

26.3

Р-834.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ.

МАТЕРИАЛЫ

ПО ОБЩЕЙ И ПРИКЛАДНОЙ ГЕОЛОГИИ.

Выпуск 70.

COMITÉ GÉOLOGIQUE.

MATÉRIAUX

POUR LA GÉOLOGIE GÉNÉRALE ET APPLIQUÉE.

Livraison 70.

И. Ф. Григорьев.

Исследование Алтайских руд
в отраженном свете.

С 5 таблицами.

J. Grigoriev.

Study of Altai ores in reflected light.

With 5 plates.

ИЗДАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОМИТЕТА.

ЛЕНИНГРАД.

1927.

158292

Северная
районная Научная
Библиотека

КОНТРОЛЬНЫЙ ЛИСТОК
СРОКОВ ВОЗВРАТА

КНИГА ДОЛЖНА БЫТЬ
ВОЗВРАЩЕНА НЕ ПОЗЖЕ
УКАЗАННОГО ЗДЕСЬ СРОКА

Колич. пред. выдач _____

Суд. тип. № 7. 10296 — 10.000 000.





ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ.

МАТЕРИАЛЫ
ПО ОБЩЕЙ И ПРИКЛАДНОЙ ГЕОЛОГИИ.
Выпуск 70.

COMITÉ GÉOLOGIQUE.

MATÉRIAUX
POUR LA GÉOLOGIE GÉNÉRALE ET APPLIQUÉE.
Livraison 70.

И. Ф. Григорьев.

553

Г834

Исследование Алтайских руд в отраженном свете.

С 5 таблицами.

J. Grigoriev.

Study of Altai ores in reflected light.

With 5 plates.

1966 г.

1948

ИЗДАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОМИТЕТА.
ЛЕНИНГРАД.
1927.

~~19484~~

Солерная
Красная Научная
Библиотека

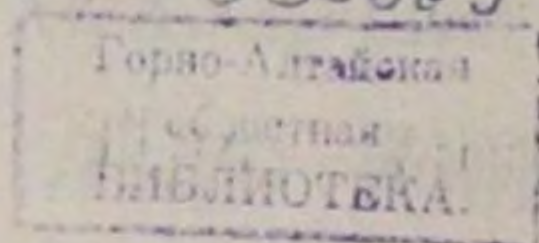
1955

28.303.5

Г834

553

388309



Напечатано по распоряжению Директора Геологического Комитета.

Ответственный редактор

Ученый Секретарь: *М. М. Тетяев.*

Исследование Алтайских руд в отраженном свете.

И. Ф. Григорьев.

(Study of Altai ores in reflected light. By J. Grigoriev.)

ВВЕДЕНИЕ.

Настоящая работа явилась результатом сводной минераграфической обработки нескольких коллекций Алтайских руд. Мною были просмотрены в Томском Университете коллекции бывшего начальника Змеиногорского Округа П. П. Иванова, относящиеся ко второй половине прошлого столетия (около 3000 образцов), проф. П. П. Пилипенки, собранные в 1904—1911 г. (около 3000 образцов), в Барнаульском Музее Алтайского Отделения Русского Географического Об-ва коллекции, пожертвованные Управлением Алтайского Округа (около 2000 образцов), в Горном Музее Ленинградского Горного Института коллекции разных лиц за период от 30-х до 80-х годов прошлого столетия (около 3000 образцов) и хранящиеся в Геологическом Комитете коллекции горного инженера В. А. Кратта (около 300 образцов)¹⁾.

Из наиболее интересных образцов было приготовлено около 300 полированных шлифов, которые и подверглись изучению в отраженном свете. Кроме того, я воспользовался некоторыми шлифами из коллекций детальной съемки Рудного Алтая, собранных В. К. Котульским и мною, и затем некоторыми шлифами из колонок буровых скважин. Всего, таким образом, было просмотрено около 500 шлифов.

В настоящее время большинство Алтайских рудников заброшено и затоплено, и при осмотрах их можно собрать образцы только из отвалов. Все наиболее богатые руды свезены на заводы и проплавлены. Поэтому значение перечисленных выше музейных коллекций, собиравшихся во время

¹⁾ Приношу глубокую благодарность за любезное предоставление коллекций администрации Мин. Музея Томского Университета, проф. А. В. Лаврскому. Барн. Музея М. Н. Палкину и Музея Ленингр. Горн. Института Н. П. Покровскому.

работ рудников, чрезвычайно велико. Особенно ценны образцы из зоны вторичного обогащения. Образцы первичных колчеданистых руд можно будет встретить при возобновлении работ и при проведении буровых скважин во многих рудниках, зона же вторичного обогащения выработана часто нацело, редкие образцы ее имеются только в Музеях. К сожалению, этикетки очень редко дают точное указание на местонахождение, и только по ассоциации рудных минералов образец можно отнести к той или иной зоне.

Методы исследования.

Исследования производились с обыкновенным (ботаническим) микроскопом Лейца при увеличениях 80—150 и иногда 230. Источником света служила электрическая 100-свечная лампа. Шлифы полировались ручным способом с мелким карборундом, карборундовой пылью и крокусом.

Минералы определялись по таблицам Деви и Фарнхэма¹⁾. Сплошные протравы всего шлифа производились по методу Ниссена и Хойта²⁾, Бастина³⁾ и Шнейдерхёна⁴⁾.

Критерии для заключений о последовательности выделения минералов.

Последовательность выделения минералов, приводимая в парагенетических рядах, устанавливается обыкновенно по совокупности ряда признаков. Главнейшие из них: 1) эвгедральность форм на границах соприкосновения минералов, 2) разъедание одних минералов другими и 3) отложение более новых минералов после деформации отложившихся ранее.

Рассмотрим, насколько характерны эти признаки, и насколько можно руководствоваться ими при определении последовательности выделения.

Эвгедральность форм одного минерала на границе с другим может получаться или в результате более раннего выпадения из раствора, или в результате большей кристаллизационной силы у более позднего минерала, вытесняющего первоначальное вещество.

В настоящее время мы не можем с точностью ответить на многие вопросы, касающиеся процессов и характера отложения руд. Несомненно, что источником рудных растворов для средней зоны, к которой относятся почти все Алтайские месторождения, являются летучие водные компоненты

¹⁾ W. M. Davy and C. M. Farnham. Microscopic Determination of the Ore Minerals. 1920.

²⁾ A. E. Nissen and S. L. Hoyt. On the Occurrence of Silver in Argentiferous Galena Ores. Econ. Geol., X, стр. 172—179. 1915.

³⁾ E. S. Bastin. Review на книгу J. Murdoch'a. Econ. Geol., XI, стр. 691—694. 1916.

⁴⁾ H. Schneiderhöhn. Anleitung zur mikroskopischen Bestimmung und Untersuchung von Erzen. 1922.

магмы, выделявшиеся при кристаллизации остывавших интрузивных магматических тел. Этот процесс выделения рудных терм по времени является значительно более коротким, чем весь период остывания интрузии. Отложение рудных минералов из растворов происходило при изменении физико-химических условий: падении температуры и давления, при химических реакциях с боковыми породами и ранее отложенными минералами и при смешении растворов.

Существуют предположения о постепенном накоплении рудных минералов в руде, отлагавшихся из разных порций протекавшего раствора. Каждая порция раствора теряет на своем пути в разных местах различные составные части, и уже на них новые порции раствора отлагают те же или новые минералы, выпадающие здесь с течением времени при новых несколько изменившихся условиях температуры и давления. Выпадение зависит и от количественных взаимоотношений растворенных соединений.

Одним из крупных возражений против гипотезы широкой свободной циркуляции термальных вод является чрезвычайная разбавленность последних, при подсчетах приводящая к колоссальным объемам воды, участвовавшим в процессе отложения месторождения.

Во многих метазоматических месторождениях, где циркуляция растворов может происходить только в субкапиллярных трещинах и должна требовать чрезвычайно долгого времени, возможно, что циркулирует диффузионный поток ионов¹⁾, более проникающих, быстрых и активных и не требующих концентрации большей, чем в обыкновенных водах источников.

Теория рудных магм Спёрра²⁾ сводит процесс отложения рудных минералов еще к более короткому промежутку времени.

Все эти современные представления процессов образования руд не исключают возможности того, что в некоторых случаях отложившиеся минералы остаются неизменными и сохраняют свои кристаллические формы до конца процессов рудоотложения. В таких случаях эвгедральность форм (идиоморфизм) позволяет нам судить о порядке выделения минералов. Важно только быть уверенным, что руда не носит признаков замещения, или такое замещение ограничивается определенной группой минералов. При этом следует иметь в виду, что эвгедральное зерно одного минерала на границе с другим указывает на более раннее окончание выделения первого минерала. Установление начала выделения минералов значительно сложнее. В этом вопросе помогают иногда разобраться мелкие включения одних зерен в других. Вообще же периоды выпадения различных минералов заходят друг за друга, и во многих местах выделившиеся зерна разных минералов могут быть одновременными.

В настоящее время мы не обладаем данными для точных вычислений моментов выпадения различных сульфидов из растворов при изменении

¹⁾ A. R. Whitman. Diffusion in Vein Genesis at Cobalt. Econ. Geol., XV, стр. 136—149. 1920.

²⁾ J. E. Spurr. The Ore Magmas. 1923.

температуры и давления и взаимного влияния их друг на друга. Поэтому, естественно, многие наши рассуждения и гипотезы при объяснении особенностей рудных месторождений строятся на таких внешних признаках, как форма зерен минералов.

Эвгедральные кристаллы, с другой стороны, как уже отмечено, могут образоваться в результате большей кристаллизационной силы у замещающего вещества¹⁾. Характерным примером такого явления служит образование прекрасно ограненных кубов пирита в зоне импрегнации боковых пород. Во многих случаях в рудах можно с несомненностью доказать более позднее образование минерала, обладающего эвгедральными формами (идиобласты). Это выражается, например, приуроченностью эвгедрального минерала к жилкам, секущим более ранний минерал. Но могут быть случаи, где трудно и почти невозможно установить тот или иной характер эвгедральных форм минерала. Только исследование большого числа образцов руды может дать отчетливые примеры взаимоотношений и может указать среди эвгедральных форм на наличие кристаллов, образовавшихся позднее других.

В большинстве гидротермальных месторождений ряды последовательности выделения сульфидных минералов, устанавливаемые на основании эвгедральности их форм, укладываются почти в одну и ту же схему: арсенопирит, пирит, пирротин, сфалерит, тетраэдрит, халькопирит и галенит. Отступления от этой схемы скорее объясняются наличием рудоотложения в несколько приемов, но не иным характером последовательности. Этот ряд в первом приближении соответствует ряду нисходящей твердости тех же минералов²⁾. Более точно Канавал³⁾ выводит зависимость его от уменьшения силы сцепления частиц, которая прямо пропорциональна твердости и молекулярному весу и обратно пропорциональна плотности и числу атомов минерала. Кристаллизационная сила зависит, кроме того, от особенностей расположения атомов в кристалле.

Другим важным признаком при установлении последовательности выделения является разъедание одних минералов другими⁴⁾. Наиболее отчетливым случаем такого замещения бывает объедание более ранних эвгедральных кристаллов более поздним минералом, особенно в начальных стадиях этого процесса. Для прозрачных минералов в тонких шлифах можно установить наличие замещения, зашедшего иногда очень далеко; так, например, для отдельных остатков совершенно разъеданного минерала в поляризованном свете можно точно установить принадлежность их к одному и тому

¹⁾ S. Taber. The Growth of Crystal under External Pressure. Am. Jour. of Sci. 4 ser., vol. XLI, стр. 550. 1916. H. C. Boydell. A Discussion on Metasomatism and the Linear „Force of Growing Crystals“. Ec. Geol., XXI, стр. 1—55. 1926.

²⁾ G. Gilbert. The Relation of Hardness to the Sequence of the Ore Minerals. Ec. Geol., XIX, стр. 668—673. 1924.

³⁾ R. Canaval. Altersverschiedenheiten bei Mineralien der Kieslager. Zeitschr. f. prakt. Geol., XVIII, стр. 181—208. 1910.

⁴⁾ E. E. Fairbank. Mechanism of Replacement and Recrystallization. Econ. Geol. XX, стр. 470—484. 1925.

же кристаллическому индивиду. В отраженном свете для непрозрачных минералов границы отдельных кристаллов устанавливаются значительно труднее. Для некоторых минералов можно пользоваться протравами и иногда поляризованным светом, но картина получается значительно менее ясная.

Наиболее трудный случай установления последовательности, когда оба минерала на их общей границе замещения ангедральны, т.-е. не имеют кристаллических очертаний. В более раннем минерале появляются передовые точки замещения, переходящие затем в сплошные поля, а в более позднем сохраняются остаточные включения раннего. Отличить первые от вторых можно с большим трудом. Бастин¹⁾ считает несомненным признаком более раннего образования «материк» более раннего минерала, окруженный островами в той же кристаллографической ориентировке среди более позднего минерала». В неясных случаях разобраться помогает сильное увеличение, позволяющее различить ряд жилок более позднего минерала, разъедающего более ранний.

Бесспорную и отчетливую картину последовательности дают жилки одного минерала в другом. Часть из них следует линиям механических деформаций, которые претерпела руда, часть кристаллографическим направлениям — спайности и отдельности замещаемого минерала.

К самому факту раздробленности отдельных минералов приходится относиться с некоторой осторожностью²⁾. По раздробленности, например, пирита нельзя сразу сделать заключение, что он появился значительно ранее других сульфидов. Следует при этом учесть хрупкость и пластичность отдельных минералов. Может быть давление, раздробившее пирит, не превзошло пределов упругости других сульфидов, и одни из них сохранили прежние очертания зерен, а другие приспособились к новым условиям благодаря своей пластичности, особенно характерной для галенита³⁾. Учитывая это замечание, и по раздробленности минералов можно устанавливать их взаимную последовательность.

Общая характеристика Алтайских руд.

Большинство крупных Алтайских месторождений по генетическим условиям образования относятся к гидротермальным метазоматическим месторождениям средней зоны. Таловское и Мурзинское являются контактово-метаморфическими, а Кольванское — высокотемпературным пневматолитическим.

Алтайские руды по своему составу являются рудами полиметаллическими и могут быть разделены на две группы: собственно полиметаллические и полиметаллические медно-цинковые⁴⁾.

¹⁾ E. S. Bastin. Ec. Geol., XVIII, стр. 87—93. 1923.

²⁾ A. Wandke. Shattering by Replacement. Ec. Geol., XX, стр. 605—607. 1925.

³⁾ W. L. Uglow. Gneissic Galena Ores from the Slocan District. Econ. Geol., XII, стр. 643—662. 1917.

⁴⁾ А. К. Болдырев и И. Ф. Григорьев. Полиметаллические месторождения Русского Алтая. Мат. по общ. и прикл. геологии (печатается).

Для характеристики их можно привести следующие средние пробы:

	<i>Au</i>	<i>Ag</i>	<i>Pb</i>	<i>Cu</i>	<i>Zn</i>
1. Риддерская окислен.	0,003 ^{0/0}	0,036 ^{0/0}	18 ^{0/0}	3,4 ^{0/0}	3,8 ^{0/0}
" колчед.	0,0017	0,012	7,9	0,6	13,6
Зыряновская окисл.	0,002	0,12	12,5	4,0	5,9
" колчед.	0,0005	0,05	12,8	2,3	24,3
II. Белоусовская колч.	0,00015	0,004	0,7	3,8	7,5

Кроме этих ценных пяти металлов, в рудах в значительных количествах содержатся железо и сера, постоянно в виде примеси сурьма, мышьяк и марганец, и изредка в некоторых месторождениях встречаются кадмий¹⁾, теллур²⁾, селен³⁾, кобальт⁴⁾, индий⁵⁾, молибден⁶⁾ и висмут⁷⁾.

В прежнее время при разработке руды делились по качеству на баритовые и кварцевые, сплошные и вкрапленные, охристые, сажистые и колчеданистые.

В просмотренном мною материале были руды из разных зон. Наибольшее количество шлифов было сделано из руд зоны вторичного обогащения, с одной стороны, потому, что, как я уже указывал, образцы этой зоны являются почти единственными остатками выработанных богатых частей месторождений, а с другой стороны — потому, что эта зона была наиболее богата разнообразными рудными минералами. Из окисленных руд было приготовлено небольшое количество шлифов, так как в большинстве случаев в них не сохранилось никаких следов сульфидных минералов. Зона окисления месторождений на Алтае претерпела резкие изменения, выразившиеся в увеличении количества золота и серебра и уменьшении количества цинка.

В моем распоряжении был большой материал и для зоны первичных руд, но для настоящей работы я его ограничил небольшим количеством образцов, отобрав только наиболее типичные руды. Впоследствии, при описании отдельных месторождений, руды этой зоны будут описаны значительно подробнее.

Основным свойством первичных колчеданистых Алтайских руд является их мелкозернистость. Руда представляет обыкновенно тесную смесь пирита, сфалерита, халькопирита, галенита и отчасти тетраэдрита и состоит из зерен со средними размерами 0,03—0,2 мм. В отдельных редких случаях

¹⁾ П. П. Филипенко. Минералогия Западного Алтая. Изв. Томск. Унив. 62, стр. 378, 465, 468. (1915).

²⁾ Ibid., стр. 351.

³⁾ Ibid., стр. 321, 361, 365, 399, 596, 599, 602.

⁴⁾ Ibid., стр. 399.

⁵⁾ Cotta. Der Altai. 1871. Стр. 237. — В. И. Вернадский. Изв. Ак. Наук, III, 1910, стр. 1136—1142.

⁶⁾ П. П. Филипенко, *ibid.*, стр. 607, 609.

⁷⁾ Ibid., стр. 402.

зерна рудных минералов местами достигают величины 2—3 мм. и редко когда больше.

Первичные руды обыкновенно макроскопически имеют зернисто-кристаллическое массивное сложение, причем часто в них намечается неправильное чередование линзовидных полос с разнообразным соотношением различных минералов. Механические деформации и раздробленность зерен наблюдаются крайне редко.

Минералы.

Полная и подробная сводка минералогии Западного Алтая сделана П. П. Пилипенко (Изв. Томск. Унив., 62, 1915).

Мною были изучены сплошные руды, и приводимое ниже описание устанавливает формы, сложение и соотношение минералов на основании микроскопического их исследования. Указания на нахождение минералов в отдельных месторождениях являются только примерами, поясняющими изложение, и, конечно, не могут считаться исчерпывающими.

Зона первичных руд.

Пирит. Количество пирита в рудах колеблется в среднем от 5 до 15% и изредка достигает 50%. В большинстве случаев пирит является самым ранним минералом в руде. Обыкновенно он обладает отчетливыми эвгедральными формами и встречается в одиночных кубах, местами скопляющихся в виде агрегата нескольких зерен. Иногда он подвергается замещению галенитом, сфалеритом, халькопиритом — редко тетраэдритом, а в зоне вторичного обогащения — халькозином (рис. 1), лимонитом и отчасти ковеллином. Замещение выражается в объедании кубов пирита, приобретающих округленные формы, реже наблюдается разъедание пирита жилками только что перечисленных минералов. Последний тип замещения чаще всего связан с наличием раздробления зерен, что, вообще говоря, замечается довольно редко и выражается одной только трещиноватостью в зернах, сдвиги же почти отсутствуют и были констатированы лишь в единичных случаях.

В кусках руды даже из одного месторождения нельзя наблюдать обязательной последовательности замещения пирита одним из перечисленных выше минералов; повидимому, этот процесс в Алтайских рудах имеет второстепенное и местное значение. Часто зерна пирита разъедаются каким-либо одним минералом, а тут же рядом в другом минерале остаются нетронутыми. В других частях месторождения эти соотношения могут быть иными. Очень редко замещение заходит настолько далеко, что от пирита остаются одни только скелетные формы, или он нацело псевдоморфно выполняется другим минералом (рис. 2).

По отношению к жильным минералам пирит обыкновенно является более ранним, и лишь в некоторых образцах Таловского месторождения

встречаются зерна кварца более ранние, чем остальные сульфидные минералы, в том числе и пирит, который в этом случае местами обладает отчетливой концентрической структурой кубических зерен.

В одном только шлифе из отвалов Змеиногорского рудника (361 b₆)¹⁾ пирит был более поздний, чем сфалерит. Здесь кубы пирита первой генерации окаймлены грубой сферолитовой каймой пирита²⁾ второй генерации, и в некоторых местах пирит в виде тонких (0,01 мм.) жилок пересекает сфалерит. Халькопирит и галенит кое-где проникают между лучами сферолитов пирита, замещая его.

Арсенопирит встречается крайне редко и в очень небольших количествах. Среди просмотренных мною руд он был найден в шлифах Змеиногорского (Т. У. 1640), Зыряновского (Кр. 338), 2-го Карамышевского (Т. У. 2496) и Лазурского (скв. 216, 498—508 фут.) рудников. В первых двух случаях арсенопирит находится в теннантите в виде мелких (0,03—0,2 мм.) остроугольных ромбических и неправильных сечений. В шлифе Лазурского рудника редкие ромбы арсенопирита встречались в кварцево-серицитовом сланце и достигали размеров 1,5 мм., вместе с ними находился в большом количестве пирит и немного халькопирита. Арсенопирит в ряду последовательно выделившихся минералов помещается на одном из первых мест, ясных взаимоотношений его с пиритом наблюдать не удалось; по времени он очень близок к пириту и образовался раньше остальных сульфидных минералов.

Во всяком случае, нет никаких оснований допускать наличие каких-либо особых арсенопиритовых фаз растворов и считать арсенопирит оторванным от общего хода процесса рудоотложения. Появляется он в месторождениях спорадически и часто отсутствует в шлифах из штуфов, на поверхности которых сидят его кристаллы.

Магнетит наблюдается в немногих месторождениях обыкновенно в ничтожном количестве, и лишь в Таловском руднике он в некоторых местах образует более заметные скопления. Он встречается сплошными участками и реже отдельными зернами, преимущественно в ассоциации с гематитом (Золотоушинский, Чудак) и иногда с пирротинем и гематитом (Таловский). Магнетит является одним из самых ранних рудных минералов, вероятно образовавшихся ранее пирита, хотя более точных их взаимоотношений наблюдать не приходилось. Магнетит образовался позднее кварца и роговых обманок, относящихся к фазе контактового метаморфизма, и раньше кварца жильной термальной фазы.

¹⁾ При ссылаках на шлифы приняты следующие сокращения: Т. У. — Мин. Музей Томск. Университета, Б. М. — Барнаульский музей, Г. И. — Горный Музей Ленингр. Горн. Института, Кр. — коллекция В. А. Кратта, скв. — буровая скважина, без букв — коллекции детальной съемки Рудного Алтая. Цифра, стоящая около букв, указывает на соответствующий номер образца в данной коллекции.

²⁾ G. F r e b o l d. Über die eindeutige Unterscheidung von Pyrit und Markasit in Erzlagerstätten. Met. u. Erz., XXIII, стр. 10—12 1926.

Гематит встречается в небольшом количестве в некоторых месторождениях. Иногда он находится в ассоциации с магнетитом (Таловский, Золотушинский), где, повидимому, образуется при высокотемпературных условиях, иногда он встречается в месторождениях средней зоны в жильном кварце с халькопиритом (Локтевский — Лазурский, Маслинский). В связи с этим, вероятно, в рудах могут быть две генерации гематита. Гематит первой генерации следует непосредственно за магнетитом, второй — более поздний, чем сульфидные минералы¹⁾. Это можно высказать только в виде предположения, так как гематит в рудах очень редок, и точнее определить его положение невозможно. Большею частью он встречается в виде чешуек и розеток железного блеска.

Пирротин известен только в Таловском контактово-метаморфическом месторождении. Образование этого минерала требует высокотемпературных условий, которые отсутствовали в большинстве остальных месторождений. Пирротин отлагался позднее магнетита, гематита и пирита, но раньше сфалерита и халькопирита. Довольно легко он разъедается вторичными минералами — лимонитом и ковеллином. Встречается пирротин в виде агрегата зерен и часто перемешан с халькопиритом.

В ничтожном количестве в виде мелких зерен (0,001—0,01 мм.) пирротин констатирован в некоторых шлифах из скважин Лазурского рудника.

Сфалерит один из наиболее распространенных минералов зоны первичных руд. В среднем количество его изменяется от 10 до 40% и достигает в некоторых случаях 70%. Большею частью сфалерит встречается сплошными полосами, состоящими из агрегата зерен и реже отдельными зернами с шестиугольными сечениями (0,05—0,2 мм.). Часто он тесно смешан с галенитом, халькопиритом и тетраэдритом, при чем иногда даже образует неправильные сростания, напоминающие субграфические²⁾ структуры (рис. 13). Во многих случаях сфалерит содержит мельчайшие эмульсионные³⁾ включения халькопирита (рис. 4), реже более грубые включения галенита и иногда тетраэдрита. Сфалерит в рудах отлагался позднее пирита и раньше халькопирита. Соотношения его с жильными минералами кварцем и баритом менее отчетливые, и, повидимому, в некоторых местах сфалерит появляется раньше жильных минералов, в других позже. Замещение и разъедание сфалерита другими сульфидными минералами зоны первичных руд наблюдается редко, иногда в сфалерите встречались жилки халькопирита, галенита и тетраэдрита. При процессах вторичного обогащения и окисления сфалерит обыкновенно разлагается одним из первых и замещается ковеллином (рис. 5), халькозином (рис. 6) и очень редко смитсонитом.

¹⁾ Takeo Kato. Specularite Characteristic of Veins at Shallow Depths. Econ. Geol., XVIII, стр. 695—696. 1923.

²⁾ L. C. Graton and J. Murdoch. The Sulphide Ores of Copper. Trans. Am. Inst. Min. Eng., XLV, стр. 54. 1914. — W. H. Emmons. The Enrichment of Ore Deposits. Bull. U. S. Geol. Surv., № 625, стр. 79. 1917.

³⁾ J. Murdoch. Microscopical Determination of the Opaque Minerals. 1916, стр. 36.—L. P. Teas. The Relation of Sphalerite to the other Sulphides in Ores. Bull. Am. Inst. Min. Eng., № 131, стр. 1917—1931. 1917.

Травление по методу Шнейдерхёна кислым марганцовокислым калием указывает, что сплошные поля сфалерита представляют агрегат зерен размером 0,01—0,2 мм. Иногда среди них различались сложные двойниковые срастания.

В нескольких местах были встречены зерна буровато-серого минерала, который по своим свойствам и химическим реакциям под микроскопом¹⁾ соответствовал эритроцинкиту $(Mn, Zn) S$.

Тетраэдрит. Количество тетраэдрита сильно меняется не только в разных месторождениях, но и в разных участках одних и тех же залежей. Он присутствует как примесь почти постоянно в рудах полиметаллических и редок в рудах медно-цинковых. В некоторых случаях количество его повышается до 10%. Обыкновенно он встречается в виде отдельных зерен, если же его много, он образует тесную смесь с другими сульфидами — с халькопиритом, галенитом и сфалеритом, чаще всего обособляясь попарно с одним из них в вытянутых линзообразных полосах или неправильных включениях. Форма отдельных зерен тетраэдрита большею частью неправильная, в шлифах сечения обладают прямолинейными очертаниями и выпуклыми углами только на границах с галенитом и халькопиритом. Изредка в тетраэдрите наблюдаются мелкие микроскопические эмульсионные включения халькопирита и реже сфалерита. В некоторых шлифах (Петровский 2476 Т. У.) он разъедается галенитом. Тетраэдрит отлагался позднее сфалерита и большею частью раньше халькопирита. В зоне вторичного обогащения тетраэдрит замещается халькозином, аргентитом (рис. 15) и ковеллином.

Теннантит, мышьяковистый аналог тетраэдрита несомненно присутствует в рудах. Некоторые образцы давали потемнение от $K_3 Fe (CN)_6$ характерное для теннантита²⁾. Но, строго говоря, отличить его под микроскопом от тетраэдрита почти невозможно, так как в большинстве случаев мы имеем дело с промежуточными членами изоморфного ряда сурьмянистых и мышьяковых сульфосолей. Пробы перед паяльной трубкой дают³⁾ одновременно возгоны сурьмы и мышьяка. В анализах тетраэдритов, приводимых Пилипенко⁴⁾, содержание сурьмы колеблется от 9,67 до 24,48%, а мышьяка от 1,68 до 8,72%.

Фрейбергит $(Cu, Ag)_8 Sb_2 S_7$ также, повидимому, иногда находится в рудах, по крайней мере некоторые зерна более бурого оттенка давали слабое потемнение от KCN и HNO_3 .

В зоне первичных руд Алтайских месторождений серебряные минералы неизвестны, и источником серебра является тетраэдрит. В анализах тетраэдрита у Пилипенко содержание серебра колеблется от 0,62 до 7,31%. Это дает при содержании тетраэдрита даже в количестве од-

1) J. Murdoch, стр. 148.

2) J. Murdoch, стр. 94.

3) W. M. Davy and C. M. Farnham, стр. 117.

4) П. П. Пилипенко, стр. 402.

ного процента содержание серебра в рудах от 0,006 до 0,07 % т.-е. величины очень близкие к действительным.

Халькопирит принадлежит к числу характерных рудных минералов. Количество его в среднем меняется от 3 до 15 %. Обыкновенно он встречается в ангедральных формах. В некоторых случаях халькопирит активно замещает пирит и сфалерит, объедая их и пересекая в виде жилок. Халькопирит отлагался позже тетраэдрита и раньше галенита и обыкновенно позже жильных минералов (рис. 8). В зоне вторичного обогащения он довольно легко, хотя и не всегда первым, замещается борнитом (рис. 9), халькозином, ковеллином, купритом и лимонитом. Кроме первичного (гипогенного) халькопирита первой генерации, иногда в зоне вторичного обогащения встречается вторичный (супергенный) халькопирит второй генерации. В наблюдавшихся случаях он замещал борнит, образовавшийся за счет халькопирита первой генерации (рис. 10). В одном из шлифов (№ 11 колл. Кратта) халькопирит второй генерации замещал борнит по плоскостям отдельности, образуя тонкую решетчатую структуру (рис. 11).

Галенит относится также к числу главных рудных минералов, количество его изменяется в среднем от 1 до 15 %. Большею частью он выделяется одним из последних и потому обладает почти всегда ангедральными формами (рис. 12). Изредка наблюдаются тесные сростания его со сфалеритом, тетраэдритом, халькопиритом и иногда баритом. Некоторые из таких сростаний по характеру почти приближаются к неясным субграфическим структурам (рис. 13). Очень редко галенит активно замещает более ранние минералы, объедая их и пересекая в виде жилок пирит, сфалерит, тетраэдрит и барит. В некоторых штуфах галенит обладает «гнейсовидным» сложением¹⁾, вероятно, в связи с механическими деформациями, которым могло подвергаться месторождение.

Сплошное травление отдельных зерен и больших участков галенита²⁾ перекисью водорода, концентрированной азотной кислотой и насыщенным раствором сулемы указывает на довольно чистый состав галенита. Включения минералов в галените редки и большею частью представлены тетраэдритом. В Ново-Чагирском руднике (653—9 b) в галените были найдены мелкие включения (0,01 мм.) дюфренуазита ($Pb_2 As_2 S_5$) (?)³⁾. Аргентит и другие серебряные минералы в виде включений ни разу встречены не были. В зоне вторичного обогащения галенит обыкновенно замещается по плоскостям спайности церусситом и ковеллином. Сравнительно более редки случаи замещения галенита халькозином и аргентитом.

¹⁾ W. L. Uglow. Gneissic Galena Ores from the Slocan District. Econ. Geol., XII, стр. 643—662. 1917.

²⁾ A. E. Nissen and S. L. Hoyt. On the Occurrence of Silver in Argentiferous Galena Ores. Econ. Geol., X, стр. 172—179. 1915.

E. S. Bastin. Econ. Geol. XI, стр. 691—694. 1916. — F. N. Guild. A microscopic Study of the Silver Ores. Econ. Geol., XII, стр. 297—353. 1917. — H. Schneiderhöhn. Anleitung zur mikr. Best. 1922.

³⁾ Определение сделано по таблицам J. Murdoch'a и W. M. Davy and Farnham'a.

Гессит встречается в небольшом количестве в Заводинском руднике. Исследованные мною шлифы представляли неправильные включения гессита в кварце, в стороне от них находился пирит.

Пилипенко¹⁾ указывает на присутствие включений золота в гессите и на псевдоморфное замещение гесситом кубов пирита.

Золото, повидимому, присутствует в первичных колчеданистых рудах в самородном виде. При обогащении на столах Риддерских руд золото шло отдельной полосой впереди свинцовых концентратов. Средние анализы концентратов указывают, что содержание золота в тяжелой фракции — свинцовом концентрате — увеличивается в 10 раз по сравнению с содержанием в руде, между тем как содержание свинца повышается всего в шесть раз.

	<i>Au</i>	<i>Ag</i>	<i>Pb</i>	<i>Cu</i>	<i>Zn</i>
Свинцовый концентрат	0,018 ^{0/0}	0,031 ^{0/0}	47 ^{0/0}	0,97 ^{0/0}	15 ^{0/0}
Цинковый „	0,0028	0,016	10,7	1,66	40

Для пояснения этих цифр следует указать, что дробление не позволяло разделять руду на сорта совершенно чистого галенита, сфалерита и т. д. При изучении концентратов под микроскопом видно, что в них часть зерен представляет сростки двух-трех минералов, и в таких случаях золото естественно попадало во все сорта, но главная масса его уходила в тяжелый свинцовый концентрат.

Среднее содержание золота в Алтайских колчеданистых рудах меняется от 0,0001 до 0,0017^{0/0}. Если учесть втрое больший удельный вес золота по сравнению с другими рудными минералами, то можно считать, что золото будет занимать от 0,00003 до 0,0006^{0/0} всего объема руды. В таких условиях на площадь шлифа в 1 кв. см. должна приходится золотинка размером — 0,00003 — 0,0006 кв. миллиметров. Так как при увеличении 80—120 мы в состоянии определить золотинку при размерах ее в 0,01 мм., то можно вывести, что одно такое зерно можно рассчитывать встретить на площади от 330 до 16 кв. см., если бы можно было ожидать, что все это количество золота сконцентрировалось в одном месте.

В настоящее время мы не обладаем методами сплошных протрав шлифа для быстрого нахождения включений золота. В отраженном свете, особенно в мелких зернах, золото очень легко спутать с халькопиритом. Известные до сих пор методы не являются вполне удовлетворительными. Под микроскопом золото довольно легко отличается от халькопирита способностью травиться раствором цианистого калия и амальгамироваться с ртутью, но это хорошо применять лишь в случаях непосредственного определения минерала, не выпуская его из поля зрения микроскопа. Опробование таким способом всех зерен халькопирита в шлифе требует массы времени и не дает полной уверенности, что в результате все-таки перепробованы все

¹⁾ Пилипенко, П. П. Мин. Зап. Алтая, стр. 321—351.

зерна. Амальгамирование всей поверхности шлифа¹⁾ хорошо при отсутствии галенита и серебра, в присутствии же мелких включений названных минералов трудно разбираться во всех светлых блесках после натирания ртутью. Сплошные протравы цианистым калием не применяются, так как при этом золото тускнеет и сливается с фоном жильных минералов. Мною была сделана попытка применить протраву шлифа кислым марганцовокислым калием (разбавленный наполовину насыщенный раствор с каплей H_2SO_4). При такой протраве тускнеет халькопирит, а золото остается нетронутым; несколько мешают при этом иризационные пленки на галените, но они все-таки легко отличаются от золотинок²⁾.

В просмотренных мною шлифах первичных колчеданистых руд золото было встречено всего два раза. Во 2-м Карамышевском руднике (432—171₅) золото бледножелтого цвета, немного более светлое, чем халькопирит, находилось вместе с халькопиритом, пиритом и небольшим количеством тетраэдрита, галенита и сфалерита. Самые золотишки (0,01—0,05 мм.) неправильной формы были расположены частью в жильной породе, частью в халькопирите и между халькопиритом и пиритом (рис. 3). Золото отлагалось, несомненно, после пирита и, вероятно, после халькопирита. В Зыряновском руднике золотишка светлого золота была окружена жильной породой, в которой находились еще пирит, тетраэдрит, сфалерит и в небольшом количестве галенит и халькопирит.

В шлифах, относящихся к зоне вторичного обогащения и к зоне окисленных руд, золото встречалось гораздо чаще, и объясняется это тем, что большая часть шлифов была сделана из образцов наиболее богатых руд, содержащих иногда даже видимое золото. В этих образцах золото находилось вместе с гипогенными и супергенными минералами. Из последних оно сопровождалось аргентитом, ковеллином, халькозином, лимонитом, реже борнитом и кераргиритом. Обыкновенно золото встречалось в виде включений (0,01—0,1 мм.) неправильной формы, иногда в виде коротких жилок (толщиною 0,01—0,2 мм.), располагающихся в промежутках между зернами или по спайности барита. Очень бледный цвет вторичного золота обуславливается большой примесью серебра, и некоторые включения его переходят в электрум. Вторичное золото в общем более серебристо, чем золото зоны первичных руд.

Зона вторичного обогащения и окисления руд.

Серебро принадлежит к числу типичных серебряных минералов в верхних зонах Алтайских месторождений. Форма включений самородного серебра довольно разнообразная, большею частью это неправильные включения (0,01—0,05 мм.), реже жилки, проходящие по границе между зер-

¹⁾ Murdoch. Ibid., стр. 62. — O. Erdmannsdörfer und G. Frebold. Ueber das Vorkommen von gediegenem Gold in Rammelsberg. Met. und Erz, XX, стр. 118. 1923.

²⁾ Лучшее метод, предложенный Van der Veen'om (Mineragraphy and Ore Deposition, 1925). Протравой служит насыщ. раствор $Aq NO_3$.

нами жильных минералов или по плоскостям их спайности. Довольно часты сложные жилки серебра, окаймленные с краев аргентитом (рис. 14). Изредка встречаются ветвистые жилки серебра. В редких случаях толщина жилок достигает размеров больших одного миллиметра, обыкновенно она колеблется в пределах 0,01—0,03 мм.

В одном из шлифов Зыряновского рудника включения серебра в виде жилок и пятен находились в тетраэдрите (рис. 7). Иногда включения и тонкие узоры серебра наблюдались в халькозине (рис. 21), ковеллине и реже в куприте.

Серебро обыкновенно встречается в шлифах в сопровождении аргентита, остатков первичных сульфидных минералов, реже халькозина, борнита и ковеллина. По времени появления серебро большей частью является более поздним минералом, чем аргентит (рис. 16).

При травлении концентрированной азотной кислотой и аммиаком с перекисью водорода¹⁾ включения серебра распадаются на мозаику мелких зерен (0,01—0,1 мм.) мостового сложения, часть из них обнаруживает двойниковые сростки. (Семеновский 1819 Т. У.). Ветвистое серебро Заводинского рудника (Богоявленский гезенк) дает при травлении структуру зонального нарастания отдельных кристаллов.

Аргентит является наиболее распространенным серебряным минералом зоны обогащения. Встречается он в виде небольших включений (0,001—0,003 мм.) и жилок большей частью в жильных минералах. Довольно обычно совместное нахождение в таких жилках аргентита и серебра (рис. 14 и 16). Иногда аргентит непосредственно замещает первичные сульфиды, образуя прекрасные структуры замещения. В Змеиногорском руднике наблюдались графические структуры²⁾ замещения аргентитом галенита (274 и 2426 Т. У.) (рис. 17 и 18), реже халькопирита и тетраэдрита (101 Г. И.) (рис. 15). Менее правильные субграфические сростания аргентита с галенитом и халькопиритом были встречены в Локтевском руднике (385 Г. И.). Иногда аргентит бывает тесно перемешан с другими вторичными сульфидами: ковеллином и халькозином. В таком виде происходит замещение тетраэдрита в шлифе 356 н-вс Змеиногорского рудника. Повидимому, примесью тонкорассеянного ковеллина обуславливается часто наблюдающийся голубоватый оттенок аргентита. Вероятно, в аргентите так же, как и в халькозине, возможны твердые растворы ковеллина, распадающиеся при изменении физико-химических условий (рис. 18)³⁾.

¹⁾ H. Schneiderhöhn, *ibid.*, стр. 272—274. — K. Oebbeke und M. V. Schwarz. *Gefügebilder gediegener Metalle. Met. und Erz*, XX, стр. 445. 1923. В качестве примера приведено травление самородного серебра из Змеиногорского рудника.

²⁾ A. F. Rogers. The so-called Graphic Intergrowths. *Ec. Geol.*, XI, стр. 582. 1916.—G. Kalb. *Erzmikroskopische Untersuchung der Castillit. Centralbl. für Min.*, 1923, № 18, стр. 547. Автор называет ее мirmekитовым сростанием и указывает, что такое сростание наблюдалось для Змеиногорского рудника.

³⁾ G. Kalb und M. Bendig. *Erzmikroskopische Untersuchung der Mineralreihe Silberglanz — Kupferglanz. Centralbl. f. Min.* 1924, № 17, стр. 516—519. В числе примеров автор указывает ялпайт (3 *Aqz S. Cuzz S*) из Змеиногорска. В просмотренном мною материале этот минерал не был встречен.

Очень редки коллоформные¹⁾ скорлуповатые образования аргентита (рис. 19).

Сопровождающими минералами являются серебро, ковеллин, иногда борнит и изредка халькозин.

Аргентит по времени своего образования близок к ковеллину, халькозину и серебру и в некоторых случаях им одновременен, а в некоторых позже халькозина и раньше серебра.

Кераргирит является довольно распространенным минералом на поверхности рудных штуфов, в широких трещинах и внутри некоторых окисленных карбонатных минералов²⁾. В шлифах он встречался крайне редко. Присутствие его характеризует верхние части зоны окисления.

Стромейрит ($Ag_2S.Cu_2S$) принадлежит к числу редких минералов зоны вторичного обогащения. В коллекциях были образцы его только из Змеиногорского рудника (Т. У. 229, 230, Б. М. 22, Г. И. 91). Находится он в виде сплошных жилок до полусантиметра мощностью среди сульфидных руд, начинающих подвергаться обогащению. В нем часто наблюдаются остаточные включения сфалерита, тетраэдрита, халькопирита и борнита.

При травлении концентрированной HNO_3 стромейрит обыкновенно распадается на мозаику зерен (0,2—0,4 мм.) мостовой структуры с резко выраженным одним направлением спайности (Т. У. 230), иногда после травления можно обнаружить неправильные тонкие жилки халькозина (Т. У. 229) или сложные тонкие узоры срастания стромейрита с халькозином (Г. И. 91). Такие структуры отчетливее выявляются после чистки протравленного шлифа на замше (рис. 20). Эти примеси обуславливают переходы стромейрита к так называемому серебряно-медному блеску $(Cu, Ag)_2S$, хотя в некоторых случаях сюда же относятся и аргентиты с примесью халькозина и ковеллина.

Очень характерно постоянное сопровождение штуфов стромейрита борнитом и отчасти ковеллином. По времени своего образования стромейрит относится к ранним фазам процесса вторичного обогащения и отлагался, хотя и позже борнита, но почти одновременно с халькозином и аргентитом. Во всяком случае он, повидимому, встречается только в пределах зоны вторичного сульфидного обогащения, где циркулировали щелочные воды.

Борнит редок в Алтайских месторождениях и встречается в небольших количествах, повидимому, как один из первых минералов начальной стадии процессов вторичного обогащения. Очень часто он непосредственно замещает халькопирит (Таловский 2151 Т. У., Змеиногорский 2348 Т. У., Кратт № 11) (рис. 9), при чем иногда замещение происходит даже в микроскопических включениях халькопирита, эмульсионно рассеянных в сфалерите (Змеиногорский 356с₁₂). В большинстве случаев борнит встречается отдельными изолированными включениями неправильной формы и неболь-

¹⁾ А. F. Rogers. A Review of the Amorphous Minerals. Journ. of Geol., XXV, стр. 517. 1917.

²⁾ П. П. Пилипенко. Мин. Зап. Алтая, стр. 412.

ших размеров (0,01—0,1 мм.) среди жильных минералов. Борнит обыкновенно замещается жилками халькозина и изредка ковеллина. Несколько раз наблюдалось замещение борнита халькопиритом второй генерации, разъедающим борнит в виде тонких ветвящихся жилок (Змеиногорский 230, Т. У., 91 Г. И.) (рис. 10) или образующим решетку тонких полосок¹⁾ халькопирита, расположенных по определенным кристаллографическим направлениям борнита (рис. 11). Полоски халькопирита часто окаймлены халькозином.

Борнит обыкновенно находится в рудах, в значительной части состоящих из первичных сульфидов — сфалерита, халькопирита, галенита, тетраэдрита, пирита, — и сопровождается халькозином, ковеллином, иногда аргентитом и изредка стромейритом и самородным серебром.

Неизвестный минерал (оранжевый борнит)²⁾. В шлифе 273 Т. У. Змеиногорского рудника был встречен неизвестный минерал кремово-желтого цвета несколько более светлого и более бурого оттенка чем пирит. Твердость его низкая, меньше 3, почти равная борниту. При травлении он дает следующие реакции: с HNO_3 — слабо тускнеет в некоторых частях, HNO_3 conc — тускнеет, HCl — не действует, HCl conc — не действует, KCN — травится, обнаруживая структуру, $HgCl_2$ — покрывается иризирующей пленкой, легко счищается, $FeCl_3$ — тускнеет и глубоко травится, KOH — не действует, $NaOH$ — не действует, $NH_4 OH$ — не действует, $(NH_4)_2 S_x$ — покрывается зеленой иризирующей пленкой, легко счищается, $K_3Fe(CN)_6$ — дает желто-бурый налет, легко счищается.

В шлифе (рис. 21) этот минерал окаймляет остаточные зерна борнита (0,2—0,5 мм.), замещая его. Каемки минерала (0,05—0,3 мм.) при травлении ясно обнаруживают его коллоформную структуру с радиально лучистым расположением отдельных шестиков (рис. 22). В свою очередь этот кремовый минерал, а иногда и непосредственно борнит замещаются голубым халькозином, обволакивающим их новой коркой коллоформного характера. Халькозин разъедает оба минерала, но особенно тонкие прорастания он дает на границе с борнитом. В халькозине встречаются тонкие ветвистые включения самородного серебра.

Малое количество этого неизвестного минерала и тесное срастание его с борнитом и халькозином не дают возможности определить его точнее. Можно высказать только предположение, что по своему составу он должен быть промежуточным между борнитом и халькозином, т.-е. должен являться неизвестным минералом. Краусс и Кольдсберри³⁾ приводят анализ чистого кристаллического борнита с формулой $Cu_{12}Fe_2S_9$, отличающейся от установленной формулы $Cu_{10}Fe_2S_8$, и высказываются за возможность

¹⁾ L. C. Graton and D. H. Laughlin. Ore Deposition and Enrichment at Engels. Cal. Econ. Geol., XII, стр. 21. 1917.

²⁾ В таблицах J. Murdoch'a „Microscopical Determination of the opaque Minerals“ этот минерал ближе всего подходит к Orange Bornite (unknown mineral); стр. 64.

³⁾ E. H. Krauss and J. P. Coldsberry. The Chemical Composition of Bornite and its Relation to the other Sulpho-Minerals. Am. Journ. of Sci., 37, 4 ser., стр. 539—553. 1914.

РРРР

наличия еще целого ряда соединений, промежуточных по составу между борнитом и халькозином. В последнем предположении они оперируют с цифрами анализов из Гинце¹⁾, не дающими уверенности в отсутствии замещения борнита халькозином. Такое замещение очень типично и вполне естественно для борнита, и предположение Краусса и Кольдсберри, хотя и возможно, но, строго говоря, ничем пока еще не доказано.

Цвет нашего неизвестного минерала резко отличает его от борнита, в статье же Краусса и Кольдсберри цвет их минерала не указан²⁾.

388309
158299

Халькозин очень характерен для зоны вторичного обогащения, но обыкновенно присутствует в небольших количествах и только в некоторых местах образует значительные скопления. Большею частью он встречается в виде жилок и сплошных полей, разъедающих первичные минералы сфалерит, халькопирит, тетраэдрит, реже пирит (рис. 1 и 2), галенит и борнит (рис. 9). В свою очередь халькозин очень легко подвергается замещению ковеллином, купритом, малахитом и лимонитом. В различных месторождениях и в разных частях одного и того же месторождения порядок разъедания и замещения минералов различен. Во многих случаях разъедается преимущественно и первым сфалерит (Сокольный 150, Крюковский 3496 Т. У., Зыряновский 5806 Т. У.), в других сфалерит и халькопирит (Путинцевский 5753, 5754 Т. У., Белоусовский 64 Б. М.) (рис. 6), иногда халькопирит и пирит (Риддерский 134, Белоусовский 28 Б. М.) или халькопирит и тетраэдрит (Сокольный 126). При замещении халькозина купритом изредка образуются оригинальные вторичные структуры замещения: петельчатые (Зыряновский 5148 Т. У.) при разъедании жилками куприта, зональные (Зыряновский 2861 Т. У.) (рис. 25) от чередования концентрических слоев куприта и халькозина. Очень часто халькозин в краях или в середине жилок замещается рядом промежуточных продуктов окисления купритом, лимонитом, малахитом, давая сложные дендритовые узоры вдоль их общей границы.

Сравнительно редко халькозин бывает чисто белого цвета, гораздо чаще ему свойственны голубые оттенки, обусловленные примесью ковеллина, который содержится в халькозине в виде твердого раствора³⁾ и дает непрерывный переход оттенков от белого цвета до голубого⁴⁾. При повышении содержания ковеллина он обособляется в самостоятельные скопления и жилки, образуя иногда сложные узоры «двухцветного халькозина»⁵⁾ (рис. 24), переходящие в субмикроскопические сплетения (Лазурский 64 Б. М., Змеиногорский 361_{бю}, Зыряновский 5806 Т. У.).

¹⁾ Hintze. Handbuch der Mineralogie.

²⁾ Этот минерал кроме шлифа 273 Змеиногорского рудника встречался и в других шлифах (Змеиногорский 221), но в менее отчетливом виде.

³⁾ E. Rosnjak, E. T. Allen and H. E. Merwin. The Sulphides of Copper. Econ. Geol., X, стр. 491—535. 1915.

⁴⁾ Те же авторы. Bull. Am. Inst. Min. Eng., 1916, № 113, стр. 888.

⁵⁾ C. F. Tolmann. Observation of Certain Types of Chalcocite and Their Characteristic Etch Patterns. Bull. Am. Inst. Min. Eng., 1916, № 110, стр. 403.

В очень редких шлифах встречается халькозин более ранний чем борнит. В шлифе Змеиногорского рудника 380 Т. У. белый халькозин замещается по плоскостям спайности тонкими полосками борнита¹⁾, образующими решетчатую структуру, переходящую местами в неясно графическую. Оба эти минерала замещены затем голубым халькозином более поздней генерации (рис. 23).

Травление халькозина концентрированной азотной кислотой и раствором цианистого калия указывает, что во всех случаях халькозин принадлежит к ромбической модификации, которая является низкотемпературной, образовавшейся ниже 91°С, т.-е. холодными нисходящими водами.

В редких случаях зерна протравленного халькозина достигают размеров 0,5—1 мм., чаще они настолько мелки, что протравленная поверхность обладает структурой трещиноватого фарфора²⁾ (Чудак 2613, 5103 Т. У.).

В тонких жилках халькозин имеет лучисто-шестоватое сложение.

Ковеллин является типичным минералом зоны вторичного обогащения Алтайских месторождений. В большинстве случаев эта зона характеризовалась «сажистыми рудами», получившими свое название от землистого порошковатого ковеллина, замещающего интенсивно первичные сульфиды. Для ковеллина характерна тесная связь с халькозином, но очень часто он самостоятельно замещает сфалерит, потом халькопирит, галенит, пирит и изредка тетраэдрит (рис. 5). Повидимому он относится к верхним частям зоны вторичного обогащения и часто появляется при разложении сульфидов в зоне окисленных руд. Обыкновенно ковеллин встречается в виде неправильных жилок, разъедающих более ранние минералы. Иногда он имеет форму отдельных мелких пластинок и чешуйчатых скоплений (0,02 мм.), пронизывающих галенит или халькозин. По времени своего образования он в некоторых случаях одновременен с халькозином, чаще же появляется позже его, но раньше куприта и лимонита. По отношению к серебряным минералам ковеллин одновременен с аргентитом (Змеиногорский 274, 2427 Т. У. 256_{С11-6}) (рис. 18) или позже его (Змеиногорский 2348, 2426 Т. У.) и раньше самородного серебра (Змеиногорский 273 Т. У., Черепановский 2191 Т. У.).

Куприт относится уже к зоне окисления месторождений. Он довольно часто замещает халькозин по системе тонких нитеподобных жилок, давая петельчатые и концентрически скорлуповатые (Ново-Чагирский 653—9а) структуры замещения. В большинстве случаев куприт тесно перемешан с лимонитом и представляет переходы в смоляную медную руду. Он легко замещается малахитом и азурином и, вообще говоря, очень неоднороден под микроскопом.

Лимонит также принадлежит к числу очень характерных минералов зоны окисления и в верхних частях некоторых месторождений является

¹⁾ J. Segall. The Origin and Occurrence of Certain Crystallographic Inter-growths. Econ. Geol., X, стр. 467. 1915.

²⁾ A. M. Bateman and D. H. Mc Lauchlin. Econ. Geol., XV, стр. 36. 1920.

главной составной частью железной шляпы. Под микроскопом он наблюдался главным образом в виде замещения пирита и халькопирита.

Медь самородная в Алтайских месторождениях имеет минералогический интерес. Она изредка встречается мелкими (0,02—1 мм.) зернами в куприте (Змеиногорский 2393, 2375 Т. У., Золотушинский 33, Зыряновский 5148 Т. У., Николаевский 5364 Т. У., Матвеевский 70d) или небольшими желваками и дендритовыми сростками в жильных и боковых породах.

Марказит является вторичным минералом, образованным кислыми нисходящими водами¹⁾, и встречается в очень немногих месторождениях. Наиболее обычными формами нахождения его бывают корки и желваки с радиально-лучистым сложением. В сплошных массах он в отличие от пирита ясно субгедрален по отношению к жильным минералам.

Жильные минералы в месторождениях представлены кварцем, баритом, серицитом, хлоритом и кальцитом. В Таловском руднике сверх того известны тремолит и роговая обманка, а в Мурзинском — гранат.

Структуры руд.

В первичной зоне многих Алтайских месторождений руды делятся на сплошные и вкрапленные. Разграничение их, конечно, условно. Жильные минералы присутствуют в рудах постоянно, и количество их редко когда бывает меньше 10—20%. Термины же эти скорее определяют главные части месторождения, как геологического тела, — зону отложения и зону импрегнации.

Сплошные руды обладают зернистыми структурами (рис. 26—30) и представляют смесь зерен, очень неоднородную по составу в различных частях. В рудах простым глазом можно различить полосы, линзы и включения, отличающиеся по внешнему виду. Под микроскопом обыкновенно каждое такое обособление имеет только несколько иное соотношение составных частей, минералы же присутствуют те же самые. Эти обособления создаются иногда преобладанием какого-либо одного минерала, иногда повторяющимся закономерным преобладанием двух минералов. Из таких комбинаций характерны ассоциации сфалерита и халькопирита, сфалерита и галенита, реже сфалерита и тетраэдрита, галенита и тетраэдрита, халькопирита и тетраэдрита, халькопирита и галенита и иногда халькопирита и пирита. Во многих случаях преобладающие минералы представляют очень тесную смесь и переходят в очень тонкие срастания, напоминающие субграфические²⁾ структуры (рис. 13). Комбинации преобладающих минералов обыкновенно меняются в разных частях одного и того же месторождения

¹⁾ E. T. Allen, J. L. Crenshaw and J. Johnston. The Mineral Sulphides of Iron. Am. Jour. of Sci., 4 ser. 33, стр. 169—236. 1912.

²⁾ L. C. Graton and J. Murdoch. The Sulphide Ores of Copper. Trans. Am. Inst. Min. Eng., XLV, стр. 54. 1914.—W. H. Emmons. The Enrichment of Ore Deposits. Bull. U. S. Geol. Surv., № 625, стр. 79. 1917.

и никогда не выдерживаются строго во всей залежи. В некоторых случаях обособления имеют неправильные очертания, в других руда представляет ряд чередующихся линз разного состава, а иногда такое чередование принимает вид грубого полосчатого сложения (рис. 28).

Образцы Алтайских полосчатых руд не представляют строго закономерных чередований отдельных полос, самые полосы не являются строго выдержанными по протяжению их и не разграничены резко друг от друга. Большею частью границы полос расплывчаты и обуславливаются изменением количественных соотношений рудных минералов, полосы часто выклиниваются и пережимаются.

При объяснении полосчатого сложения руд гидротермальных месторождений средней зоны высказывались разные взгляды.

В некоторых случаях полосчатость может быть крустификационной. В других ¹⁾ полосчатое сложение является результатом деформации месторождения после отложения руд и последующего метаморфизма. Иногда полосчатые руды образуются при нормальном замещении сланцеватых пород. С т и к н е й ²⁾ в своей работе о Кыштыме выдвигает теорию образования полосчатых руд при замещении смятых разлистованных зон растворами с убывающим содержанием железа. Ф и н л е й с о н ³⁾ придает значение замещению сланцеватых пород и различиям в осмотическом давлении сульфидов. Л и н д г р е н при объяснении тонкой полосчатости руд из округа Тинтик ⁴⁾, состоящих из правильного чередования полос кварца с полосами галенита со сфалеритом и небольшой примесью пирита, принимает, что замещение известняков происходило коллоидальным кремнеземом. Коллоидальная масса легко проникалась электролитами, а эти последние при реакции с остаточными растворами, содержащимися в геле, могли легко производить ритмическое ⁵⁾ осаждение сульфидов. Последующая кристаллизация коллоида кремнезема изменяет его в халцедон и кварц. Такие руды очень близки к Нерчинским бурундучным рудам.

В Алтайских месторождениях полосчатое сложение руд во многих случаях, особенно в пластовых залежах среди сланцев, несомненно обязано первоначальной сланцеватости пород и главным образом зависело от постепенного замещения их растворами, изменяющими свой характер с течением времени. Такая точка зрения применима к месторождениям изученных рудников Лазурского и Белоусовского. Явления механической деформации руд в Алтайских месторождениях не играют большой роли и для объяснения полосча-

¹⁾ W. Lindgren and Irving. The Origin of the Rammelsberg Ore Deposit. Econ. Geol., VI, стр. 311. 1911.—W. L. Uglow. Gneissic Galena Ores. Econ. Geol., XII, стр. 643—662. 1917.

²⁾ A. W. Stucky. The Pyritic Copper Deposits of Kyshtim, Russia. Econ. Geol., X, стр. 593—633. 1915.—Тоже В r u c k, E. L. Mem. Can. Geol. Surv., 105, стр. 71, 76. 1918. Руды Mandi Mine.

³⁾ A. M. Finlayson. Pyritic Deposits of Huelva. Econ. Geol., V, стр. 416. 1910.

⁴⁾ W. Lindgren. Process of Mineralization and Enrichment in the Tintic Mining District. Econ. Geol., X, стр. 225—240. 1915.

⁵⁾ R. Liesegang. Geologische Diffusionen. 1913.

тости значения не имеют. Может быть, деформации после отложения руд привели к образованию некоторых гнейсовидных галенитов ¹⁾ (Змеиногорский рудник), но, судя по малой смятости пород и сильной текучести галенита, можно высказать предположение, что и в этих случаях действовавшие силы не были велики.

Конечно, в разных месторождениях причины полосчатости могут быть различными и сложными. Явление это требует для его объяснения детального геологического изучения строения залежи и процессов, сопровождавших отложение.

Очень редко в первичных рудах наблюдается грубое приближение к микрококардовому сложению. Например, в шлифе Петровского рудника (41. Г. И.) отдельные зерна сфалерита среди барита окаймлены тетраэдритом, халькопиритом и галенитом.

В числе структур, относящихся к зоне первичных руд, следует упомянуть эмульсионную структуру ²⁾ сфалерита, содержащего очень мелкие включения халькопирита (0,001—0,01 мм.) (рис. 4) реже более грубые галенита и иногда тетраэдрита. Шнейдерхöhn ³⁾ объясняет подобные включения распадом смеси сфалерита, насыщенной халькопиритом, при понижении температуры.

Группа вкрапленных руд характеризуется значительным преобладанием жильных минералов по сравнению с сульфидами. Последние обыкновенно образуют мелкие включения, неправильные скопления, жилки и полосы. Структурные взаимоотношения сульфидов в более крупных скоплениях не представляют ничего особенного по сравнению со сплошными рудами.

В зоне вторичного обогащения преобладают главным образом структуры замещения.

Довольно часты петельчатые структуры замещения халькопирита халькозином, ковеллином, купритом и лимонитом и нитеобразные ⁴⁾ структуры замещения халькозина купритом, иногда сфалерита халькозином и ковеллином и тетраэдрита халькозином.

Изредка встречаются зональные ⁵⁾ структуры замещения халькопирита чередующимися кольцами халькозина и куприта (рис. 25).

В некоторых местах замещение халькозина купритом, галенита ковеллином и церусситом происходит по сложным дендритовым узорам.

¹⁾ W. L. Uglow. Gneissic Galena Ores from the Slocan District. Econ. Geol., XII, стр. 643—662. 1917.

²⁾ J. Murdoch. Microscopical Determination of Opaque Minerals, стр. 36. 1916.—H. Schneiderhöhn. Anleitung... стр. 102—103. 1922.—L. P. Teas. The Relation of Sphalerite to the other Sulphides in Ores. Bull. Am. Inst. Min. Eng., 1917. № 131, стр. 1917.

³⁾ H. Schneiderhöhn. Entmischungerscheinungen innerhalb von Erzmischkristallen. Met. und Erz., XIX, стр. 501—508, 517—526. 1922.

⁴⁾ F. N. Guild. A. Microscopic Study of the Silver Ores. Econ. Geol., XII, стр. 323. 1917.

⁵⁾ H. Schneiderhöhn. Anleitung, стр. 130.

Иногда при замещении отлагающийся вновь минерал обладает коллоформной ¹⁾ структурой особенно отчетливой после травления. Под этим названием объединяются все округленные более или менее сферические формы — натечно-сколуповатые, почковидные, гроздевидные и прочие, характерные для коллоидных и метаколлоидных ²⁾ веществ. В таком виде встречаются халькозин, оранжевый борнит (?) (рис. 22), аргентит (рис. 19), марказит (Змеиногорский 323 Т. У.), куприт (Ново-Чагирский 653—9а).

При травлении коллоформные корки распадаются на радиально лучистые или концентрически скорлуповатые сростки.

Редкий тип структур замещения представляют решетчатые ³⁾ структуры, где замещение начинается по определенным кристаллографическим направлениям замещаемого минерала. Подобные прорастания наблюдались при замещении халькозина борнитом (рис. 23) и борнита супергенным халькопиритом (рис. 11).

Великолепно выраженные графические ⁴⁾ структуры замещения встречались при замещении аргентитом галенита (рис. 17 и 18), халькопирита и тетраэдрита (рис. 15).

Довольно тонкие неправильные срастания очень часто наблюдаются в голубом халькозине. Ковеллин образует твердый раствор в халькозине; при понижении температуры распадение его происходит неравномерно и дает в результате различно окрашенные узоры «двухцветного» ⁵⁾ халькозина.

Руды.

Первичные колчеданистые руды состоят из сфалерита, пирита, галенита, халькопирита и небольших количеств тетраэдрита и самородного золота. Все эти минералы присутствуют в каждом месторождении, но часть из них может отсутствовать в отдельных штуфах, и почти невозможно найти даже небольшие образцы, состоящие из одного только минерала. Сульфиды все тесно перемешаны друг с другом. Количественные их соотношения в разных участках месторождения подвержены довольно резким колебаниям, при чем часто создается впечатление как бы тесной связи одного сульфида с другим, но рядом в других местах характер ассоциации уже меняется.

¹⁾ A. F. Rogers. A Review of the Amorphous Minerals. Jour. Geol., XXV, стр. 517. 1917.

²⁾ Wherry. Journ. Wash. Acad. Sci., IV. 1914, стр. 112. Микрористаллические вещества коллоидного происхождения.

³⁾ J. Segall. Origin and Occurrence of Certain Crystallographic Intergrowths. Ec. Geol., X, стр. 467. 1915.

⁴⁾ A. F. Rogers. The so-called Graphic Intergrowths of Bornite and Chalcocite. Econ. Geol., XI, стр. 582—593. 1916.

⁵⁾ C. F. Tolman. Observation on Certain Types of Chalcocite. Bull. Am. Inst. Min. Eng., № 110, стр. 403, 1916.

Структуры руд первичной зоны обыкновенно зернистые, часто с вытянутым расположением отдельных включений линз, и полос, переходящие в грубо полосчатые. Очень редки грубые микрококардовые сложения.

К особенностям отдельных месторождений относятся присутствие пирротина для Таловского рудника, гессита и алтаита для Заводинского рудника, сравнительное богатство тетраэдритом вкрапленных баритовых руд для Змеиногорского рудника, бедность и даже отсутствие тетраэдрита в группе месторождений медно-цинковых полиметаллических (Лазурский, Белоусовский, Таловский и др. рудники).

Спорадически появляется арсенопирит и в некоторых месторождениях магнетит и гематит.

Привлекает внимание отсутствие в руде собственно серебряных минералов, даже в виде микроскопических включений в галените. Поэтому источником всего серебра приходится считать тетраэдрит, который по анализам содержит от 0,62 до 7,31% серебра.

Протравы первичных сульфидов с целью обнаружения в них соединений, обуславливающих присутствие селена, кадмия, индия, кобальта, молибдена, висмута и марганца, не дали никаких указаний на нахождение особых минералов, и остается только предположить, что следы содержания этих элементов заключаются в виде изоморфных примесей к распространенным минералам—галениту, сфалериту и тетраэдриту.

Руды зоны вторичного обогащения и зоны окисления представляют большое разнообразие не только в разных, но и в одном и том же месторождении. Влияние особенностей первичного состава руд, характера боковых пород, орографического расположения месторождения и связанной с ним циркуляции грунтовых вод выражается в своеобразии процессов вторичного обогащения для каждого отдельного случая.

Первичные колчеданистые руды по количественным соотношениям составных частей можно разделить на две группы—полиметаллических медно-цинковых (Белоусовский, Таловский, Лазурский, Золотушинский и др.) и собственно полиметаллических (Змеиногорский, Зыряновский, Риддерский, Сокольный и др.). Первая группа по сравнению со второй характеризуется незначительным содержанием золота, серебра и повышенным содержанием меди. Окисленные руды первой группы в прежнее время разрабатывались как медные, второй группы как серебряные.

В зоне вторичного обогащения медно-цинковых месторождений довольно большое значение приобретает халькозин, являющийся наряду с ковеллином главным минералом замещения и образующий местами значительные сплошные скопления (рудник Чудак). В зоне обогащения полиметаллических руд халькозин и ковеллин постоянно присутствуют, но в значительно меньших количествах, и такого значения уже не имеют. Наряду с ними появляются аргентит и самородное серебро и изредка стромейрит и борнит.

Вообще процессы вторичного обогащения в большинстве Алтайских месторождений начинаются с разложения сфалерита, замещающегося в нижних частях зоны обогащения в условиях щелочных или слабо кислых

вод халькозином, а в верхних частях зоны обогащения и окисленных руд в нейтральных и слабо кислых растворах—ковеллином¹⁾. Следующим подвергается разъеданию халькопирит, тетраэдрит, затем галенит и наконец пирит. Местами этот порядок несколько нарушается, и иногда все сульфиды разъедаются почти одновременно (Риддерский 134, Белоусовский 28,64 Б. М.), иногда первым разъедается халькопирит или тетраэдрит (Риддерский 85, Сокольный 126) и реже галенит (Сокольный 150, Змеиногорский 2394 Т. У.) и пирит.

Борнит в месторождениях редок. Появляясь в некоторых случаях в небольших количествах, он, обыкновенно, всегда предшествует халькозину и замещает преимущественно халькопирит и реже тетраэдрит в щелочных растворах²⁾.

На фоне этого общего процесса, идущего в порядке: халькопирит—борнит—халькозин—ковеллин—куприт—медь, происходят мелкие эпизоды процессов обратного направления, создающие несколько последовательных генераций одних и тех же минералов. Встречается супергенный халькопирит, образовавшийся после борнита, борнит, замещающий халькозин, халькозин в двух генерациях белого и голубого цвета. При процессах замещения в зоне вторичного обогащения разъеданию подвергаются преимущественно сульфиды, жильные минералы остаются нетронутыми, и только иногда их секут жилки ковеллина, аргентита и халькозина. В более высоких частях месторождений, при дальнейшем окислении, когда появляются куприт, лимонит и карбонаты меди, в круг действия вовлекаются и жильные минералы.

В ходе процессов замещения почти отсутствуют окисленные соли цинка—смитсонит и каламин. При замещении сфалерита цинк обыкновенно переходит в растворимый сульфат цинка и отлагается при благоприятных условиях в присутствии известняка или растворов бикарбонатов³⁾. В большинстве Алтайских месторождений цинк выщелачивается и уносится прочь, и только местами отлагаются небольшие скопления галмеев. В значительных количествах, смитсонит известен только в Старо-Чагирском руднике⁴⁾, залегающем в мало измененных известняках.

Окисленные соединения свинца—англезит, церуссит, глет—очень распространены в окисленных рудах и не подвержены столь легкому выносу, как соли цинка⁵⁾. В нескольких шлифах можно было наблюдать замещение галенита по плоскостям спайности англезитом и церусситом. При этом процессе присутствует почти всегда ковеллин, располагающийся

¹⁾ J. J. Beeson. The Disseminated Copper Ores of Bingham Canyon, Utah. Bull. Am. Inst. Min. Eng., 1915. № 107, стр. 2191—2236. — W. H. Emmons. The Enrichment of Ore Deposits. Bull. U. S. Geol. Surv., № 625, стр. 190, 191. 1917.

²⁾ W. H. Emmons, op. cit., стр. 195.

³⁾ J. T. Wang. The Formation of the Oxidized Ores of Zinc from the Sulfide. Bull. Am. Inst. Min. Eng., № 105. 1915, стр. 1959.

⁴⁾ И. Ф. Григорьев. Чагирские рудники на Чарыше. Мат. по общ. и пр. геологии (печатается).

⁵⁾ W. H. Emmons, op. cit., стр. 353, 378.

обыкновенно узкой полосой вдоль передовой линии замещения у непосредственного контакта (Чудак 2577 Т. У., Березовский 236 Т. У., 5329 Т. У., Николаевский 2539 Т. У., Змеиногорский 361b₁₅, 356c₁₂, 2-й Салаирский 2 Г. И., Черепановский 2214 Т. У., Ново-Чагирский 653—9b).

Мощность зоны вторичного обогащения не достигает в Алтайских месторождениях большой величины. Сажистые руды лежат тонким слоем на первичных колчеданах. Выше их находится зона окислительного обогащения¹⁾ (зона окисления), которая собственно и была предметом эксплуатации в прежние годы.

К этой зоне окислительного обогащения относится главное распространение серебряных минералов. В зоне сульфидного обогащения в условиях циркуляции щелочных растворов находятся в небольших количествах только стромейрит и отчасти аргентит. В нижних частях зоны сульфидного обогащения вторичные серебряные минералы не встречаются, так как эта зона характеризуется распространением халькозина, который быстро осаждает уже в верхних частях зоны ценные металлы из растворов²⁾. Полное отсутствие сульфантимонитов и сульфарсенитов серебра³⁾ в Алтайских месторождениях, повидимому, объясняется этим обстоятельством, так как пираргирит, прустит, стефанит, полибазит и пр. вторичные (супергенные) сульфосоли серебра могут отлагаться только из щелочных растворов⁴⁾.

Аргентит отлагается отчасти в щелочных и нейтральных, но главным образом в кислых условиях. Он обыкновенно встречается в виде включений непосредственно среди жильных минералов барита и кварца и сравнительно реже среди других сульфидов.

Самородное серебро распространено, повидимому, в более высоких частях месторождений и все относится к зоне окислительного обогащения. Большею частью оно находится в близких парагенетических условиях с аргентитом, но иногда встречается и среди исключительно окисленных минералов. Обыкновенно самородное серебро содержит примесь золота и представляет переходы в электрум и самородное золото. Смешение этих металлов, разделенных в зоне первичных руд, где золото находится в самородном виде, а серебро заключается в виде примеси в тетраэдрите, объясняется, быть может, осаждением золота из растворов металлическим серебром или совместным осаждением их из вод растворами серноокислой соли закиси железа (железного купороса) или сульфидами⁵⁾.

¹⁾ C. F. Tolman. Secondary Sulphide Enrichment of Ores. Min. and Sci. Press. vol. 106, стр. 38. 1915.

²⁾ W. H. Emmons, op. cit., стр. 269.

³⁾ Редкие единичные случаи нахождения этих минералов приводятся П. П. Филипенко по старым литературным данным, большею частью вызывающим сомнения в точности определения (Изв. Том. Ун., 62, стр. 397—398, 406. 1915).—Van der Veer (Mineragraphy and Ore Deposition, 1925, стр. 99) наблюдал полибазит в шлифе из Змеиногорска.

⁴⁾ W. H. Emmons, op. cit., стр. 252, 262, 264, 276.

⁵⁾ Ibid., стр. 320.

Иногда выход месторождения представляет выщелоченную от ценных металлов железную шляпу (Николаевский, Сургутановский рудники); в таких случаях растворение солей серебра обыкновенно обязано действию сернокислой соли окиси железа ¹⁾, а присутствие соединений перекиси марганца создает условия благоприятные для растворения золота (образование хлора *in statu nascendi*) и препятствует его осаждению ²⁾. В более глубоких частях месторождения, где количество кислорода уменьшается, и соли окиси железа переходят в соли закиси, сернокислая соль закиси может способствовать отложению и серебра и золота.

Разнообразие хода процессов вторичного обогащения в различных частях месторождения дает возможность появляться целому ряду разнообразных структур замещения. В шлифах наблюдаются графические, субграфические, решетчатые, коллоформные, петельчатые, зональные и дендритовые структуры и ряд неправильных тесных сростаний сульфидов.

В общем последовательность выделения сульфидов можно изобразить в виде следующей схематической диаграммы (см. стр. 27).

Краткая характеристика руд отдельных месторождений.

Приводимое ниже описание преследует единственную цель документации произведенных мною наблюдений. Я не сомневаюсь, что при более детальном изучении руд отдельных месторождений будут сделаны многочисленные коррективы. Здесь же приведен только тот материал, который был в моем распоряжении, и, естественно, исчерпывающей полнотой он обладать не мог.

Порядок выделения первичных минералов обыкновенно устанавливается следующий: магнетит, гематит, пирротин, арсенопирит, пирит, сфалерит, тетраэдрит, халькопирит, галенит. В приводимых характеристиках минералы расположены по убыванию их количества в руде. Жильные минералы не указаны. Для зоны обогащения отмечены только вторичные сульфидные минералы. Распространенные окисленные минералы объектом исследования не служили—кроме того, они однообразны почти для всех месторождений и потому мною при перечислении не приводятся.

Белоусовский рудник. Первичные руды состоят из сфалерита, пирита, халькопирита и небольшого количества галенита.

Обогащение выражается в появлении халькозина, ковеллина и куприта.

Березовский. В первичных рудах встречаются—сфалерит, пирит, галенит, халькопирит, иногда тетраэдрит.

При обогащении появляются халькозин и ковеллин.

Верхне-Убинский. Всего был один шлиф с пиритом и халькопиритом.

¹⁾ Ibid., стр. 253.

²⁾ Ibid., стр. 305, 320.

Греховский — колчеданистая руда состоит из сфалерита, пирита, галенита и халькопирита.

Д И А Г Р А М М А.

Минералы	Зона первичных руд	Зона обогащения	
		Щелочные воды	Кислые воды
Магнетит	—		
Гематит	—		
Пирротин	—		
Арсенопирит	—		
Пирит	■		
Сфалерит	■		
Тетраэдрит	—		
Халькопирит	■	—	
Галенит	■		
Гессит	—		
Золото	—	—	—
Борнит		—	
Халькозин		■	
Стромейрит		—	
Аргентит		■	
Ковеллин		■	
Серебро		■	
Электрум		—	
Куприт			■
Медь			—

Заводинский. В первичных рудах встречаются сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, изредка тетраэдрит, гессит (и алтаит).

Из вторичных минералов известны халькозин, ковеллин, серебро и аргентит.

Змеиногорский — выделяется сравнительным богатством тетраэдритом во вкрапленных баритовых рудах. Колчеданистые руды состоят из

пирита, сфалерита, галенита, халькопирита, тетраэдрита и ничтожных количеств арсенопирита.

Вторичное обогащение выражается появлением аргентита, ковеллина, серебра (электрума), золота, халькозина, изредка борнита, стромейрита и марказита.

Золотушинский. В коллекциях первичных руд не было, в шлифах наряду с халькопиритом, магнетитом и гематитом встречались ковеллин, халькозин, куприт и медь.

Зыряновский. Первичные руды состоят из сфалерита, пирита, галенита, халькопирита, тетраэдрита, небольшого количества золота и иногда арсенопирита.

Из вторичных минералов в рудах находились халькозин, ковеллин, серебро, медь и золото.

1-й Карамышевский. Первичные вкрапленные баритовые руды содержат галенит, сфалерит, тетраэдрит, пирит и халькопирит.

Вторичные минералы представлены ковеллином, аргентитом и серебром.

2-й Карамышевский. В первичных рудах встречаются—сфалерит, халькопирит, галенит, пирит, тетраэдрит, гематит, золото и арсенопирит; во вторичных—ковеллин, халькозин, серебро, борнит, аргентит.

Крюковский. В первичных рудах находятся—сфалерит, пирит, халькопирит, галенит, тетраэдрит; во вторичных—ковеллин, халькозин.

Лазурский. Первичные руды содержат пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, пирротин и арсенопирит; вторичные—халькозин, ковеллин и куприт.

Локтевский. В первичных рудах встречаются сфалерит, халькопирит, галенит, пирит и тетраэдрит; во вторичных—халькозин, ковеллин, куприт, аргентит.

Ново-Чагирский. В отвалах попадаются только окисленные руды с остатками халькозина, ковеллина, куприта, галенита с включениями дюфренуазита (?).

Николаевский. Первичные руды состоят из сфалерита, пирита, халькопирита, галенита и тетраэдрита. Из вторичных минералов известны халькозин, куприт, медь.

Петровский. Первичные руды содержат сфалерит, пирит, галенит, халькопирит, тетраэдрит; вторичные—аргентит, серебро, ковеллин, борнит и марказит.

2-й Петровский. В первичных рудах наблюдался сфалерит, пирит, халькопирит, галенит, тетраэдрит; во вторичных—ковеллин, халькозин, аргентит, серебро и борнит.

Пихтовский. Первичные руды состоят из сфалерита, пирита, халькопирита, галенита. Вторичное изменение выражается появлением халькозина.

Риддерский. В первичной руде находятся сфалерит, пирит, галенит, халькопирит и тетраэдрит; во вторичной—ковеллин, халькозин, аргентит.

Салаирский. Первичная руда слагается пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом и тетраэдритом; во вторичной прибавляются—халькозин и ковеллин.

Семеновский. В первичной руде встречаются сфалерит, галенит, пирит, халькопирит и тетраэдрит; во вторичной—халькозин, ковеллин, аргентит и серебро.

Сокольный. Первичные руды состоят из сфалерита, пирита, галенита, халькопирита и тетраэдрита; во вторичной появляются халькозин, аргентит, серебро и ковеллин.

Старо-Чагирский. Первичные руды образованы сфалеритом, галенитом, халькопиритом, пиритом и тетраэдритом. Из вторичных минералов известны—халькозин, ковеллин, куприт и медь.

Сугатовский. В первичных рудах встречаются пирит, сфалерит, халькопирит и галенит; во вторичных—ковеллин.

Сургутановский. В первичной руде находились пирит, сфалерит и халькопирит.

Таловский. Первичная руда слагается сфалеритом, халькопиритом, пиритом, пирротинном, галенитом, магнетитом, гематитом и тетраэдритом; вторичная—халькозином, ковеллином, борнитом.

Черепановский. В первичной руде находятся пирит, сфалерит, галенит, халькопирит и тетраэдрит; во вторичной—ковеллин, аргентит, халькозин.

Чудак. Первичные руды состоят из пирита, халькопирита, сфалерита, небольших количеств магнетита, галенита и тетраэдрита; вторичные—из халькозина, куприта и ковеллина.

Study of Altai ores in reflected light.

By **J. Grigoriev.**

SUMMARY.

1. This work appears as the result of study of some old Altai collections of Tomsk University, Leningrad Mining Institute, Barnaul Museum and some new collections of the Geological Committee.
2. The ores of Altai region are low-grained and consist of grains of 0.03—0.2 mm. ordinarily.
3. The hypogene sulphide ores contain sphalerite, pyrite, galena, chalcopyrite, and a small amount of tetrahedrite and gold. In some deposits magnetite, hematite, pyrrhotite, arsenopyrite and hessite are added to these minerals.
4. The supergene sulphide ores contain chalcocite, covellite, limonite, cuprite, argentite silver, gold, bornite, stromeyerite, copper, marcasite and cerargyrite.
5. The vein minerals are barite, quartz, carbonates, sericite and chlorite.
6. An unknown mineral which was determined by the Murdoch's tables as «unknown orange bornite» was found in one of the polished sections. It replaces bornite, surrounding it as a colloform crust. Orange bornite is replaced by chalcocite. This fact permits to consider its chemical composition as intermediate between bornite and chalcocite. The small amount of the unknown mineral made the analysis and the precise determination of its composition impossible.
7. The frequently occurring blue color of argentite depends on an admixture of covellite, which probably at first was in it as a solid solution and by unmixing gave unevenly colored parts.
8. In the hypogene ores gold is found in native state.
9. In the hypogene ores the source of silver is tetrahedrite.
10. The hypogene ores have a granular and coarsely banded structures. In the zone of secondary enrichment graphic, lattice, cellular, filiform, zonal and colloform structures are found.
11. The order of formation of minerals in the zone of primary ores is magnetite, hematite, arsenopyrite, pyrite, sphalerite, tetrahedrite, chalcopyrite, galena, gold, hessite. In the zone of secondary enrichment the order of formation is bornite, chalcocite, stromeyerite, argentite, covellite, silver.
12. In some places the order of replacement in the range bornite—chalcocite is complicated by the formation of several generations of the same minerals, and in these cases processes have the following order: bornite, supergene chalcopyrite of second generation, chalcocite, bornite of second generation, chalcocite of second generation.
13. Bornite, chalcocite, stromeyerite and partly argentite were formed in the zone of sulphide enrichment (in the conditions of alkaline and slightly acid waters) and a part of argentite, covellite and silver in the zone of oxidizing enrichment (in the conditions of neutral and acid waters).

ОБЪЯСНЕНИЕ ТАБЛИЦ

EXPLANATION OF TABLES.

Т а б л и ц а I.

- Рис. 1. Рудник Чудак 2615 Т. У. Раскрошенная структура замещения пирита (*Py*) халькозином (*Cc*). *Cp*—халькопирит. Ув. 66.
- Рис. 2. Рудник Чудак 2593 Т. У. Скелетная структура замещения пирита (*Py*) халькозином (*Cc*). Халькозин замещается купритом (*Cup*). *G*—жильная порода. Ув. 66.
- Рис. 3. 2-й Карамышевский р. 432—171₃. Золото (*Au*) в первичной вкрапленной руде. *G*—жильная порода, *Py*—пирит, *Cp*—халькопирит. Ув. 66.
- Рис. 4. Риддерский р., скв. 1, 362'. Эмульсионная структура распада смеси. *Sl*—сфалерит, *Cp*—халькопирит. Ув. 120.
- Рис. 5. Змеиногорский р. 353 с. Замещение ковеллином (*Cv*) сфалерита (*Sl*), галенита (*Gn*) и халькопирита (*Cp*). *G*—жильная порода. Ув. 66.
- Рис. 6. Путинцевский р. 5754 Т. У. Нитеобразная структура замещения сфалерита (*Sl*) халькозином (*Cc*). *Py*—пирит, *Gn*—галенит, *G*—жильная порода. Ув. 66.

Т а б л и ц а II.

- Рис. 7. Зырянский р. 362 Кр. Включения серебра (*Ag*) в тетраэдрите (*Td*). *Sl*—сфалерит, *G*—жильная порода. Ув. 66.

T a b l e I.

- Ris. 1. Tshudák mine. Shredded structure of replacement of pyrite (*Py*) by chalcocite (*Cc*). *Cp*—chalcopyrite. $\times 66$.
- Ris. 2. Tshudák mine. Skeleton structure of replacement pyrite (*Py*) by chalcocite (*Cc*). Cuprite (*Cup*) replacing chalcocite. *G*—gangue. $\times 66$.
- Ris. 3. 2-d Karamyshevsk mine. Gold in primary disseminated ore. *G*—gangue, *Py*—pyrite, *Cp*—chalcopyrite. $\times 66$.
- Ris. 4. Riddersk mine. Emulsion structure of unmixing. *Sl*—sphalerite, *Cp*—chalcopyrite. $\times 120$.
- Ris. 5. Zmeinogorsk mine. Covelite (*Cv*) replacing sphalerite (*Sl*), galena (*Gn*) and chalcopyrite (*Cp*). *G*—gangue. $\times 66$.
- Ris. 6. Putintsevsk mine. Filiform structure of replacement of sphalerite (*Sl*) by chalcocite (*Cc*). *Py*—pyrite, *Gn*—galena, *G*—gangue. $\times 66$.

T a b l e II.

- Ris. 7. Zyranovsk mine. Inclusions of silver (*Ag*) in tetrahedrite (*Td*). *Sl*—sphalerite, *G*—gangue. $\times 66$.

- | | |
|---|---|
| <p>Рис. 8. Лазурский р., скв. 112, 317'—319'. Халькопирит (<i>Cp</i>) выполняет промежутки между чешуйками хлорита (<i>G</i>). <i>Py</i>—пирит. Ув. 66.</p> <p>Рис. 9. Таловский р. 2151 Т. У. Петельчатая структура замещения халькопирита (<i>Cp</i>) борнитом (<i>Bo</i>) и затем халькозином (<i>Cc</i>). <i>G</i>—жильная порода. Ув. 66.</p> <p>Рис. 10. Змеиногорский р. 91 Г. И. Жилки супергенного халькопирита второй генерации (<i>Cp₂</i>) в борните (<i>Bo</i>), замещающем гипогенный халькопирит первой генерации (<i>Cp₁</i>). <i>Str</i>—стромейрит, <i>G</i>—жильная порода. Ув. 66.</p> <p>Рис. 11. Коллекция Кратта № 11. Решетчатая структура замещения борнита (<i>Bo</i>) полосками халькопирита (<i>Cp</i>), окаймленными халькозином, <i>G</i>—жильная порода. Ув. 66.</p> <p>Рис. 12. Змеиногорский р. 361b₇. Галенит (<i>Gn</i>), отложившийся после серицита (<i>G</i>). <i>Sl</i>—сфалерит. Ув. 66.</p> | <p>Ris. 8. Lazursk mine. Chalcopyrite (<i>Cp</i>) filled interstices between chlorite laths (<i>G</i>). <i>Py</i>—pyrite. × 66.</p> <p>Ris. 9. Talovsk mine. Cell structure of replacement of chalcopyrite (<i>Cp</i>) by bornite (<i>Bo</i>) and after it by chalcocite (<i>Cc</i>). <i>G</i>—gangue. × 66.</p> <p>Ris. 10. Zmeinogorsk mine. Veinlets of supergene chalcopyrite of second generation (<i>Cp₂</i>) in bornite, which has replaced hypogene chalcopyrite of first generation (<i>Cp₁</i>). <i>Str</i>—stromeyerite, <i>G</i>—gangue. × 66.</p> <p>Ris. 11. Collection of Kratt. Lattice structure of replacement of bornite (<i>Bo</i>) by chalcopyrite (<i>Cp</i>). Lamellae of chalcopyrite are edged with thin stripes of chalcocite. <i>G</i>—gangue. × 66.</p> <p>Ris. 12. Zmeinogorsk mine. Galena (<i>Gn</i>) has formed after sericite laths (<i>G</i>) <i>Sl</i>—sphalerite. × 66.</p> |
|---|---|

Т а б л и ц а III.

T a b l e III.

- | | |
|--|---|
| <p>Рис. 13. Семеновский р. 2220 Т. У. Субграфическая структура отложения сфалерита (<i>Sl</i>) и галенита (<i>Gn</i>). <i>G</i>—жильная порода. Ув. 66.</p> <p>Рис. 14. Змеиногорский р. 2408 Т. У. Сложная жила из аргентита (<i>Ar</i>) и серебра (<i>Ag</i>). <i>G</i>—барит. Ув. 66.</p> <p>Рис. 15. Змеиногорский р. 101 Г. И. Графическая структура замещения тетраэдрита (<i>Td</i>) аргентитом (<i>Ar</i>). <i>G</i>—жильная порода. Ув. 66.</p> <p>Рис. 16. Сокольный р. 2713 Т. У. Замещение аргентита (<i>Ar</i>) серебром (<i>Ag</i>). <i>G</i>—жильная порода. Ув. 66.</p> <p>Рис. 17. Змеиногорский р. 274 Т. У. Графическая структура замещения галенита (<i>Gn</i>) аргентитом (<i>Ar</i>), содержащим ковеллин (<i>Cv</i>). <i>Td</i>—тетраэдрит, <i>Bo</i>—борнит. Ув. 66.</p> <p>Рис. 18. Змеиногорский р. 274 Т. У. Графическая структура замещения галенита (<i>Gn</i>) аргентитом (<i>Ar</i>), содержащим ковеллин, как продукт распада твердого раствора. <i>Bo</i>—борнит. Ув. 66.</p> | <p>Ris. 13. Semenovsk mine. Subgraphic structure of deposition of sphalerite (<i>Sl</i>) and galena (<i>Gn</i>). <i>G</i>—gangue. × 66.</p> <p>Ris. 14. Zmeinogorsk mine. Complex veinlet of argentite (<i>Ar</i>) and silver (<i>Ag</i>). <i>G</i>—barite. × 66.</p> <p>Ris. 15. Zmeinogorsk mine. Graphic structure of replacement of tetrahedrite (<i>Td</i>) by argentite (<i>Ar</i>). <i>G</i>—gangue. × 66.</p> <p>Ris. 16. Sokolny mine. Replacement of argentite (<i>Ar</i>) by silver (<i>Ag</i>). <i>G</i>—gangue. × 66.</p> <p>Ris. 17. Zmeinogorsk mine. Graphic structure of replacement of galena (<i>Gn</i>) by argentite (<i>Ar</i>) with covellite (<i>Cv</i>). <i>Td</i>—tetrahedrite, <i>Bo</i>—bornite. × 66.</p> <p>Ris. 18. Zmeinogorsk mine. Graphic structure of replacement of galena (<i>Gn</i>) by argentite (<i>Ar</i>). Covellite in argentite is a result of unmixing of solid solution. <i>Bo</i>—bornite. × 66.</p> |
|--|---|

Т а б л и ц а IV.

- Рис. 19. Змеиногорский р. 3283 Т. У. Аргентит коллоформной структуры. Ув. 66.
- Рис. 20. Змеиногорский р. 91 Г. И. Срастание стромейрита (*Str*) и халькозина (*Cc*). После травления конц. HNO_3 и чистки на замше. *Bo*—борнит, *Cp*—халькопирит, *G*—жильная порода. Ув. 66.
- Рис. 21. Змеиногорский р. 273 Т. У. Замещение борнита (*Bo*) неизвестным оранжевым борнитом (*Or*) и далее халькозином (*Cc*). В халькозине неправильные ветвистые включения серебра. Ув. 66.
- Рис. 22. Змеиногорский р. 273 Т. У. Протравлено $FeCl_3$. Радиально лучистое коллоформное сложение оранжевого борнита (*Or*). *Bo*—борнит, *Cc*—халькозин. Ув. 66.
- Рис. 23. Змеиногорский 380 Т. У. Решетчатая структура замещения халькозина первой генерации (*Cc*₁) борнитом (*Bo*). Оба минерала вторичные (супергенные). *Cc*₂—халькозин второй генерации (позже борнита), *Td*—тетраэдрит, *G*—жильная порода. Ув. 66.
- Рис. 24. Змеиногорский р. 361b₁₀. Двухцветный халькозин: *BCc*—голубой халькозин, *WCc*—белый халькозин, *td*—тетраэдрит, *G*—жильная порода. Ув. 160.

Т а б л и ц а V.

- Рис. 25. Зыряновский р. 2861 Т. У. Зональная структура замещения халькопирита (*Cp*) халькозином (*Cc*) и купритом (*Cup*). *G*—жильная порода. Ув. 66.
- Рис. 26. Зыряновский р. 5150 Т. У. Зернистая структура отложения руды. *Sl*—сфалерит, *Gn*—галенит, *Cp*—халькопирит, *Td*—тетраэдрит, *Py*—пирит, *G*—жильная порода. Ув. 66.
- Рис. 27. Риддерский р. скв. С¹, 332 ф. Зернистая структура отложения руды. *Sl*—сфалерит, *Gn*—галенит, *Cp*—халькопирит, *Py*—пирит, *G*—жильная порода. Ув. 66.

T a b l e IV.

- Ris. 19. Zmeinogorsk mine. Argentite with colloform structure. $\times 66$.
- Ris. 20. Zmeinogorsk mine. Intergrowth of stromeyerite (*Str*) and chalcocite (*Cc*). After etching HNO_3 conc. and rubbing on chamois skin. *Bo*—bornite, *Cp*—chalcopyrite, *G*—gangue. $\times 66$.
- Ris. 21. Zmeinogorsk mine. Replacement of bornite (*Bo*) by unknown orange bornite (*Or*) and after it by chalcocite (*Cc*). Irregular branching inclusions of silver in chalcocite. $\times 66$.
- Ris. 22. Zmeinogorsk mine. Etched with $FeCl_3$. Radiated colloform structure of orange bornite (*Or*). *Bo*—bornite, *Cc*—chalcocite. $\times 66$.
- Ris. 23. Zmeinogorsk mine. Lattice structure of replacement of chalcocite first generation (*Cc*₁) by bornite (*Bo*). Both are supergene. *Cc*₂—chalcocite of second generation, which is formed after bornite, *Td*—tetrahedrite, *G*—gangue. $\times 66$.
- Ris. 24. Zmeinogorsk mine. Two-colored chalcocite. *BCc*—blue chalcocite, *WCc*—white chalcocite, *Td*—tetrahedrite, *G*—gangue. $\times 160$.

T a b l e V.

- Ris. 25. Zyránovsk mine. Zonal structure of replacement of chalcopyrite (*Cp*) by chalcocite (*Cc*) and cuprite (*Cup*). *G*—gangue. $\times 66$.
- Ris. 26. Zyránovsk mine. Granular structure of deposition of primary ore. *Sl*—sphalerite, *Gn*—galena, *Cp*—chalcopyrite, *Td*—tetrahedrite, *Py*—pyrite, *G*—gangue. $\times 66$.
- Ris. 27. Riddersk mine. Granular structure of deposition of primary ore. *Sl*—sphalerite, *Gn*—galena, *Cp*—chalcopyrite, *Py*—pyrite, *G*—Gangue. $\times 66$.

- | | |
|--|--|
| <p>Рис. 28. Лазурский р., скв. 112, 330—335'. Грубо полосчатая структура отложения руды. <i>Sl</i>—сфалерит, <i>Py</i>—пирит, <i>Gn</i>—галенит, <i>Cp</i>—халькопирит, <i>G</i>—жильная порода. Ув. 66.</p> | <p>Ris. 28. Lazursk mine. Coarse-banded structure of deposition of primary ore. <i>Sl</i>—sphalerite, <i>Py</i>—<i>Gn</i>—galena, <i>Cp</i>—chalcopyrite. <i>G</i>—gangue. × 66.</p> |
| <p>Рис. 29. Белоусовский р., скв. II, 453—455'. Зернистая структура отложения руды. <i>Sl</i>—сфалерит, <i>Cp</i>—халькопирит, <i>Py</i>—пирит, <i>Gn</i>—галенит, <i>G</i>—жильная порода. Ув. 66.</p> | <p>Ris. 29. Belousovsk mine. Granular structure of deposition of primary ore. <i>Sl</i>—sphalerite, <i>Cp</i>—chalcopyrite, <i>Py</i>—pyrite, <i>Gn</i>—galena, <i>G</i>—gangue. × 66.</p> |
| <p>Рис. 30. 2-й Карамышевский р. 432—171₂. Зернистая структура отложения руды. <i>Sl</i>—сфалерит, <i>Cp</i>—халькопирит, <i>Gn</i>—галенит, <i>Td</i>—тетраэдрит, <i>G</i>—жильная порода. Ув. 66.</p> | <p>Ris. 30. 2-d Karamyshevsk mine. Granular structure of deposition of primary ore. <i>Sl</i>—sphalerite, <i>Cp</i>—chalcopyrite, <i>Gn</i>—galena, <i>Td</i>—tetrahedrite, <i>G</i>—gangue. × 66.</p> |

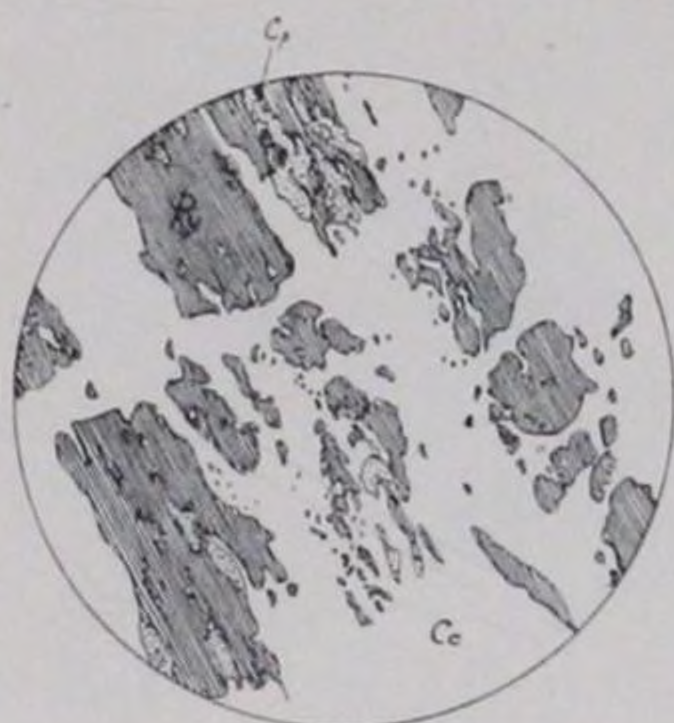


Рис. 1.

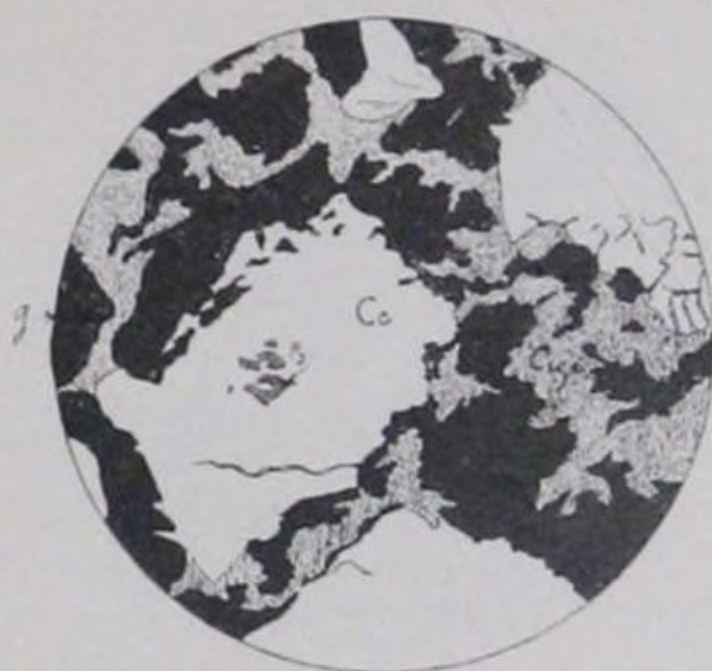


Рис. 2.

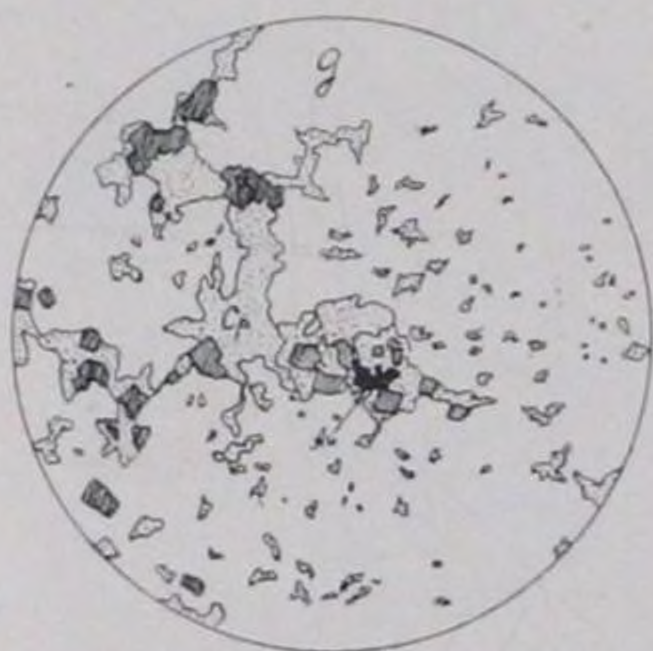


Рис. 3.



Рис. 4.

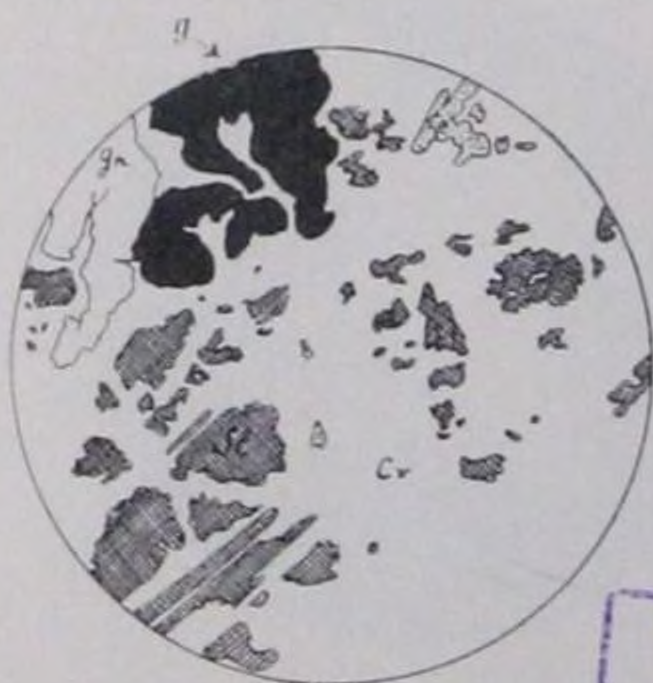


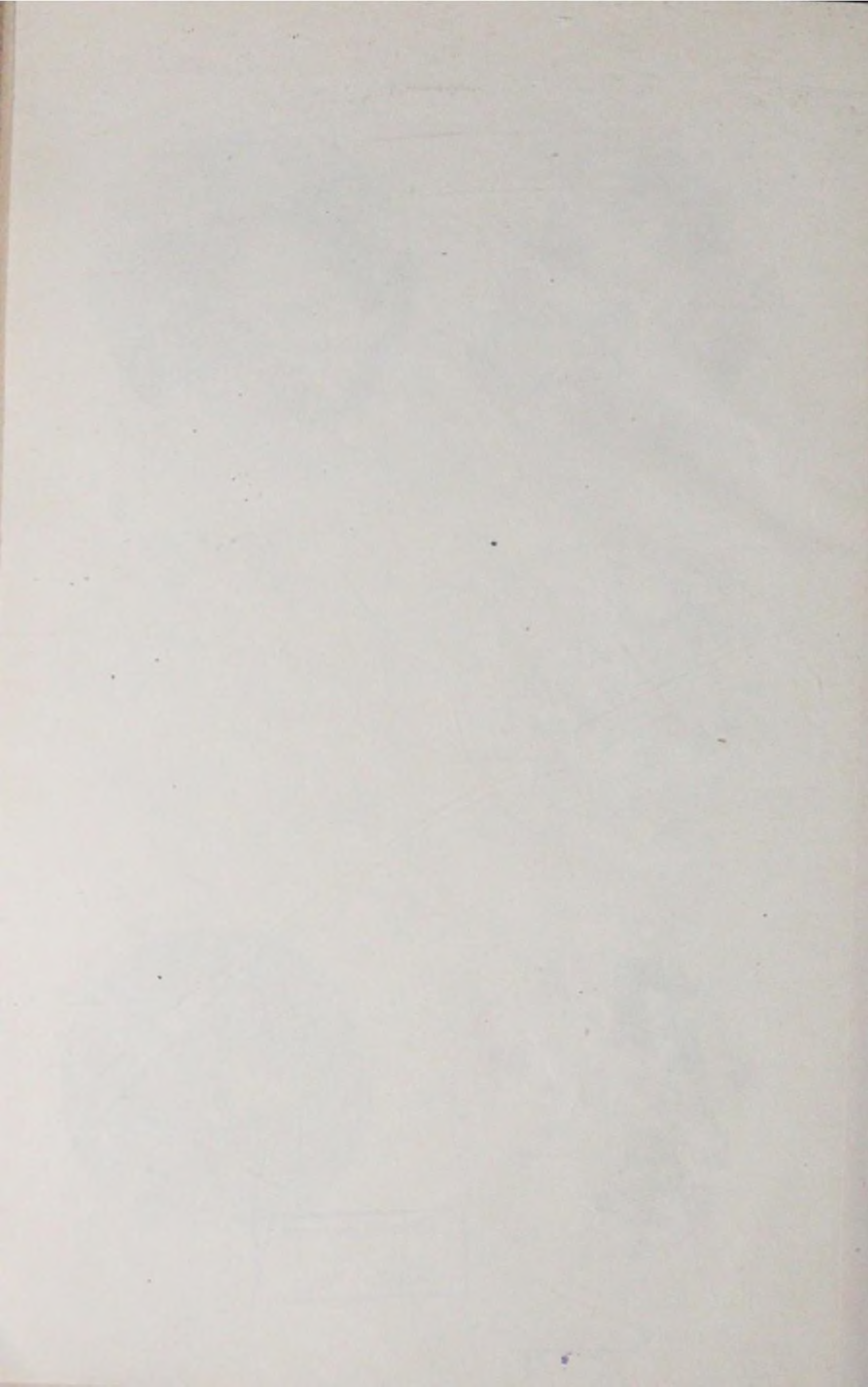
Рис. 5.



Рис. 6.

Горво-Алтайская
обл. геол.
БИБЛИОТЕКА.

Северная
Красноярская
Научная



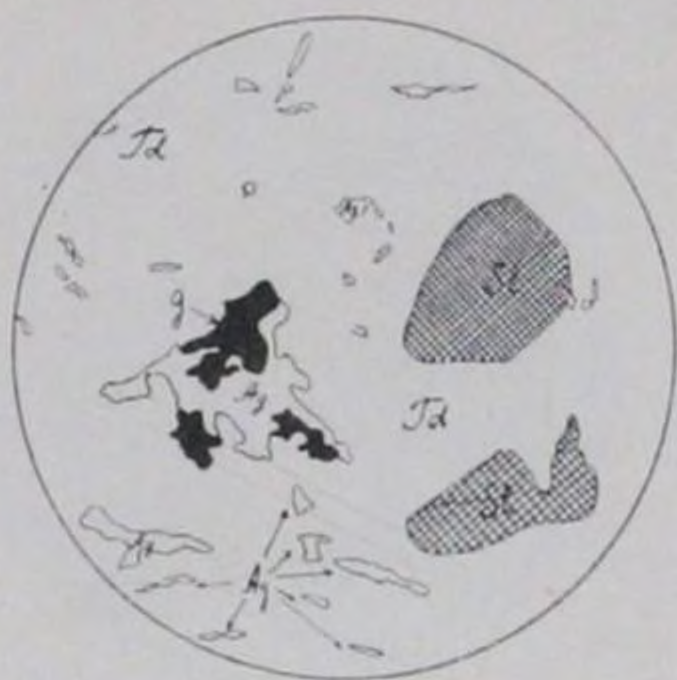


Рис. 7.



Рис. 8.

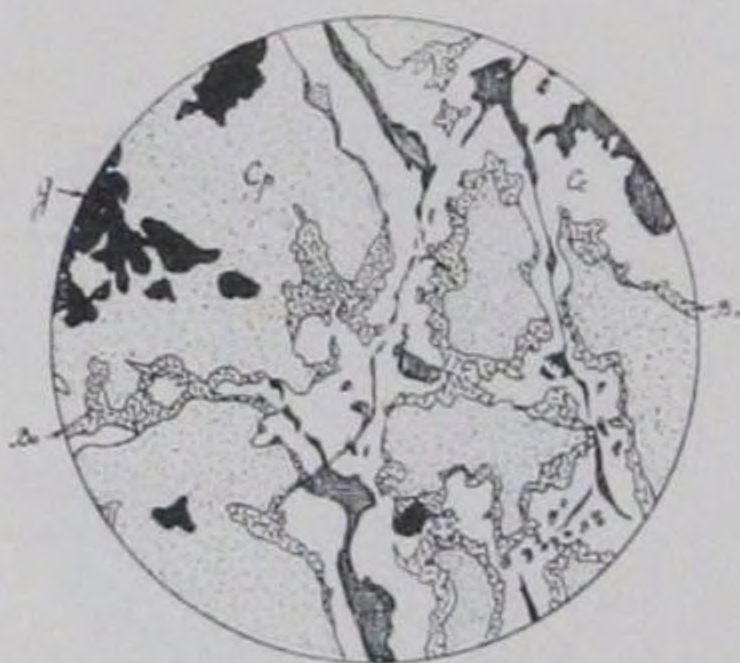


Рис. 9.



Рис. 10.



Рис. 11.

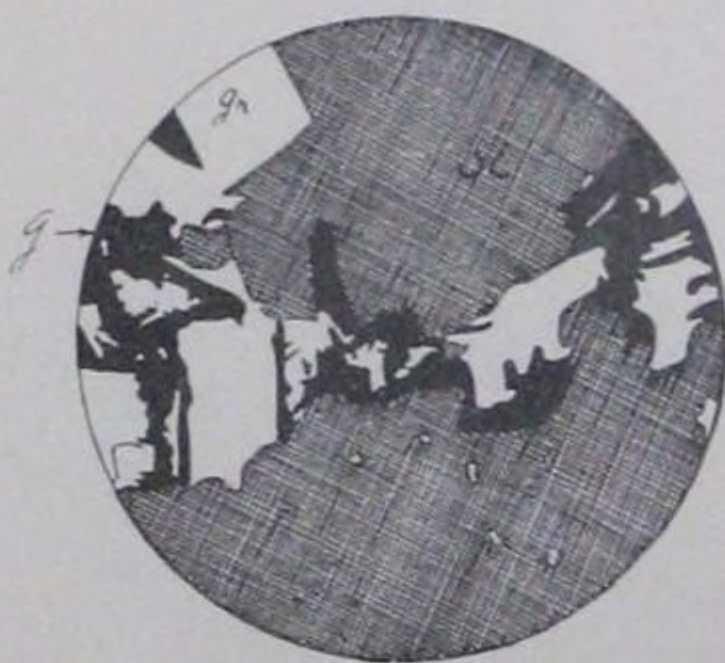
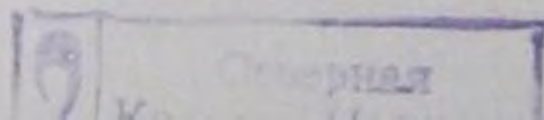


Рис. 12.



10/10

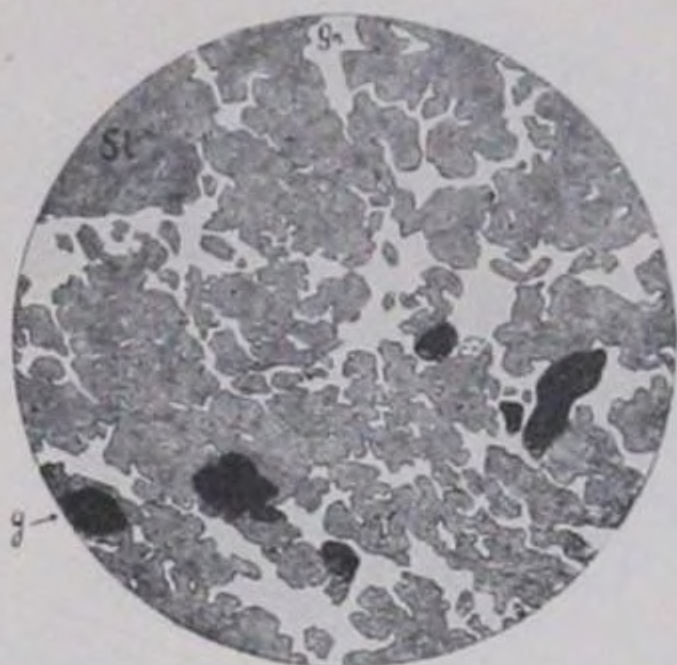


Рис. 13.

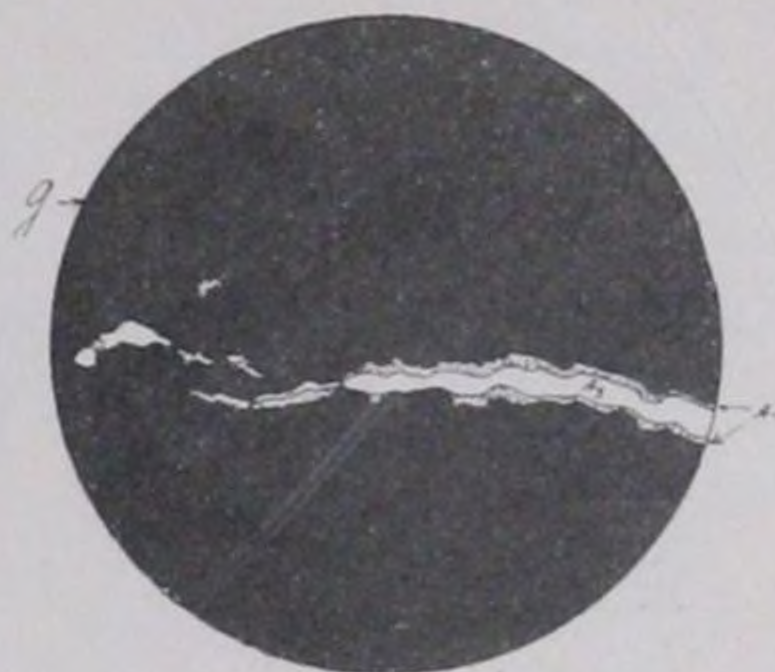


Рис. 14.

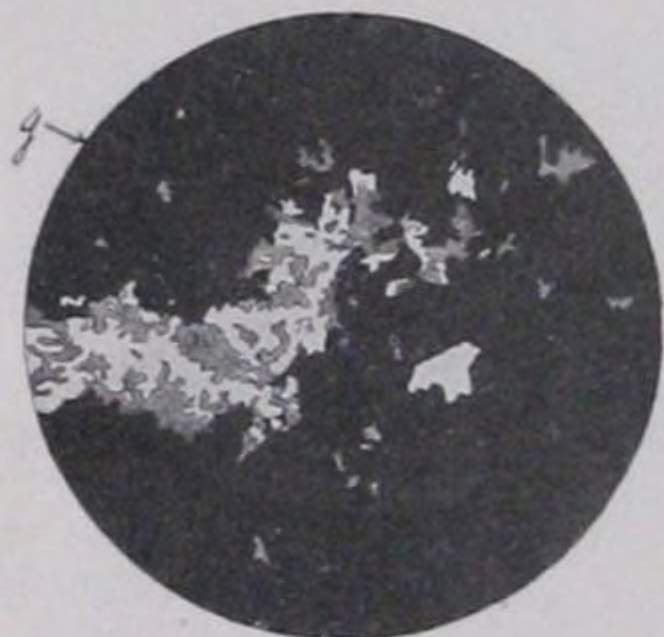


Рис. 15.



Рис. 16.



Рис. 17.



Рис. 18.

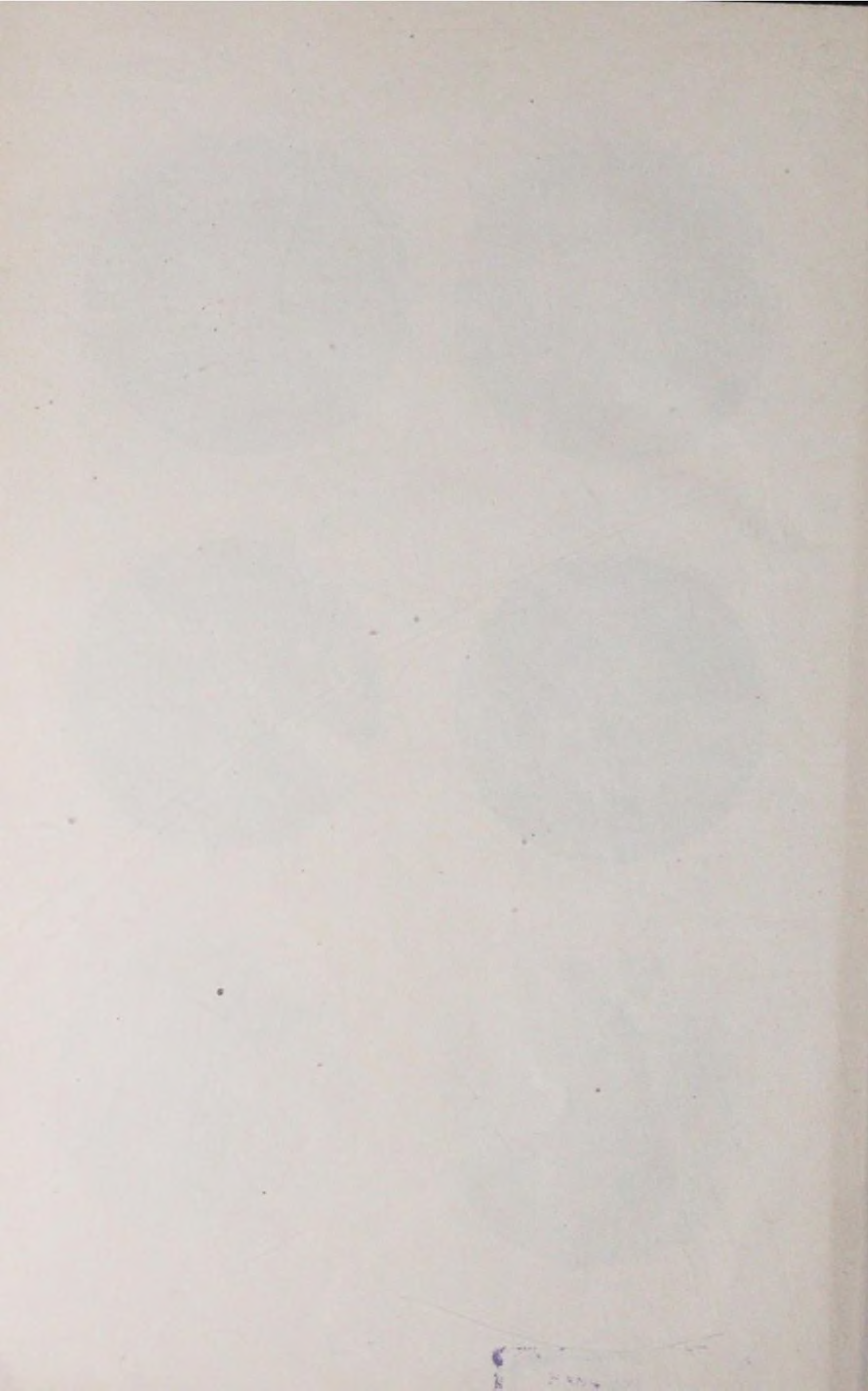




Рис. 19.

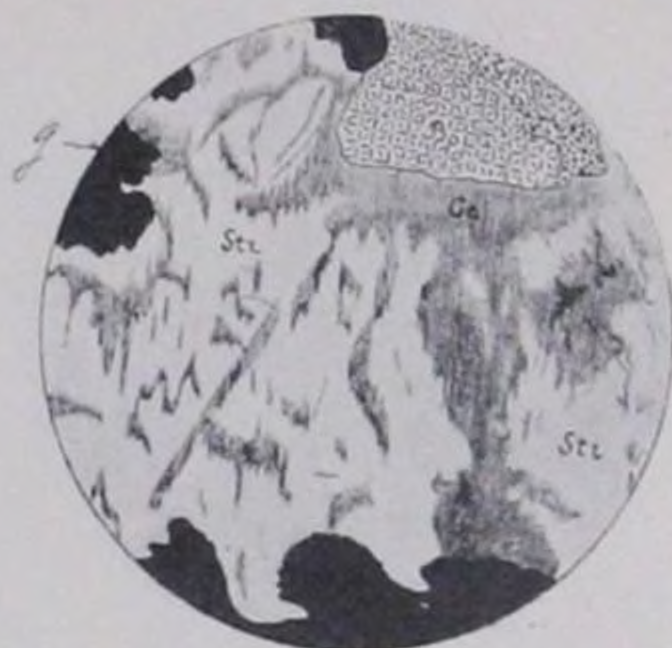


Рис. 20.



Рис. 21.



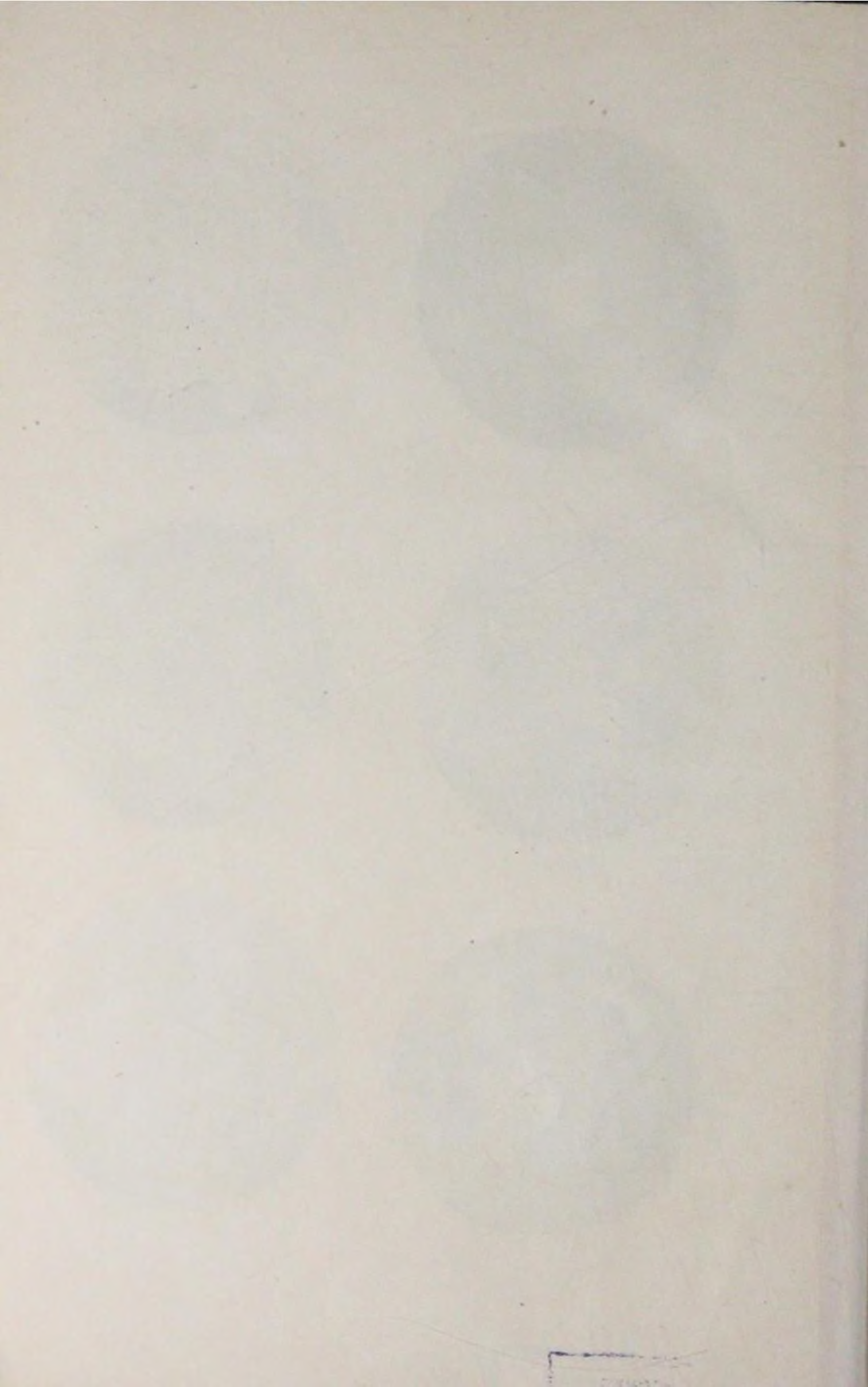
Рис. 22.



Рис. 23.



Рис. 24.



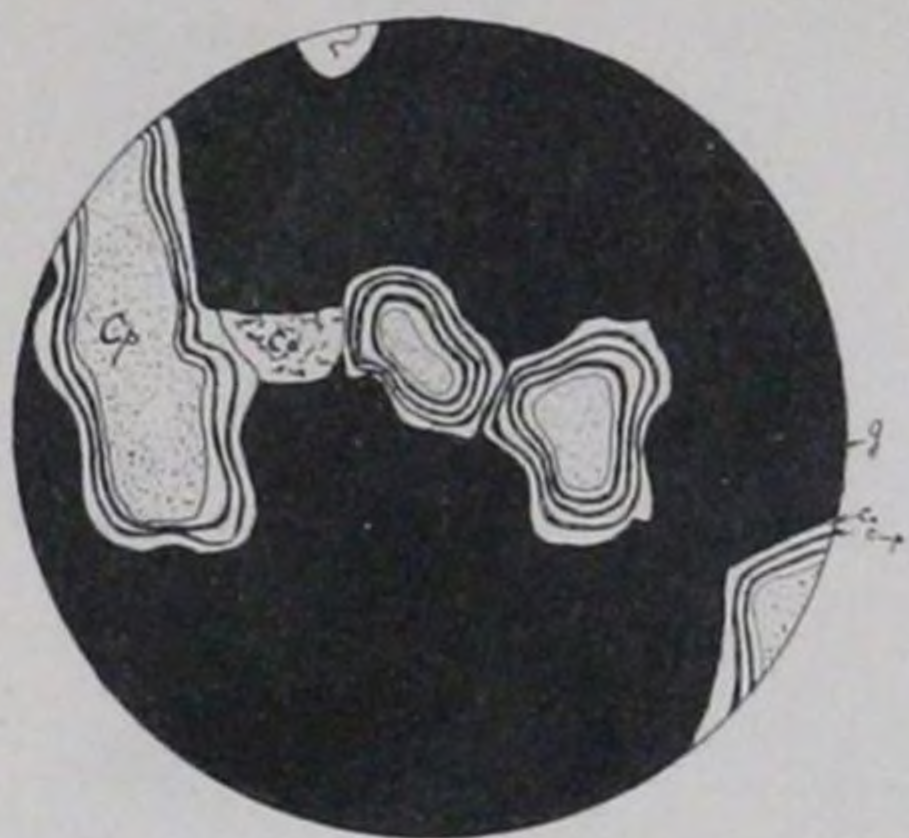


Рис. 25.



Рис. 26.

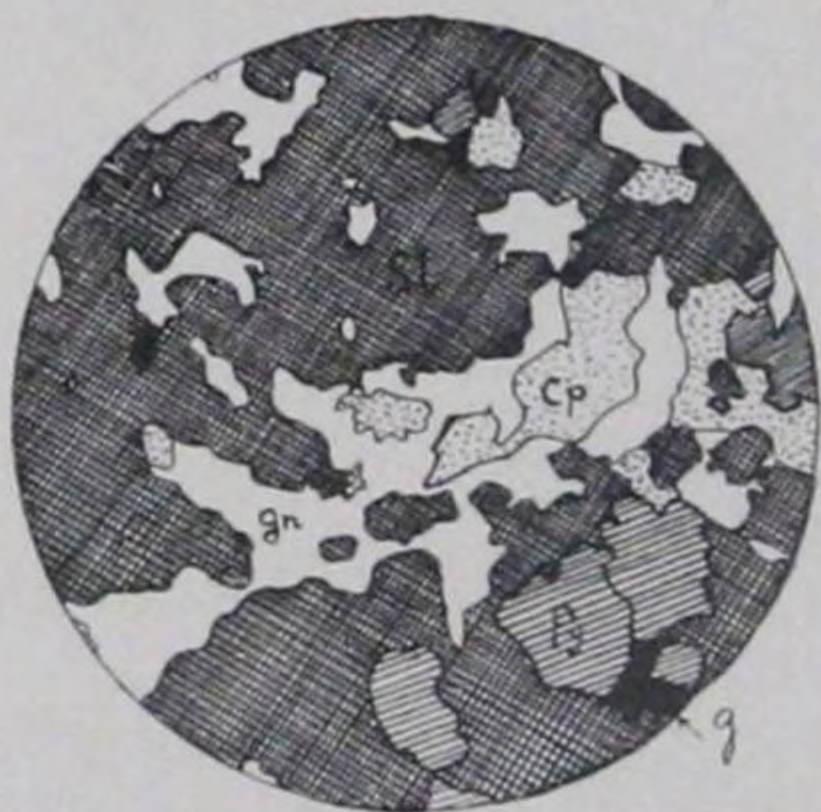


Рис. 27.



Рис. 28.

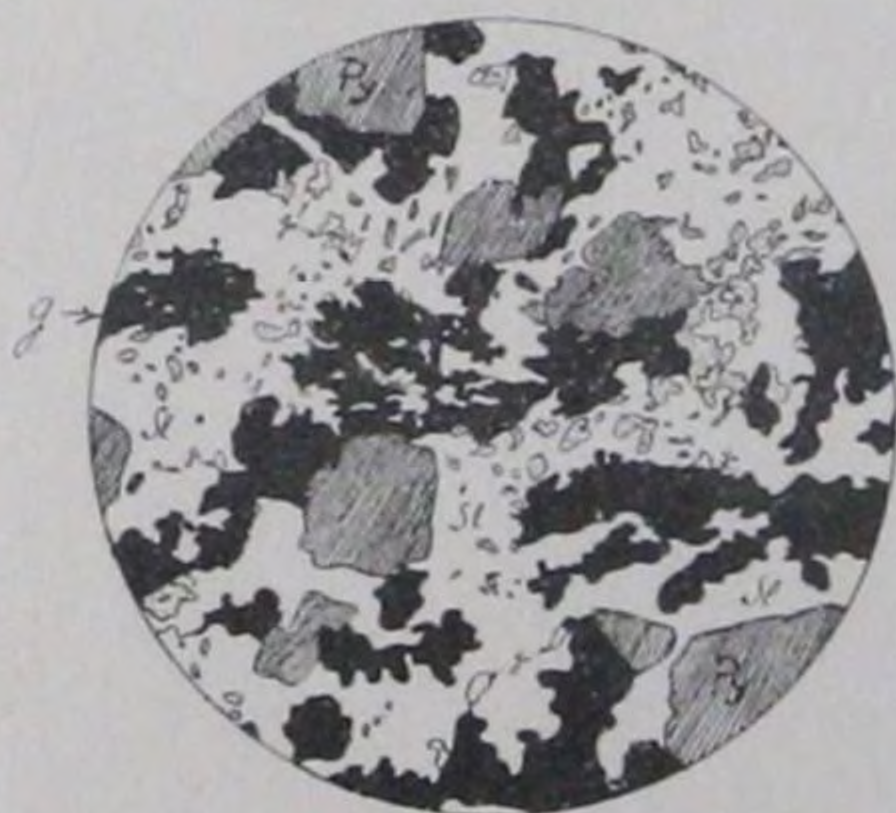


Рис. 29.



Рис. 30.

