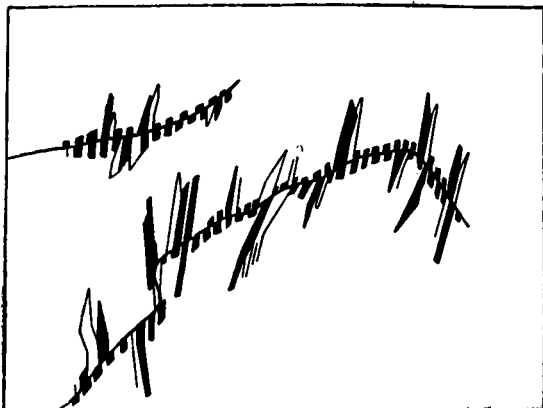
ЯВЛЕНИЯ ДВОЙНИКОВАНИЯ В РУДНЫХ МИНЕРАЛАХ КАК РЕЗУЛЬТАТ ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМА

В настоящей статье, базируясь на некоторых экспериментально полученных данных, делается попытка установить генетическую связь между появлением в рудах полисинтетических двойников и явлениями динамометаморфизма. Установление наличия динамометаморфизма в рудах имеет большое значение для выяснения истории образования рудной залежи, а между тем до последнего времени известно еще очень мало относительно критериев, которыми можно было бы пользоваться для распознавания явлений динамометаморфизма в рудах.

Повидимому, в некоторых случаях указанием на наличие в них динамометаморфизма могут служить явления двойникования отдельных рудных минералов. Экспериментальными исследованиями над сплавами и минералами в форме кристаллов установлена прямая связь между появлением двойников и давлением, которому подвергались образцы. Так, установлено, что под влиянием растяжения, сжатия, кручения и одностороннего давления в минеральных образованиях происходят явления двойникования и скользяния (фиг. 1). В данной статье не разбираются явления двойникования, которые могут характеризовать особые условия роста кристаллов — двойники роста. Явления двойникования в рудных шлифах можно наблюдать сравнительно просто. Для этого надо с помощью структурного травления или с помощью поляризованного света для анизотропных минералов выявить внутреннюю структуру слагающих шлиф минералов. Однако часто бывает трудно решить вопрос о генетическом характере двойниковых образований. При изучении образцов сурьмяной руды Запхитского и Хуландойского месторождений (Кавказ) было установлено, что зерна с двойниковым строением часто закономерно приурочены к кливажным трещинкам в массе крупнозернистого стибнита (фиг. 2). Кроме того, зерна с полисинтетическим двойниковым строением часто наблюдались также в местах сильного рассланцевания рудных образцов. Аналогичные явления отмечены в рудных шлифах Никитовского сурьмяно-ртутного месторождения (фиг. 3), где намечается приуроченность двойниковых образований стибнита и киновари к тектоническим трещинам. Вдоль последних подвижки часто сопровождались образованием зеркальных плоскостей притирания. Двойники стибнита приурочены к трещинам, причем двойниковые плоскости ориентированы в направлении, перпендикулярном к простиранию тектонической трещины. Повидимому, это обусловлено тем, что на ряду с разрывом здесь имело место кручение, которое могло бы привести к появлению системы трещин, на самом деле не образовавшихся, и в местах возможного образования разрывов произошло механическое двойникование стибнита. Такого же характера образования наблюдались в рудах Аллавердского месторождения, где масса крупнозернистого халькопирита 1-й генерации

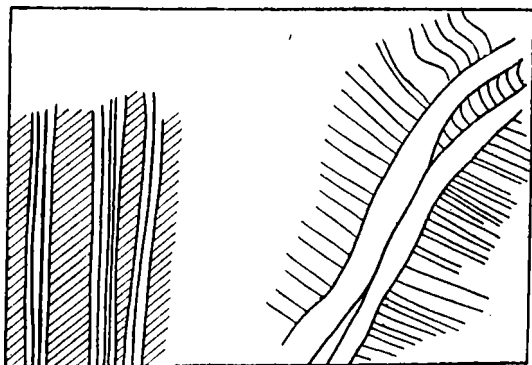
разбита трещинами, выполненными прожилками, состоящими из мелкозернистого халькопирита 2-й генерации и других минералов. Халькопирит 1-й генерации около этих прожилков обладает полисинтетическим двойниковым строением с ориентировкой двойниковых плоскостей, как правило, в направлении, перпендикулярном к трещинам.

Не менее интересными являются наблюдения над сфалеритом с пластинчатыми двойниками в рудах Нагольного Кряжа.



Фиг. 2. Двойники стибнита вблизи тектонической трещины в массе крупнозернистого стибнита. Запхитское месторождение (Кавказ). Ув. 80

К сожалению, автору не удалось установить в рудных шлифах строгую приуроченности к тектоническим трещинам сфалерита с пластинчатыми структурами. Однако последний наиболее часто наблюдался в участках руды, подвергавшихся сильному раздроблению. Кроме того, на ряду с пластинчатыми двойниками, а также и независимо наблюдались часто волнообразно изогнутые двойниковые полоски как простых, так и пластинчатых двойников (фиг. 4 и 5).



Фиг. 5. Две системы двойников в сфалерите. Есауловское месторождение (Донбасс). Ув. 60

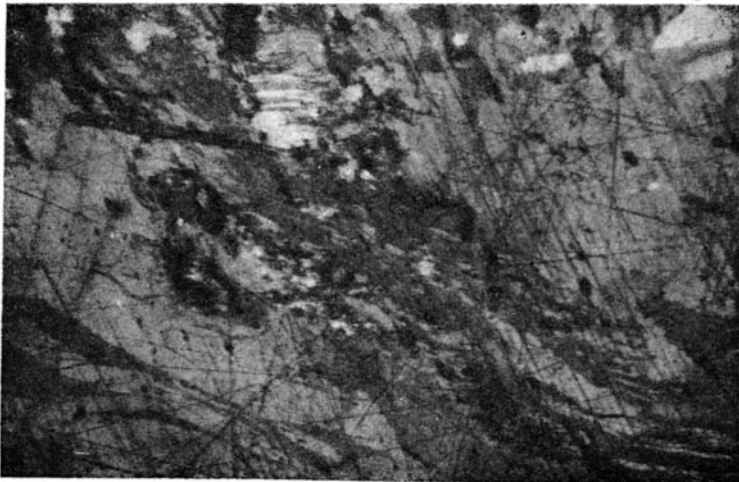
При изучении (фиг. 4 и 5) устанавливается срастание двух систем двойников: для первой плоскостью двойникового срастания служит плоскость (1, 1, 1); другая система, обнаруженная только на широких двойниковых полосках, находится под косым углом к плоскостям предыдущего строения. К двойниковым швам часто приурочены прожилкообразные выделения буланжерита и халькопирита. Повидимому, вторая система пластинчатых двойников образовалась под влиянием давления.

Автор считает, что это является также доказательством наличия явлений локального динамометаморфизма. Кроме того, неоднократно вблизи трещин, разрывающих рудные агрегаты, или вблизи прожилков, выполняющих эти трещины, наблюдалось мелкозернистое сложение руды. Это может быть обусловлено или растворением и переотложением минерала более поздними растворами у стенки трещины

или, более вероятно, тем, что благодаря образованию трещин и последующей передвигке по ним, сопровождающейся сильным раздроблением и перетиранием, произошла частичная перекристаллизация минерального агрегата. Экспериментальными работами автора установлено, что при одностороннем давлении мономинеральный рудный агрегат может полностью или частично перекристаллизоваться. При этом образец, как правило, приобретает более мелкозернистую плотную структуру. Приведенные выше факты и соображения показывают сложность процессов образования и трудность распознавания руд метаморфического



Фиг. 1. Линии скольжения в галените, полученные в результате одностороннего давления в 500 атмосфер на прессе. Ув. 60



Фиг. 3. Явление двойникования стибнита и появление волокнистой киновари вдоль тектонических трещин в руде, состоящей из киновари и стибнита. Никитовское месторождение. Ув. 80



Фиг. 4. Пластинчатые двойники в сфалерите и выделения халькопирита (белое) по двойниковым швам. Есауловское месторождение (Донбасс). Ув. 60

генезиса. Несомненно, установление указанных явлений на большем количестве примеров из различных месторождений может сильно помочь при изучении структур рудных полей месторождений.

S. A. JUSHKO

**PHENOMENA OF TWINNING IN ORES AS A RESULT OF DYNAMIC
METAMORPHISM**

S u m m a r y

In the paper an attempt is made to establish the genetic connection between the appearance of polysynthetical twins in ore minerals and phenomena of dynamic metamorphism. Taking the examples of thin sections of ores from the Khulandoy, Nikitovka, Allaverdy and Nagolny Kryazh deposits, the author establishes that the polysynthetical twins of some minerals are confined to tectonic fractures in ore aggregates (see figs. 2, 3, 4, 5). The author considers that this may serve as a proof of the presence of local dynamic metamorphism in ores.

Experimental investigations on alloys and minerals in the form of crystals have shown a direct connection between the appearance of twins and the pressure of which the specimens had been subjected.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Е. А. Радкевич и А. И. Витушкина. Тарбальджейское оловорудное месторождение	1
Н. В. Павлов. Химический состав рудообразующих хромшпинелидов Южно-уральских месторождений в связи с составом вмещающих пород	23
В. П. Логинов. К изучению сульфидоносности ультраосновных пород СССР	35
А. А. Филимонова и Д. Н. Кофанов. Древнее выветривание Южно-Кемпирсайских хромитовых месторождений Гигант и Спорное	57
И. И. Савельев. Роль микрорельефа в образовании месторождений никелевых силикатных руд на Южном Урале	75
А. П. Кац. Сравнительная характеристика продуктов выветривания и роль хлоритов в образовании обогащенных никелем участков на Шелектинском месторождении	83
И. И. Гинзбург. О типах монториллонитового и галлуазитового выветривания горных пород	101
А. Г. Бетехтин. О структурном травлении полированных шлифов	113
С. А. Юшко. Явления двойникования в рудных минералах как результат динамометаморфизма	129

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Серия по рудным месторождениям

Вып. 1 (№ 1). 1938. Стр. 77. Ц. 3 р.

Е. А. Радкевич. Ляканское полиметаллическое месторождение в Южной Фергане и его генезис.

Вып. 13 (№ 2). 1940. Стр. 39. Ц. 1 р. 70 к.

Акад. А. Н. Заварицкий. К вопросу о происхождении железных руд Бакала.

Вып. 19 (№ 3). 1940. Стр. 35. Ц. 2 р. 50 к.

С. А. Юшко. Микрохимические реакции, применяемые при изучении рудных минералов под микроскопом. С. А. Юшко. Изучение явлений динамометаморфизма в сульфидных рудах.

Вып. 30 (№ 4). 1940. Стр. 64. Ц. 5 р. 50 к.

А. Г. Бетехтин. Южно-уральские марганцовые месторождения как сырьевая база Магнитогорского металлургического комбината им. Сталина.

КНИГИ ВЫСЫЛАЮТСЯ НАЛОЖЕННЫМ ПЛАТЕЖОМ.

Адрес: Москва, 12. Б. Черкасский пер., д. 2.

Контора «АКАДЕМКНИГА».