

ГИН

А К А Д Е М И Я Н А У К С О Ю З А С С Р

Т Р У Д Ы

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫПУСК 46. МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 9)

С. С. Смирнов, М. М. Дубовик, П. П. Епифанов, А. И. Муромцев, А. О. Розенцвит.  
МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЯНА-АДЫЧАНСКОГО РАЙОНА.  
Я. Д. Готман. ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КАССИТЕРИТА  
ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СССР

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

С. С. СМЕРНОВ, М. М. ДУБОВИК, П. П. ЕПИФАНОВ, А. И. МУРОМЦЕВ,  
А. О. РОЗЕНЦВИТ

## МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЯНА-АДЫЧАНСКОГО РАЙОНА

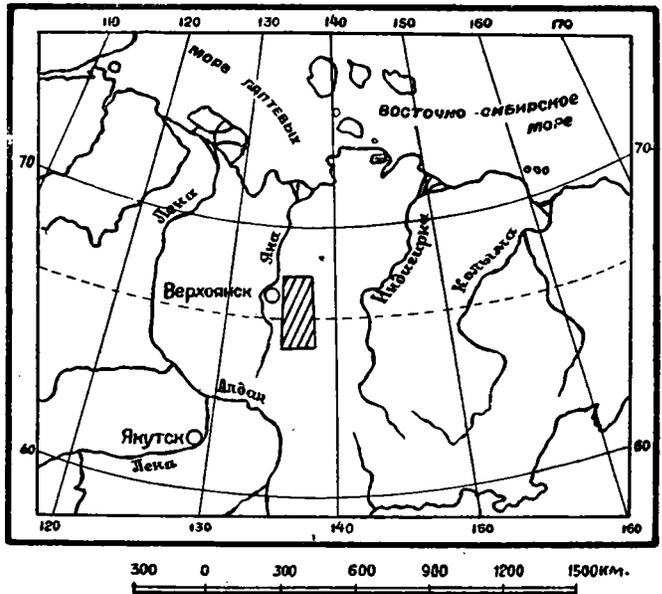
### ВВЕДЕНИЕ

Далекий и труднодоступный Янский район, отделенный Верхоянским хребтом от Алдана и Лены (фиг. 1), становится известным как рудный район лишь в самые последние годы. Его геология, и в особенности минералогия, до сих пор почти не освещены в геологической литературе. Восполнить этот пробел, хотя бы частично, и является основной задачей настоящей статьи. Попутно с этой основной задачей в статье затрагиваются некоторые вопросы, имеющие общее значение.

При составлении статьи использован материал, собранный работниками Якутского отделения Союзнической оловоразведки — М. М. Дубовиком, П. П. Епифановым, С. М. Королевым, А. А. Лукашевым, А. И. Муромцевым, А. О. Розенцвитом, В. П. Фагутовым, В. К. Чайковским, З. Я. Яблонским и др. Все эти работники в той или иной мере являются соавторами настоящей статьи, и если все их фамилии не перечислены в заголовке, то сделано это только в силу некоторых технических неудобств.

### I. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА

Яна-Адычанский район является небольшой частью громадного Верхоянско-Колымского пояса и несет все типичные особенности последнего, неоднократно уже описывавшиеся. Здесь поэтому нет необходимости сколько-нибудь подробно останавливаться на характеристике геологи-



Фиг. 1. Схема положения Яна-Адычанского района

ческой позиции, которую занимает район в общей структуре всего северо-востока Азии. Достаточно будет упомянуть, что если генеральную структуру всего Верхоянско-Колымского пояса представить в виде двух антиклинориев, граничащих — один со Средне-Сибирской платформой (Верхоянский антиклинорий) и другой — с Колымским жестким массивом (Тас-Хаяхтахский антиклинорий), разделенных Янским синклинорием, то Яна-Адычанский район расположится в западной части Тас-Хаяхтахского антиклинория. Непосредственным продолжением на юго-восток Яна-Адычанского района при подобной концепции можно считать Индигирско-Колымский рудный район, занимающий области верхних течений Индигирки и Колымы.

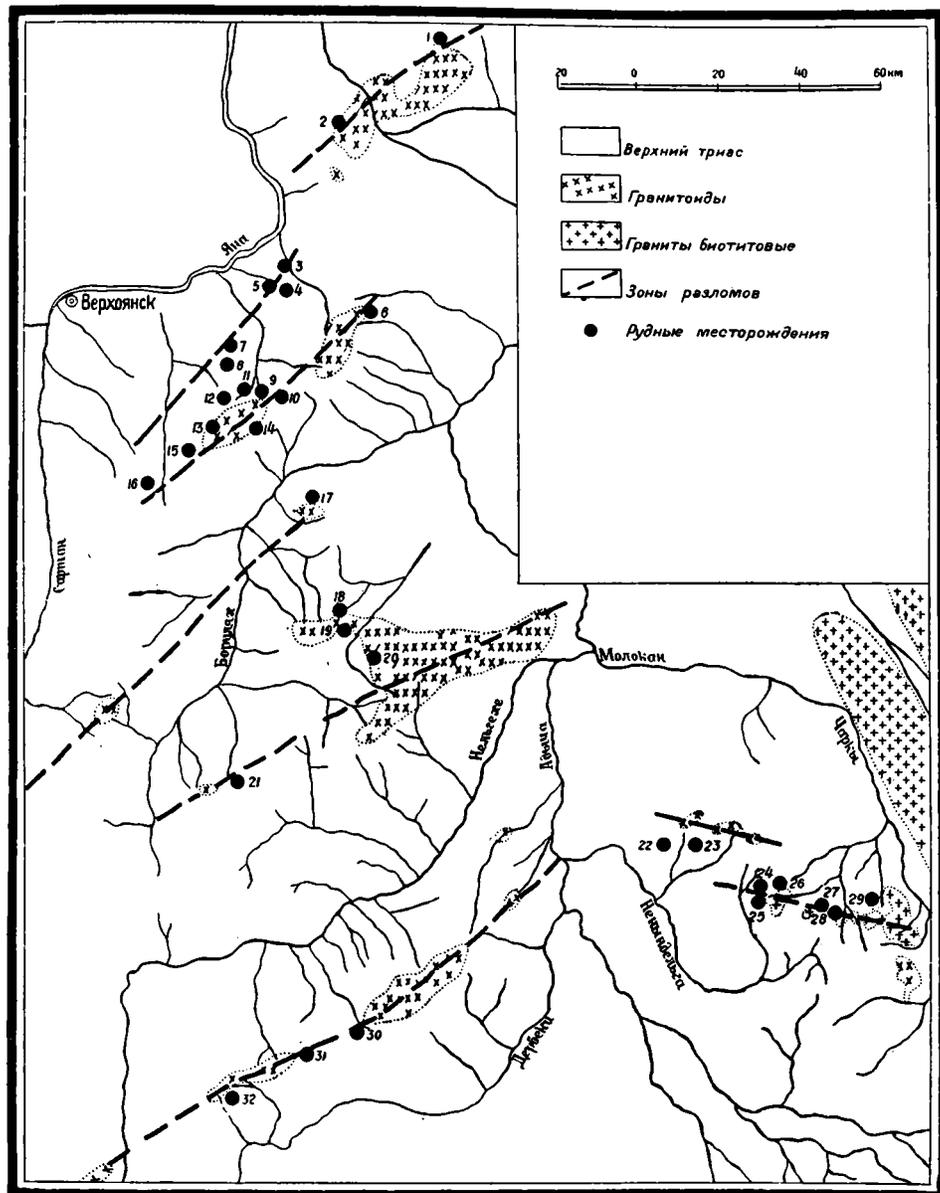
В еще более крупном плане Яна-Адычанский район можно считать небольшой частью той громадной рудной зоны, которая в виде растянутого полукольца опоясывает с юга, запада и севера Колымский жесткий массив. При подобном предположении, в значительной мере, правда, гипотетичном, все известные сейчас главные оловорудные районы северо-востока Азии, а именно — Индигирско-Колымский, Яна-Адычанский, Чаунский и Чукотский (Амгуемский), можно считать принадлежащими к одной рудной зоне.

Геологическое строение Яна-Адычанского района при той степени изученности, какую мы сейчас имеем, представляется сравнительно простым (фиг. 2). Вся территория района в рассматриваемых здесь пределах сложена чрезвычайно однообразной толщей верхнего триаса, представленной сланцами, песчанистыми сланцами и тонкозернистыми песчаниками. Породы эти собраны в мелкие крутые складки, простирающиеся с теми или иными отклонениями примерно в меридиональном направлении. Так, в южной части района простираение складок северо-северо-западное, в центральной — почти меридиональное, в северной — северо-восточное. В общем можно сказать, что простираение этих местных складок более или менее совпадает с простираением генеральной структуры Янского синклинория и Тас-Хаяхтахского антиклинория. Возраст складчатости точно не установлен, но по аналогии с соседними районами можно думать, что главная фаза складкообразования имела место в нижнемеловое время. И именно с этой фазой связываются интрузии гранитоидов и сопровождающие их жильные породы и оруденение, сравнительно обильно развитое на территории района (фиг. 2). В распределении этих гранитоидов, согласно данным работников Якутского отделения «Союзникельоловоразведка» и обобщений Г. Л. Падалка (1939), наблюдается вполне ясно выраженная закономерность. Именно: выясняется, что интрузии в основной своей массе приурочены к разломам двух направлений — северо-восточного и северо-западного, причем наибольшая часть интрузий связывается с северо-восточными разломами, секущими основное направление складчатости. В результате этой закономерности интрузии гранитоидов располагаются в виде характерных рядов — «цепочек интрузий», хорошо заметных на фиг. 2. Стоит упомянуть, кстати, что один из рядов — Киргилях-Хонорский, проходящий через Эге-Хайское месторождение (фиг. 2), представлен не вскрытыми еще интрузиями и прослеживается лишь по изолированным полям роговиков, сопровождаемых жильными породами и оруденением. Аналогичные невскрытые интрузии отмечаются и в других рядах и вне их, намекая новые ряды. Надо подчеркнуть затем, что при ясно выраженном секущем характере северо-восточных рядов отдельные интрузии, их составляющие, иногда показывают приуроченность к брахиантиклинальным складкам, — обстоятельство, еще не имеющее вполне удовлетворительного объяснения.

Что же касается северо-западных рядов, то они скорее всего приурочены к разломам, согласным со складчатостью.

Упомянутые разломы на местности, помимо характерного распределения интрузий, отмечаются еще широким развитием зон дробления, раз-

личной мощности и протяжения, простирающихся более или менее в том же направлении, что и соответственные разломы. И именно с этими-то зонами дробления и связано наибольшее количество рудных проявлений района. Размеры зон дробления, как правило, не слишком велики, определяясь по мощности долями метра и метрами, а по длине — сотнями метров и, реже, километром и более. Характерно, что по всем имеющимся



Фиг. 2. Схема геологического строения Яна-Адычанского района (составлена Якутским отделением Союзникельоворазведки, под редакцией Г. Л. Падалка). Названия рудных месторождений:

- 1) Атчагый-Урьинское. 2) Атчагый-Эгеляхское. 3) Киргиляхское. 4) Эге-Хайское. 5) Безымянное I. 6) Кутурунское. 7) Хонорское. 8) Костюбятское. 9) Ыттырдах-Халанское. 10) Улахан-Билляхское. 11) Тора-Юряхское. 12) Атчагый-Билляхское. 13) Косторское. 14) Берчигинское. 15) Улахан-Эгеляхское. 16) Хотон-Хайское. 17) Эндогочийское. 18) Хаярдахское. 19) Туманнинское. 20) Хаттынахское. 21) Эверненское. 22) Красногорское. 23) Бургавлийское. 24) Уначулинское. 25) Кыргасское. 26) Чалбынское III. 27) Чалбынское IV. 28) Чалбынское II. 29) Чалбынское I. 30) Безымянное II. 31) Алыс-Хайское. 32) Хара-Тасское.

данным, правда крайне ограниченным, перемещение вдоль зон дробления было совсем незначительным, вряд ли превышающим несколько метров.

Таковы основные элементы геологии рассматриваемого района. Переходя теперь к характеристике слагающих район осадочных и изверженных пород, следует еще раз подчеркнуть, если можно так выразиться, «литологическое однообразие» района, столь характерное вообще для Верхоянско-Колымского пояса. Песчанико-сланцевая толща и гранитоиды с сопровождающими их жильными породами, — вот в сущности и весь список пород, встреченных в пределах района. При этом песчаники и сланцы чрезвычайно близки друг к другу, отличаясь лишь размером зерна и соотношением цемента и песчинок. Как в тех, так и в других, среди песчинок преобладающую роль обычно играет кварц, подчиненную — кислый плагиоклаз и еще более подчиненную, часто почти вовсе сходящую на-нет, — калиевый полевой шпат (микроклин и ортоклаз). На ряду с этим в отдельных разностях среди песчинок встречаются обломки песчаниково-сланцевых пород и единичные зерна слюд. Цемент состоит из мелких и мельчайших зерен тех же минералов, не диагностируемого «глинистого вещества» и углистого пигмента. Разности, сколько-нибудь обогащенные известью, встречаются редко и обычно представлены совершенно маломощными пропластками. В районе интрузий песчаники и сланцы превращены в роговики обского состава; в отдельных случаях более или менее равномерно импрегнированные пирротином и резко подчиненными — пиритом, халькопиритом и арсенопиритом. Следы метаморфизма, выражающиеся в слабом развитии в цементе серицита и хлорита (?), отмечаются в участках, достаточно удаленных от интрузий.

Большее разнообразие показывают гранитоиды и сопровождающие их жильные породы.

По исследованиям Г. Л. Падалка и Н. Н. Червяковой (1938) «Громадное большинство больших и малых массивов не однородны по составу и сложены породами от гранитов до кварцевых диоритов», причем нередко в пределах одного и того же выхода наблюдается до четырех-пяти разновидностей пород — гранитов, плагиогранитов, адамеллитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов. Если же исходить из среднего валового состава отдельных массивов, то можно было бы сказать, что преобладающая часть гранитоидов района представлена биотитовыми гранодиоритами. Почти во всех породах, слагающих описываемые массивы, Г. Л. Падалка и Н. Н. Червяковой отмечаются явления гибридации, проявленные широко и весьма отчетливо. Гибридация эта, по Г. Л. Падалка, носит глубинный характер и вряд ли обусловлена ассимиляцией боковых пород только на месте застывания. Иначе говоря, по его мнению происходило внедрение уже аномальной магмы. Подобное заключение Г. Л. Падалка делает на основании изучения асхистовых дайковых пород, показывающих те же самые явления гибридации, как и интрузии, с которыми эти дайковые породы связаны.

Упомянутые дайковые породы представлены как асхистовыми разностями, варьирующими по составу от кварцевых порфиров до диоритовых порфиритов, так и диасхистовыми — керсантитами и, реже, спессартитами. Характерно, что лейкократовые разности диасхистовых пород — аплиты и пегматиты — встречаются в связи с гранодиоритовыми массивами крайне редко и в ничтожном развитии.

Особую группу гранитных пород, отличных от вышеописанных, составляет чалбынский ряд интрузий, расположенный в юго-восточном углу района (фиг. 2). В этом ряду все выходы сложены вполне нормальным биотитовым гранитом, в отдельных участках грейзенизированным. При этом нормальным биотитовым гранитом сложены даже мелкие массивы, площадью всего в 1.0—1.5 км, так что объяснить отличие чалбынских интрузий от обычных яна-адычанских различной глубиной эрозионного среза никак не приходится. К тому же и по характеру минерализации

чалбынские интрузии значительно отличаются от всех остальных. Чем обусловлено проявление вдоль чалбынского разлома интрузий столь необычного характера, еще не ясно.

Чалбынские интрузии, а также и отмеченные выше признаки глубокой гибридизации, говорят против упрощенного толкования гранодиоритов района как еще уцелевших «гранодиоритовых чехлов» массивов, сложенных на глубине нормальными гранитами. Против такого предположения говорит и расположение массивов и характер некоторых из них, так как естественнее считать, что «мы имеем здесь дело с небольшими согласными или несогласными телами, приуроченными к зонам разломов соответствующих направлений» (Г. Л. Падалка и Н. Н. Червякова, 1938). Во всяком случае, рассматривать обнаженные ныне эрозией массивы гранодиоритов как гребни каких-то больших батолитоподобных интрузий нет никаких оснований. В связи со сказанным, мы можем считать Яна-Адычанский район типичным примером района, минерализация которого обусловлена интрузиями среднего состава. Характерность этого примера увеличивается еще и тем, что породы, вмещающие интрузии — известковистые сланцы и песчаники, в известной мере являлись мало активными в отношении проникавших в них рудных растворов. И, наконец, вся минерализация района, за немногими и притом спорными еще исключениями (золото), связана с единым металлогенным эпизодом. Все это делает Яна-Адычанский район исключительно благодарным объектом для изучения ряда общих вопросов рудообразования. К сожалению, исследования подобного рода здесь вовсе еще не ставились.

## II. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛИЗАЦИИ РАЙОНА

Все геологические работы, произведенные до сих пор на территории района, имели специфическую цель — поиски оловянных месторождений. В связи с этой специфической направленностью работ и сравнительно небольшим их объемом, полную картину минерализации района нарисовать еще трудно. Можно думать, однако, что наиболее характерным, наиболее широко распространенным типом минерализации являются минерализованные и часто оловоносные зоны дробления, проходящие в песчаниково-сланцевой толще и подчиненные тем же разломам, с которыми связаны и интрузии гранитоидов. Соответственно с этим, минерализованные песчаниково-сланцевые брекчии являются и наиболее типичным рудным материалом месторождений Яна-Адычанского района.

Характер минерализации зон дробления меняется от пункта к пункту, в связи с различным положением отдельных зон дробления относительно металлоносных центров и других обстоятельств. Целый ряд общих особенностей, однако, остается, и это позволяет связать в единую цепь явлений все проявления минерализации, приуроченные к зонам дробления.

Кварц, турмалины различного состава, железистые хлориты и пирротин — вот, в сущности, главные и наиболее характерные минералы минерализованных зон дробления. Если добавить еще обычно развивающиеся во вполне подчиненных количествах арсенопирит, сфалерит, халькопирит, касситерит и некоторые полевые шпаты и карбонаты, то фактически получим почти исчерпывающий список минералов — новообразований рудных зон Яна-Адычанского района.

Сравнительно редко все эти минералы проявляются в пределах одной и той же зоны. Обычно, в связи с ясно намечающейся зональностью отдельных рудных узлов, те или иные минералы или группы их выпадают из состава рудных тел. Так, встречаются чисто кварцево-турмалиновые зоны, хлоритово-кварцевые, хлорито-турмалиново-кварцевые, хлоритопирротиново-кварцевые и т. п. Встречаются и такие зоны, как, например, эге-хайская, в состав которых входят почти все минералы, характерные для яна-адычанских рудных зон.

Изучение подобных сложного состава зон, а равным образом и сопоставление различных зон позволяет весь процесс минерализации в грубой схеме представить следующим образом.

В первые, наиболее ранние этапы отлагались преимущественно кварц и сильно железистый турмалин. Более поздние этапы характеризуются кварцем несколько иного типа, чем ранний, менее железистым турмалином, касситеритом, арсенопиритом и железистыми хлоритами. В еще более поздние стадии рудного процесса образуются главные массы пирротина, сопровождаемого почти всегда халькопиритом, сфалеритом и небольшими количествами кварца, хлорита и сидерита. И, наконец, самыми поздними продуктами являются сравнительно мало распространенные чисто сидеритовые образования, иногда кварцево-кальцитовые, с пиритом, сфалеритом, галенитом и совсем редкими сульфоантимонитами свинца.

Развиваются все эти минералы в пределах зон дробления, изначально заполненных сланцевой или песчаниковой брекчией, частью путем метасоматоза, частью же путем заполнения мелких и мельчайших полостей, всегда имеющих в наличии в подобных зонах дробления. Сравнительно редко процесс минерализации заходит так далеко, что почти уничтожаются следы изначальной песчаниково-сланцевой брекчии; чаще всего рудный материал представлен резко измененными кусками боковой породы, замещенными и частью замещенными минералами-новообразованиями. В отдельных случаях, затем, на ряду с типичными минерализованными зонами дробления — брекчирования, наблюдаются и рудные тела типа жил заполнения, в составе рудной массы которых куски измененных боковых пород имеют ничтожное развитие.

В связи с рудным процессом, породы, вмещающие минерализованные зоны, претерпевают резкие изменения, часто захватывающие значительные по мощности участки. Изменения эти выражаются в турмалинизации, хлоритизации, окварцевании и, реже, серицитизации. Особенно ярко в отдельных случаях проявлены турмалинизация и хлоритизация вмещающих пород. Различного типа изменения проявляются порознь или совместно, в зависимости от общего характера минерализации соответственных зон (см. ниже).

Располагаются рудные зоны, как уже упоминалось, вдоль тех же разломов, к которым приурочены и гранодиоритовые интрузии, и эта особенность является структурным фактором, так сказать, первого порядка, обуславливающим группировку рудных зон в линейные совокупности. В пределах же последних рудные зоны показывают определенную тенденцию давать сгущения — рудные узлы — вокруг отдельных массивов интрузивных пород, как вскрытых, так и невскрытых (представленных роговиковыми полями, сгущениями дайковых пород и т. п.). Другие факторы, факторы более низких порядков, контролирующие распределение рудных тел, за полной неизученностью мелкой структуры рудных полей вовсе еще не известны.

В пределах отдельных рудных узлов — совокупностей рудных тел, связанных с единым металлоносным центром, нередко наблюдается более или менее ясно выраженная зональность, обусловленная различным положением отдельных рудных тел по отношению к металлоносному центру. Так, весьма нередко наблюдается приуроченность более высокотемпературных ассоциаций к роговиковым полям, окружающим интрузии. Здесь особенно широкое развитие получают специфически кварцево-турмалиновые тела, причем турмалин обычно представлен сильно железистыми разновидностями. Богатые хлоритом и различными сульфидами рудные зоны чаще располагаются у внешней границы роговиковых полей и т. д.

Вместе с этим, различия в характере минерализации отдельных зон вызываются и рядом других причин. Среди последних одной из наиболее важных является различный характер развития отдельных зон дробления.

В некоторых из них первично заданная до вхождения рудных растворов система сложной и тонкой трещиноватости неоднократно подновлялась и частью перестраивалась в течение самого процесса рудоотложения, в связи с продолжавшимся еще действием тех сил, какие вызвали возникновение зоны дробления. При этом наиболее вероятно предполагать, что, как в начальные стадии действия этих сил, так и в последующие, имело место растяжение. Последнее вызывало расширение существовавших уже трещин, вызывало появление новых и иногда обуславливало раскрытие трещин, полностью зацементированных ранними порциями рудного материала.

В других зонах дробления подобного рода позднейшие подвижки не имели места, и минерализация ограничивалась лишь продуктами первых, ранних стадий рудного процесса. В-третьих, само возникновение «первичной» трещиноватости происходило лишь в срединные или поздние стадии рудоотложения, так что минералы ранних стадий здесь не могли отлагаться.

Другой причиной различия в минерализации отдельных зон является несколько различный характер вмещающих пород. Так, можно думать, что в случае Бургавлийского рудного узла относительно широкое развитие аксинита обусловлено наличием среди вмещающих пород тонких лент известковистых песчаников. Наличие адуляра в этом же узле, возможно, связано со специфически аркозовым характером песчаников, заключающих рудные тела и т. п. Основные причины, вызывающие различия в минералогическом составе зон, однако, еще не известны. Скорее всего они кроются в неуловимых еще различиях отдельных металлоносных интрузий.

Описанная группа рудных тел является, как уже указывалось, наиболее характерной, наиболее широко распространенной. К ней, в частности, принадлежат и почти все наиболее интересные в промышленном отношении месторождения района. Из указанных же на фиг. 2 оловянных месторождений сюда относятся: Киргиляхское (3), Эге-Хайское (4), Безымянное I (5), Костюбятское (8), Улахан-Эгеляхское (15), Хотон-Хайское (16), Эндогочийское (17), Хаярдахское (18), Туманническое (19), Хаттынахское (20), Эверкенское (21), Бургавлийское (23), Красногорское (22), Уначуликское (24), Кыргасское (25), Безымянное II (30), Алыс-Хайское (31), Хара-Тасское (32). Кроме того, сюда же относится очень большое количество аналогичных, но не оловоносных (по предварительным данным) или слабо оловоносных зон, не показанных на фиг. 2 и ближе не исследованных. Особенно много подобных зон встречено на Боруляхо-Нельгехинском водоразделе (фиг. 2).

Помимо только что описанной наиболее характерной минерализации, в связи с гранодиоритовыми интрузиями известны еще следующие рудные и нерудные проявления, представляющиеся при имеющихся сейчас сведениях вполне второстепенными.

1. Сульфидные импрегнации, наблюдаемые в роговиковых полях некоторых гранодиоритовых интрузий. Среди сульфидов подобных импрегнаций главное развитие имеет пирротин и вполне подчиненное — пирит, арсенопирит, халькопирит.

2. Грейзенизированные дайки аплит-пегматита, пегматита, микрогранита и гранит-порфира, обнаруженные во многих пунктах в экзоконтакте и эндоконтакте Арга-Ыннах-Хайской интрузии. Грейзенизация выражается в широком развитии мусковита, альбита, топаза, турмалина, кварца, амблигонита и апатита, в отдельных случаях сопровождаемых касситеритом и сульфидами. Дайки эти вовсе не изучены, и потому не ясно еще, в каких из них — асхистовых или диасхистовых — предпочтительно развивается касситерит. Судя по типу грейзенизации, скорее всего мы имеем здесь дело с поздними стадиями пегматитового процесса, но характерно, что, в отличие от обычных грейзенизированных пегматитов, Арга-Ыннах-Хайские дайки заключают касситерит в очень мелких зернах,

нередко образующих более или менее равномерную вкрапленность на значительных по длине участках.

В настоящее время в окрестностях Арга-Ыннах-Хайской интрузии обнаружено свыше тридцати пунктов с оловоносными грейзенами. Из них на фиг. 2 показаны только открытые до 1938 г., а именно следующие: Ыттырдах-Халанское (9), Улахан-Билляхское (10), Косторское (13) и Берчигинское (14).

3. Касситеритово-кварцевые и касситерито-вольфрамитово-кварцевые жилы стандартного типа, встреченные в небольшом развитии в связи с Кигиляхской, Арга-Ыннах-Хайской и Ыннах-Хайской интрузиями. Сюда относятся следующие, совершенно почти неисследованные, незначительные по масштабу месторождения: Атчагый-Урьинское (1), Атчагый-Эгеляхское (2), Кутурукское (6), Атчагый-Билляхское (12) и Тора-Юряхское (11). Вполне возможно, что часть этих месторождений, а возможно даже и вся группа, при дальнейших более детальных исследованиях окажутся принадлежащими к вышеописанной группе рудных проявлений. В некоторых из них, в частности, указываются обильный турмалин, арсенопирит и т. п.

4. Арсенопиритово-кварцевые жилы и, чаще, жилки, в большом количестве встреченные в экзо- и эндоконтактах различных интрузий. Они совершенно не изучены, и соотношения их с другими проявлениями минерализации неизвестны.

5. Безрудные и почти мономинеральные кварцевые жилы, жилки и линзы, весьма часто встречаемые в песчаниково-сланцевой толще, в различных участках. Как правило, они обладают совершенно ничтожными размерами и потому констатируются только в хороших обнажениях или выработках. Скорее всего, эти кварцевые жилы и линзы являются поздними, быть может даже последними, продуктами магматических растворов, связанных с гранодиоритовыми интрузиями.

Перечисленным, в сущности, и исчерпываются почти все известные проявления минерализации, более или менее определенно связываемые с интрузиями гранодиоритов.

Минерализация, встреченная в районе интрузий нормального биотитового гранита Чалбынского ряда, несколько отлична от описанной. Здесь до настоящего времени обнаружено всего четыре месторождения — Чалбынское I (29), Чалбынское II (28), Чалбынское III (26) и Чалбынское IV (27). Каждое из них представлено свитой жил касситеритово-кварцевого состава, залегающих в граните, обычно в той или иной мере грейзенизованном. Помимо кварца и касситерита, в жилах встречаются ортоклаз, мусковит, турмалин, апатит, вольфрамит, арсенопирит и халькопирит.

Здесь же, в Чалбынском ряду интрузий, найдены арсенопиритово-кварцевые руды и, в одном пункте, своеобразные арсенопирито-кварцево-флюоритовые с касситеритом и шеелитом. Характерно, что импрегнации сульфидов в роговиках Чалбынских интрузий не встречено.

Как видно, Чалбынский ряд интрузий вносит некоторое разнообразие и усложнение в сравнительно монотонную и, по существу, простую и целостную картину минерализации, наблюдаемую в Яна-Адычанском районе. Дальнейшее усложнение вносит золото, встреченное пока только в россыпных месторождениях и в немногих пунктах, а именно: в бассейне Ченкеленьи (устье Ченкеленьи находится между устьями Нельгехе и Дербекки) — левого притока Адычи — и в бассейне Тиряхтаха — левого притока Молокана. С какими интрузиями связано золото и каковы коренные источники золотого оруденения, пока еще не известно. Характерно, что до сих пор в оловоносных зонах дробления и вообще в оловянных месторождениях района обнаружены только признаки золота.

Такова сравнительно несложная серия проявлений минерализации, известная сейчас в Яна-Адычанском районе.

Нет сомнения, что серия эта еще очень неполна, так как и исследованный произведено очень мало и задачи, преследовавшиеся этими исследованиями, были слишком специальные. Столь же несомненно, что главной причиной однообразия минерализации является соответственное однообразие и сравнительная простота геологического строения района.

### III. МИНЕРАЛОГИЯ РАЙОНА

В этой главе дается общий обзор гипогенных и супергенных минералов, встречающихся к настоящему времени в месторождениях Яна-Адычанского района. Минералы горных пород здесь не рассматриваются.

#### А. Гипогенная минералогия

##### 1. Общие сведения

Все гипогенные минералы, известные сейчас в Янских месторождениях, приведены в табл. 1 и 2. В первой из них минералы для удобства рассмотрения расположены в порядке, отвечающем обычной классификации, во второй те же минералы расположены в последовательности, характеризующей частоту их нахождения («экстенсивность») и степень количественного развития («интенсивность»).

Таблица 1

#### Гипогенные минералы, известные в Янских месторождениях (в последовательности обычной классификации)

Элементы	16. Рутил	Силикаты и титанаты
1. Золото	17. Касситерит	29. Актинолит
2. Серебро (?)	18. Анатаз	30. Топаз
3. Висмут	Галоиды	31. Гранат
Сульфиды	19. Флюорит	32. Берилл
4. Сфалерит	Карбонаты	33. Альбит
5. Галенит	20. Кальцит	34. Ортоклаз
6. Висмутин	21. Сидерит	» Адуляр
7. Молибденит	Вольфраматы	35. Пренит
8. Пирротин	22. Шеелит	36. Мусковит
9. Пирит	23. Вольфрамит	» Серицит
10. Арсенопирит	Ферриты	37. Прохлорит
Сульфосоли	24. Магнетит	38. Афросидерит
11. Халькопирит	Фосфаты	39. Стильбит
12. Буланжерит (?)	25. Монацит	40. Аксицит
13. Станнин	26. Амблигонит	41. Турмалин
Окислы	27. Лазулит	42. Мелифанит (?)
14. Гематит	28. Апатит	43. Титанит
15. Кварц		44. Ильменит

Приведенные таблицы 1 и 2, по существу, характеризуют валовой состав наиболее распространенного типа минеральных месторождений Яна-Адычанского района — минерализованных зон дробления. Фактически, из перечисленных 44 минералов только 5 — молибденит, лазулит, амблигонит, гранат и ильменит — не встречены в подобных зонах. В частности, в Эге-Хайском месторождении, являющемся типичным представителем этой группы, обнаружены все минералы, показанные в первой колонке («типичные минералы») табл. 2, и часть минералов второй колонки («спорадические минералы»).

Минералы других типов месторождений района — грейзенизированных даек, касситеритово-кварцевых жил и т. п. — не вносят каких-либо серьезных дополнений к валовому списку минералов зон дробления. Их минералогический состав как бы повторяется в этих зонах, в упрощен-

Таблица 2

**Гипогенные минералы, известные в Янских месторождениях  
(в последовательности, характеризующей частоту их  
нахождения и степень количественного развития)**

	Типичные, встреченные во многих место- рождениях	Споради- ческие, встреченные только в единич- ных месторожде- ниях
Главные, составляющие каждый не менее 10% по весу в рудах тех или иных месторож- дений	Кварц Турмалин Афросидерит Пирротин	•
Второстепенные, от 10 до 1.0%	Арсенопирит Сфалерит Пирит Серицит Халькопирит Сидерит Кальцит Касситерит Галенит Прохлорит	Топаз Альбит Адуляр Ортоклаз Мусковит Вольфрамит Шеелит Амблигонит Ильменит Флюорит
Примеси, меньше 1.0%	Апатит Станнин Рутил Магнетит Гематит Анатаз Титанит	Аксинит Пренит Молибденит Берилл Гранат Буланжерит (?) Золото Лазулит Висмутин Висмут Стильбит Серебро (?) Актинолит Монацит Мелифанит (?)

Примечание. В каждой колонке минералы распо-  
ложены в порядке убывающего количественного распро-  
странения.

ном, правда, виде, с иными количественными соотношениями между отдельными минералами и отличным несколько характером самих минералов. Подобное явление частично обусловлено еще малой изученностью соответственных месторождений, главным же образом тем, что минерализованные зоны дробления во всей своей совокупности охватывают почти все стадии процессов минералообразования, связанных с интрузиями кислых пород района. Специфичными минералами из известных сейчас являются, в сущности, только амблигонит, лазулит и гранат грейзенизированных даек и ильменит крайне редких полевошпатовых пегматитов, встреченных пока только в одном пункте — в пределах Безымянной интрузии.

Для иллюстрации вышесказанного ниже приводится табл. 3 (стр. 12—13), показывающая минералогический состав шести более изученных месторождений района. В таблицу включены четыре представителя группы минерализованных зон дробления — Алыс-Хайское, Бургавлий-

ское, Хаттынахское и Эге-Хайское месторождения, Арга-Ыннах-Хайская группа грейзенизированных асхистовых и диасхистовых даек и Чалбынская группа касситеритово-кварцевых жил, охватывающая все четыре Чалбынских месторождения. В общем, приведенные в таблице месторождения представляют почти все основные типы минерализации района. Для удобства сопоставления с таблицами «валового состава» минералы расположены в той же последовательности, что и в табл. 1, а соответственные значки, показывающие степень их количественного развития в отдельных месторождениях, взяты в том же масштабе, какой принят и в табл. 2.

Каковы парагенетические соотношения отдельных минералов и групп их, каковы генетические типы месторождений и т. п., все эти подробности приводятся ниже, в следующих главах. Здесь же мы ограничимся только несколькими общими замечаниями относительно валовой минералогии района и затем перейдем к характеристике отдельных наиболее важных или наиболее интересных минералов.

## 2. Некоторые замечания к минералогии района

1. При первом взгляде на табл. 1 и 2 бросается в глаза сравнительная простота и однообразие минералогии района. Особенность эта несомненно обусловлена большой простотой и большим однообразием геологического строения района: единый или почти единый металлогенный эпизод; однообразный состав металлоносных интрузий, целиком укладываемых в ряд — гранит-кварцевый диорит; однообразная структура и литология района; отсутствие среди осадочной толщи района известняков и вообще известковистых пород и т. п.; более или менее одинаковый эрозионный срез металлоносных интрузий. Совсем подчиненное значение, вероятно, имеет слабая еще исследованность района. Несомненно, что в дальнейшем будет обнаружен ряд других минералов и даже других типов месторождений, но столь же несомненно, что основные линии, намеченные на современной стадии исследований, более или менее сохранятся.

2. Чрезвычайно широкое развитие в месторождениях района железистых турмалинов, железистых хлоритов типа афросидерита-гюрингита и пирротина, сопоставляемое с необычным для рудных районов умеренным и часто просто скудным развитием пирита, заставляет высказать предположение о недосыщенности серой соответственных рудоносных растворов или о сильной их железистости. Что причина скорее всего лежит в составе растворов, а не в физикохимических условиях отложения, вытекает как будто бы из того, что отложение бессернистых или малосернистых железистых минералов обнимает почти все стадии рудного процесса, включительно до наиболее поздних, характеризующихся массовым образованием сидерита.

Можно идти дальше и считать, что отмеченная особенность вообще характерна для всего громадного Колымско-Верхоянско-Чукотского пояса.

В самом деле, в Западном Верхоянье, например, пирротин и, в особенности, сидерит распространены гораздо более широко, чем пирит. В Чаунском районе, вообще бедном сульфидами, появляются наряду с железистыми турмалином и хлоритом термальными магнетит и гематит. В Верхне-Колымском районе также как будто бы не замечается широкого развития пирита, и, например, в Арманьском рудном узле пирротин проходит через все стадии рудного процесса, начиная от скарнов и до почти эпитермальных кальцитовых жил, в которых он развивается в виде крайне своеобразной, тонкочешуйчатой низкотемпературной разновидности.

Имеющийся материал по всем этим районам и вообще по всему Колымско-Верхоянско-Чукотскому поясу слишком еще недостаточен и не позволяет более или менее уверенно выдвигать высказанное выше положение. Однако в будущем следует его иметь в виду, так как оно, быть может, позволит сделать далеко идущие выводы.

Минералы		Эге-Хая	Альс-хая	Бургави	Хатгынаха	Арга-Ыннах-Хая	Цалбы	
Элементы	Золото	○						
	Серебро (?)			○				
	Висмут			○				
Сульфиды и сульфосоли	Сфалерит	◐	○	◐	○	○		
	Галенит	○		◐	○			
	Висмутин			○				
	Молибденит					○		
	Пирротин	●	●	●	○	○	○	
	Пирит	◐	◐	◐	○	○	○	
	Арсенопирит	○	◐	◐	○	○	◐	
	Халькопирит	◐	◐	◐	○	○	○	
	Буланжерит (?)		○					
	Станнин	○		○				
	Оксиды, галогиды, карбонаты и вольфраматы	Гематит	○					
		Кварц	●	●	●	●	●	●
		Рутил	○	○	○	○	○	○
Касситерит		◐	◐	◐	◐	○	○	
Анализ		○	○	○	○			
Флюорит		○		◐				
Кальцит		◐	◐	◐				
Сидерит		○	◐	◐				
Шеелит			○	○				

● Главный минерал

◐ Второстепенный минерал

## месторождений Яна-Адычанского района

Минералы		Эге-Хая	Алыс-Хая	Бургави	Хаттынаха	Арга-Ыннах-Хая	Чалбы
Вольфраматы, ферриты и фосфаты	Вольфрамит		○				○
	Магнетит	○					
	Монацит		○				
	Амблигонит					◐	
	Лазулит					○	
	Апатит	○		○	○	○	○
	Актинолит			○			
С и л и к а т ы	Топаз	○				◐	
	Гранат					○	
	Берилл			○			
	Альбит	◐				●	○
	Ортоклаз				○	○	◐
	Адуляр			◐			
	Пренит			○			
	Мусковит	○	○	○	◐	◐	◐
	Серицит	◐	◐	◐	◐	○	○
	Хлорит	●	◐	◐	●		
	Стильбит				○		
	Аксинит			○			
	Турмалин	●	●	○	○	◐	◐
	Мелифанит (?)			○			
	Титанит	○	○	○		○	

○ Минерал-примесь

Попутно следует упомянуть, что, по Ф. Альфельду (Ahlfeld, 1932), северная часть Боливийской рудной провинции, вообще весьма близкая к Яна-Адычанскому району, также характеризуется массовым развитием железистых турмалинов, хлоритов и пирротина, на ряду с умеренным как будто бы развитием пирита.

3. Весьма характерным является крайне слабое развитие сульфосольных минералов, представленных только халькопиритом, станнином и буланжеритом, причем последние два принадлежат к категории примесей, а буланжерит даже к категории очень редких примесей. Это слабое развитие сульфосольных минералов и других, характерных для низкотемпературных ассоциаций, обусловлено в первую очередь тем, что металлогения района представляется несколько недоразвитой на «низкотемпературном» отрезке. До сих пор, в частности, вовсе еще не обнаружено представителей самой поздней, эпитермальной, группы месторождений. В значительной мере это связано, конечно, со слабой исследованностью района и специфической направленностью работ, здесь производившихся, но главные причины опять-таки кроются в специфике геологического строения.

4. Своеобразным можно считать, во всяком случае для специфически оловорудного района, слабое развитие фторсодержащих минералов — топаза и флюорита. Это особенно ярко бросается в глаза при сопоставлении с чрезвычайно широким распространением турмалина, по справедливости могущего считаться типовым минералом Яна-Адычанского района. Стоит упомянуть, что и вообще в Колымско-Верхоянско-Чукотском поясе соотношение между борсодержащими и фторсодержащими минералами резко смещено в пользу борсодержащих. И топаз и флюорит сравнительно нечастые минералы в месторождениях этого пояса, турмалин же, наоборот, распространен необычайно широко. В этом отношении и Яна-Адычанский район и весь Колымско-Верхоянско-Чукотский пояс показывают большие аналогии с северной частью Боливийской рудной провинции.

5. Слабое развитие кальцита и вообще кальцийсодержащих минералов, не так, быть может, заметное из приведенных выше таблиц, как это на самом деле имеет место, может считаться типичной особенностью минералогии района и, пожалуй, также и всего Колымско-Верхоянско-Чукотского пояса. Главной причиной этой бедности кальция является специфическая бедность известью вмещающих пород — известковистых песчаников и сланцев. Трудно сомневаться, что во многих случаях широкое развитие богатых кальцием минералов в месторождениях магматической серии обусловлено именно известковистостью пород, вмещающих интрузии и месторождения.

В нашем случае бедность кальциевыми минералами, возможно, имеет особо значительный смысл в силу следующих обстоятельств. По существу воззрениям на общую структуру области, песчанико-сланцевый верхоянский комплекс должен на какой-то глубине подстилаться специфически известняковой толщей нижнего палеозоя. Если это действительно так, то, очевидно, глубина залегания известняковой толщи определяется достаточно большой цифрой. В противном случае, при существовании мощной толщи известняков на сравнительно небольшой глубине наличие их должно было бы как-то отразиться на минералогическом составе месторождений, чего на самом деле не наблюдается. Интересно, что Г. Л. Падалка, констатируя в интрузивных породах района резко выраженные явления гибридизации, связывает их в основном с ассимиляцией пород песчанико-сланцевого верхоянского комплекса. В частности, Г. Л. Падалка пишет: «...исходя из того, что разнообразные интрузивные породы нашего района не основнее кварцевых диоритов и почти не содержат роговой обманки и пироксенов, а всегда богаты биотитом, нужно считать, что ассимилировались породы верхоянского комплекса, которые весьма бедны известью. Если же «доверхоянский комплекс», богатый известью,

и здесь подстиляет верхоянский, то он находился в условиях, при которых породы не могли ассимилироваться магмой» (Г. Л. Падалка и Н. Н. Червякова, 1938).

В общем, можно сказать, что ни в петрологии, ни в минералогии района нет отражения того, что на умеренной глубине песчанико-сланцевые породы подстилаются известняковой толщей нижнего палеозоя. Естественно предполагать, что или глубина эта слишком велика или вообще наши представления о структуре района не вполне точны.

### 3. Характеристика некоторых минералов района

Систематическое описание минералов района в настоящее время еще не может быть выполнено, так как многие минералы или вовсе не изучены, или изучены только частично. В связи с этим, ниже приводятся лишь отрывочные данные о некоторых наиболее важных или наиболее интересных минералах. Порядок, в котором производится описание отдельных минералов, отвечает последовательности их перечисления в табл. 1.

**Серебро (?)**, **висмут** и **висмутин**. В ничтожном развитии, в микроскопически мелких зернах, пока обнаружены только в рудах Бургавлийского узла. При этом определение самородного серебра нельзя еще считать вполне твердым.

**Буланжерит (?)**. Встречен только в двух пунктах — в сидеритовых жилах Алыс-Хая и в кварцево-галенитовых рудах, в окрестностях месторождения Безмянное II. И в том и в другом пунктах количество его совершенно незначительно; диагностирован только в аншлифах, и потому не исключена возможность, что определение не вполне точно; его правильнее было бы называть просто сульфoантимонитом свинца, близким к буланжериту или джемсониту.

**Станнин**. В связи с тем, что минералогическое изучение янадьчанских руд только начинается, высказаться определенно о роли станнина в месторождениях района еще нельзя. Можно предполагать, однако, что станнин как примесь пользуется широким распространением. Во всяком случае, во всех касситеритово-сульфидных месторождениях, руды которых были исследованы под микроскопом, станнин констатирован как чрезвычайно типичный минерал-примесь. Развивается он в рудах обычно в тесной ассоциации с халькопиритом и сфалеритом, реже касситеритом, интенсивно замещая зерна этих минералов и нередко давая эффектно выраженные «каемки замещения». Этот «после-халькопиритовый», «после-сфалеритовый» станнин, вероятно, образуется в связи с растворением касситерита поздними порциями рудоотлагавших растворов. В пользу такого предположения говорит нередкое наличие в станнинсодержащих рудах разъеденных зерен касситерита и наблюдающееся иногда развитие станнина на контакте подобных зерен с халькопиритом или сфалеритом. В практике автора аналогичный станнин встречался без исключения во всех касситеритово-сульфидных месторождениях, руды которых на ряду с касситеритом содержали и халькопирит.

Размер зерен этого станнина обычно очень мал, определяясь в сотых и десятых долях миллиметра, и заметить его можно только под микроскопом. Общее его количество в рудах, как правило, совершенно незначительно.

Кроме описанного станнина, в одном случае, а именно в эге-хайских рудах, был обнаружен минерал, чрезвычайно близкий к станнину, но положение которого в парагенетической серии и характер развития в рудах значительно отличались от соответственных для станнина. Ориентировочный анализ этого минерала, произведенный на малой навеске, показал, что при содержании олова и железа таком же, как у нормального станнина, содержание меди — выше, а содержание серы — ниже, чем это обычно наблюдается у станнина. Не исключена возможность, что мы имеем здесь дело с какой-то новой разновидностью сульфостанната меди и железа,

правда, крайне близкой к станнину. Ниже, для удобства, этот не вполне еще определенный минерал, в отличие от обычного, более позднего по возрасту станнина, называется «ранним станнином».<sup>1</sup>

Последний отложен в эге-хайских рудах до халькопирита и сфалерита, встречается обычно в одиночных зернах округлой формы, размером иногда до 3.0 мм, и в подобных случаях хорошо заметен макроскопически. Зерна его здесь часто окружены сплошной неправильной каемкой халькопирита, интенсивно замещающего ранний станнин, причем характерно, что в подобной халькопиритовой кайме нередко обнаруживаются крайне мелкие, игольчатого облика, зерна касситерита, возможно образующиеся при реакции замещения станнина халькопиритом. Халькопирит, кроме того, иногда тесно прорастает ранний станнин, а также развивается в нем в виде неправильно распределенных тончайших эмульсионных включений, создающих впечатление о структуре распада. В единичных случаях наблюдалось замещение раннего станнина и сфалеритом.

Встречается ли ранний станнин и в других месторождениях, сказать трудно, так как до настоящего времени сколько-нибудь детальному исследованию подверглись лишь эге-хайские руды. Между тем, вопрос о наличии и, в особенности, о количестве этого станнина имеет большое значение для оценки месторождений. Если в отношении позднего станнина есть много оснований считать, что общее количество его в рудах, как правило, совершенно незначительно, то утверждать то же самое для раннего станнина еще нельзя. В Эге-Хая, например, в 2—3 случаях встречены были штуфы, настолько обогащенные ранним станнином, что появились даже некоторые опасения относительно обогащаемости руд. В связи со всем этим, при дальнейших исследованиях руд Яна-Адычанского района «станниновому» вопросу следует уделять особое внимание. При этом надо помнить, что при обычном наличии позднего станнина в рудах ранний станнин легко может быть пропущен при беглых исследованиях, тем более, что по внешним своим особенностям и даже по оптике эге-хайский, например, ранний станнин очень похож на тетраэдрит.

**К а с с и т е р и т.** Изучение касситерита из месторождений района только еще начинается, и в подавляющем большинстве случаев имеются лишь данные беглых наблюдений в штуфах. Как общую и характерную особенность яна-адычанского касситерита следует отметить мелкость его зерен. В самом деле, в месторождениях наиболее распространенного типа — в минерализованных зонах дробления — величина зерен касситерита чаще всего определяется десятками долями миллиметра и реже — немногими миллиметрами. И даже в грейзенизированных дайках Арга-Ыннаха преобладающая часть касситерита имеет размеры, укладывающиеся в указанные выше пределы. По существу, до сих пор крупный касситерит обнаружен только в касситеритово-кварцевых месторождениях Чалбы, где величина зерен нередко достигает 2—3 см и более.

Формы кристаллов и их общий облик более или менее отвечают тем законам, которые установлены для касситеритов различных генетических типов. Так, в минерализованных зонах дробления наиболее часто встречаются кристаллы касситерита столбчатого облика, включительно до игольчатого, хотя нередко и вполне изометрические кристаллы. Судя по беглым наблюдениям, в Яна-Адычанском районе подтверждается хорошо известная тенденция кристаллов касситерита к преимущественному развитию по четверной оси с понижением температуры образования. Так, более «низкотемпературные» касситериты Эге-Хая, Хатгынаха и Бургавли заключают кристаллы короткостолбчатого и длинностолбчатого облика, в то время как более «высокотемпературные» касситериты Алыс-Хая и Киргилляха имеют почти изометрический облик. Изометрический облик

<sup>1</sup> Последние исследования показали, что минерал этот является обычным станнином.

имеют и кристаллы касситерита грейзенизированных даек Арга-Ыннаха и касситеритово-кварцевых жил Чалбы.

Некоторые более подробные данные относительно форм и облика касситерита из отдельных месторождений района содержатся в работах А. М. Болдыревой (1937; в печати) и Я. Д. Готмана (1938). В сокращенном виде данные эти приведены в табл. 4.

Таблица 4

**Характеристика кристаллов касситерита из месторождений Яна-Адычанского района**  
(по данным А. М. Болдыревой и Я. Д. Готмана)

Место-рожде-ние	Тип кристаллов	Габитус	№ кри-сталлов п/п.	Габитусная грань	Рядо-вая грань	Подчи-ненные грани	Величина кристаллов в мм
Эге-Хая	Несколько вытянутые по четверной оси	Призматический	1	(110)	(111)	(100), (011)	дл. 0.22—6.0 ш. 0.14—3.0
			2	(110)	(111)	—	дл. 0.3—0.4 ш. 0.08—0.1
Бур-гавли	Сильно вытянутые по четверной оси	Призматический	1	(110)	(111)	(100), (320), (231), (011), (552)	дл. 3.0—5.0 ш. 1.5—3.0
		Смешанный	2	(110)	(231)	(111), (101)	» »
		Призматический	3	(320)	(111) (231)	(110), (011)	» »
		»	4	(110)	(111)	—	дл. 8.0—10.0 ш. 1.0—3.0
Кирги-лях	Несколько вытянутые по четверной оси	Призматический	1	(110)	(111) (321)	(320)	«крупные до 1.0 см»
		»	2	(110)	(101)	(100)	«мелкие до 1.0—2.0 мм»
Чалбы	Двойники, сложенные индивидами, несколько сплюснутыми по четверной оси	Призматический	1	(110)	—	(430), (320), (231), (552)	дл. 12.0—24.0 ш. 8.0—21.0

Примечание. Данные по киргиляхскому касситериту заимствованы из работы Я. Д. Готмана (1938); все остальные — из работы А. М. Болдыревой (1937, в печати).

Из тех же работ А. М. Болдыревой и Я. Д. Готмана взяты и полные анализы некоторых яна-адычанских касситеритов, сведенные в табл. 5.

Если иметь в виду примеси, особенно богатые в анализах 2, 5, 7 и представленные здесь преимущественно турмалином, кварцем и лимонитом, то приведенные анализы вряд ли нуждаются в комментариях. Стоит отметить лишь крайне низкое содержание тантала и ниобия в чалбынском касситерите (анализ 8), как будто бы не отвечающее типу соответственного месторождения, и резкое расхождение в содержании тех же элементов в анализах 5, 6, 7 киргиляхского касситерита. Возникает предположение, не связаны ли все эти уклонения и расхождения с не вполне еще точной методикой анализа на тантал и ниобий.

Таблица 5

Место-рожде-ния	Эге-Хая	Алыс-Хая	Бургавли		Киргилях			Чалбы
	Ю. Н. Кни-пови-ВСЕГЕИ	М. М. Сту-калова-ЦНИГРИ	М. Н. Смирнов-ЦНИГРИ	М. М. Сту-калова-ЦНИГРИ	М. Н. Смирнов-ЦНИГРИ	Г. С. Масленни-кова-ВИМС	М. О. Бом-штейн-ВИМС	М. Н. Смирнов-ЦНИГРИ
№ ана-лиз	1	2	3	4	5	6	7	8
SnO <sub>2</sub>	97.42	95.05	98.70	98.77	90.70	99.28	91.04	98.92
SiO <sub>2</sub>	1.51	2.06	0.16	0.22	2.99	0.15	2.86	0.26
TiO <sub>2</sub>	0.13	0.34	0.42	следы	0.50	0.09	0.78	0.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.46	0.65	0.20	0.11	2.10	0.12	2.49	0.09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.33	0.91	0.18	0.71	1.71	0.26	1.14	0.12
MnO	нет	следы	следы	следы	0.27	не обн.	не обн.	следы
CaO	0.02	0.29	0.10	0.30	0.32	0.045	0.09	0.02
MgO	0.03	0.50	0.06	следы	0.37	не обн.	0.36	не обн.
(Ta,Nb) <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	не обн.	0.02	0.04	0.08	0.15	» »	не обн.	0.01
STR	нет	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	» »	не опр.	не обн.
WO <sub>3</sub>	0.03	не опр.	не опр.	не опр.	» »	0.20	0.29	не опр.
Потери при про-калива-нии	не опр.	» »	» »	» »	не опр.	0.04	0.12	» »
Сумма	99.93	99.82	99.86	100.19	99.11	100.18	99.18	99.87
Удель-ный вес	не опр.	6.50	7.03	6.99	не опр.	6.880	не опр.	6.96

Примечания: а) Анализы 1, 2, 3, 4, 5 и 8 взяты из работ А. М. Болдыревой (1937; в печати), анализы 6, 7 — из работы Я. Д. Готмана (1938).

б) Анализ 3 Бургавлийского касситерита относится к кристаллам № 1, 2, 3 табл. 4, анализ 4 — к № 4. Киргилыхские анализы относятся соответственно к № 1 и 2 табл. 4.

На других физических и химических свойствах яна-адычанских касситеритов нет надобности останавливаться, в виду отсутствия соответственных систематических исследований.

**М о н а ц и т.** Единичные зерна, размером в десятые доли миллиметра, встречены при микроскопическом исследовании алысхайских руд. Определены только по оптическим свойствам.

**А м б л и г о н и т.** Широко распространен в грейзенизированных дайках Арга-Ыннах-Хайской интрузии. Обычно он образует здесь более или менее равномерную вкрапленность зерен неправильной формы, размером в десятые доли миллиметра и реже в 1.0—2.0 мм. Встречаются зерна с характерным для амблигонита сложным двойниковым строением по двум взаимно перпендикулярным направлениям. Определены только по оптическим данным.

**Л а з у л и т.** Обнаружен пока только в одной из грейзенизированных даек в районе Арга-Ыннах-Хайской интрузии. Образует вкрапленность зерен неправильной формы, размером от 0.1 до 2.0 мм. Оптические свойства полностью отвечают типичному лазулиту.

**А к т и н о л и т.** Единичные разведенные кварцем зерна актинолита встречаются в специфически аксинитовых рудах Бургавлийского месторождения.

**Т о п а з.** Широко распространен в грейзенах Арга-Ыннах-Хая, в отдельных случаях давая начало кварцево-топазовым грейzenам, встре-

чающимся, правда, не часто. Развивается в грезенах, как правило, в правильных зернах, размером от 0.1 до 1.0—2.0 мм. Кроме Арга-Ыннах-Хайского топаз пока обнаружен только в Хонорском и Эге-Хайском месторождениях. Есть не вполне определенные указания на наличие редких зерен топаза в Киргиляхском месторождении; в Эге-Хайском встречается как чрезвычайно редкая примесь, в Хонорском же распространен более широко. И в том и в другом месторождениях иногда развивается в хорошо образованных, богатых гранями короткостолбчатых кристаллах, величиной до 1.0—2.0 мм.

**Б е р и л л.** Во всем Яна-Адычанском районе до сих пор берилл найден только в Бургавлийском месторождении, где он встречается сравнительно нередко, в так называемых «прожилковых рудах», в тесной ассоциации с кварцем, адуляром, касситеритом и некоторыми другими минералами. В этих рудах хорошо образованные воднопрозрачные бесцветные кристаллы берилла, имеющие резко выраженный игольчатый облик, очень часто дают своеобразные «берилловые солнца» или же развиваются в виде пучков радиально-лучистого сложения. Размер кристаллов варьирует обычно в таких пределах: длина от 1.0 до 3.0 мм; ширина от сотых долей миллиметра до одной-двух десятых. Оптические свойства и, прежде всего, низкий коэффициент преломления (по  $N_m$  приблизительно 1.572) как будто бы указывают на бедную щелочами разность.

Своеобразный характер бургавлийского берилла скорее всего связан со своеобразием его генезиса. Руды, в которых он здесь встречается, по целому ряду своих особенностей должны быть отнесены к термальным образованиям. За это говорит не только широкое распространение адуляра и отчасти сульфидов, но и, в особенности, характер околожилковых изменений, выраженных слабой серицитизацией и хлоритизацией аркозовых песчаников, вмещающих кварцево-адуляровые руды. Следует сделать только такую оговорку: берилл является продуктом самых ранних стадий рудного процесса, стадий, имевших вообще ничтожное развитие и к тому же сильно замаскированных более широким проявлением поздних стадий. В связи с этим, с уверенностью говорить о термальном генезисе рассматриваемого берилла еще нельзя. Однако не подлежит сомнению, что игольчатый бургавлийский берилл является одной из низкотемпературных разностей этого минерала.

Такой вывод находится в противоречии с заключением Кальба и Коха (Kalb u. Koch, 1929), считающих, что низкотемпературные разности берилла имеют табличатый облик кристаллов. Противоречие, возможно, объясняется тем, что эмпирическое обобщение Кальба и Коха, как и другие подобные обобщения относительно взаимосвязи облика с условиями образования, имеет немало исключений и, кроме того, что в работе Кальба и Коха рассматривается сравнительно ограниченный фактический материал, относящийся, главным образом, к бериллам пегматитовых жил.

**П о л е в ы е ш п а т ы.** Щелочные полевые шпаты — альбит и ортоклаз (и, быть может, микроклин) нередко встречаются в различных типах месторождений района и в отдельных случаях представлены довольно оригинальными разностями. К сожалению, отрывочный материал, имеющийся сейчас по этой группе минералов, не позволяет сделать какой-нибудь систематической сводки, в связи с чем ниже приводятся лишь результаты беглых наблюдений.

Наиболее широко полевые шпаты развиты, как и естественно ожидать, в грейзенизированных дайках Аргы-Ыннаха, в которых кварцево-альбитовые грейзены пользуются сравнительно широким распространением. Альбит здесь представлен обычно разностью, отвечающей по составу альбит-олигоклазу № 5—8.

Затем много полевого шпата встречается в Чалбынских месторождениях, где отдельные жилы по своему составу заслуживают даже названия полевошпатово-кварцевых. Здесь полевой шпат, судя по предваритель-

ным определениям, представлен преимущественно ортоклазом с 2 V около (—) 80° и соотношением  $K_2O$  и  $Na_2O$ , равным 14.20 : 0.72. Кристаллические формы его неизвестны, так как он принадлежит к сравнительно поздним образованиям и развивается в ксеноморфных зернах. Кроме ортоклаза, в чалбынских рудах как примесь встречается и альбит, принадлежащий, в противоположность ортоклазу, к наиболее ранним выделениям.

Нередки полевые шпаты и в рудах минерализованных зон дробления. Так, в том или ином развитии они обнаружены в Бургавлийском, Эге-Хайском, Киргиляхском и Хаттынахском месторождениях. И если принять во внимание, что перечисленные месторождения с добавлением Алыс-Хайского фактически и исчерпывают весь список сколько-нибудь изученных минерализованных зон дробления, то естественно предположить, что щелочные полевые шпаты являются сравнительно нередким минералом подобных месторождений.

Особенно богаты полевым шпатом бургавлийские руды. Полевой шпат здесь представлен типичным адуляром, с характерной адуляровой формой кристаллов («псевдоромбоэдр») и соотношением  $K_2O$  :  $Na_2O$ , равным 11.81 : 0.25. Необходимо отметить, что адуляр анализировался сильно загрязненный кварцем, чем и объясняется пониженное значение суммы щелочей. Угол оптических осей его определяется в (—) 60—65°. Адуляра в Бургавлийском месторождении так много, что выделяется даже специальная формация «прожилковых» адулярово-кварцевых руд, местами богатых касситеритом. Немало адуляра и в специфически сульфидных жилах этого месторождения (см. ниже описание Бургавли).

В других месторождениях — Киргиляхском, Хаттынахском и Эге-Хайском — полевые шпаты по имеющимся сведениям имеют совершенно ограниченное распространение и, в частности, в первых двух играют роль редких примесей. В Киргиляхском и Хаттынахском они представлены ортоклазом, в Эге-Хайском — альбитом состава № 2—3.

Хаттынахский ортоклаз вовсе еще не изучен, киргиляхский же подвергся беглому исследованию, показавшему, что ортоклаз здесь встречается в кристаллах, очень близких по форме к кристаллам адуляра из Циллертала. Соотношение  $K_2O$  и  $Na_2O$  в киргиляхском ортоклазе равняется 12.75 : 0.77 (анализировался материал, загрязненный кварцем); угол оптических осей (—) 50°.

Таблица 6

Содержание щелочей в полевых шпатах Яна-Адычанского района (в %)

Место-рождение	Чалбы	Бургавли	Кирги-лях
$K_2O$	14.20	11.81	12.75
$Na_2O$	0.72	0.25	0.77

Примечания: 1. Все анализы произведены в лаборатории ВСЕГЕИ в мае 1939 г. Е. Н. Егоровой, причем определение натрия сделано прямым путем, а не по разности.

2. Как уже упоминалось, бургавлийский и киргиляхский ортоклазы были сильно загрязнены кварцем, чем и объясняется некоторое занижение суммы щелочей

В заключение этого беглого обзора полевых шпатов, в табл. 6 сведены упоминавшиеся выше частичные анализы некоторых калиевых полевых шпатов района.

**Х л о р и т ы.** Характернейшей особенностью хлоритов, столь широко развитых в минерализованных зонах района, является их высокая железистость. Так, во всех случаях, весьма еще, правда, немногочисленных, когда хлориты подвергались исследованию, неизменно оказывалось, что они представлены сильно железистыми,

мало магнезиальными разностями, чаще всего типа афросидерита.

Другой своеобразной особенностью яна-адычанских хлоритов является положение их в общей парагенетической серии минерализованных зон дробления. Выяснилось, например, в случае Эге-Хая, что период обра-

зования хлоритов захватывает ряд стадий рудного процесса и что ранние хлориты представляют сравнительно высокотемпературные минералы, отложенные до главной массы сульфидов.

Имея в виду эти особенности, а также и то, что хлорит является специфичным минералом для ряда оловянных месторождений и, в частности, служит ценным поисковым признаком, необходимо остановиться на характеристике хлоритов более подробно.

Имеющийся материал по яна-адычанским хлоритам еще чрезвычайно скуден. Более или менее подробно, да и то только оптически, изучены лишь хлориты Эге-Хая. Имеются затем неполные анализы «хлоритовых пород» из двух месторождений и, наконец, для нескольких хлоритов определен максимальный коэффициент преломления ( $N_m$ ).

С изложением данных, полученных при оптическом исследовании хлоритов, и будет удобнее начать их характеристику.

Все исследованные до сих пор хлориты оказались отрицательными, одноосными или с очень небольшим углом оптических осей. Коэффициент преломления по  $N_m$  варьирует в пределах, преимущественно от 1.630 до 1.665, и сравнительно редко встречаются хлориты с  $N_m = 1.600—1.610$ . Двупреломление также варьирует в довольно широких пределах, и хотя чаще всего определяется немногими тысячными, в отдельных случаях доходит до 0.020. Плеохроизм различных степеней интенсивности — от светложелтого, светлозеленого до темнозеленого, иногда темнозеленобурого.

Замечено с полной определенностью, что оптика, а следовательно, и состав хлоритов значительно меняются в зависимости от положения минерала в том или ином участке парагенетической серии.

Так, на Эге-Хая, где отложение хлорита с различной степенью интенсивности происходило почти на всем протяжении рудного процесса, удалось подметить следующие колебания свойств хлорита в зависимости от его возраста. Ранние хлориты, частью одновременные с касситеритом, частью же и, главным образом, более поздние, чем касситерит, представлены разностями, обладающими небольшим двупреломлением, сравнительно не сильным плеохроизмом и преломлением по  $N_m = 1.630—1.640$ . Развиваются эти хлориты как в виде вкрапленности отдельных зерен, так и в виде агрегатов, и особенно часто образуют сфероидальные («радиально-пластинчатые») агрегации. Размер зерен — сотые и десятые доли миллиметра и, в отдельных случаях, до нескольких миллиметров. Более поздние хлориты, в основном уже совершенно определенно «после-касситеритовые», но еще «до-пирротиновые», имеют более резкую окраску, более высокие двупреломление и преломление, достигающие соответственно до 0.020 и 1.665. Зерна обычно более крупные, чем у предшествующей разности. Характер агрегатов такой же. Наконец, наиболее поздним хлоритом, хлоритом, одновременным с пирротином или частью даже более поздним, является тонкозернистый хлорит, часто развивающийся в своеобразных вермикулитоподобных агрегациях. Преломление его порядка 1.630—1.640, двупреломление низкое, окраска сравнительно слабая. Все перечисленные хлориты характерны для специфически рудного агрегата Эге-Хая — самой рудной брекчии, и, например, в термально измененных керсантах этого месторождения как будто бы развиваются несколько отличные, более магнезиальные хлориты, типа делессита или прохлорита, с  $N_m$  около 1.600—1.610.

В связи с последним случаем, необходимо заметить, что главная масса хлоритов, как это и естественно ожидать, развивается за счет метасоматоза всего «некварцевого» материала боковых пород. Особенно интенсивно это замещение проходит в обломках пород, заключенных в пределах самой зоны дробления и в ее непосредственных зальбандах, где нередко хлорит замещает даже кварц. Здесь, вне зависимости от характера исходного материала, конечным продуктом почти неизменно оказывается сильно желе-

зистый хлорит. Далее в бока хлоритизация постепенно затухает, и вполне вероятно, что в этих участках природа исходного материала уже отражается на характере хлорита. В частности, приведенный выше хлорит с  $Nm = 1.600-1.610$ , развивающийся по биотиту керсантитов Эге-Хая, скорее всего и является продуктом такого, несколько уже ослабленного рудного метаморфизма.

Для характеристики химического состава яна-адычанских хлоритов сейчас имеется всего два неполных анализа, произведенных в лаборатории ВСЕГЕИ Е. Н. Егоровой в апреле 1939 г. (табл. 7), исполненных к тому же на материале, сильно загрязненном касситеритом и кварцем. Один из этих анализов относится к хлориту из Хаттынахского месторождения (анализ 1, табл. 7), другой — к хлориту из Безымянного I (анализ 2). В таблице, показывающей результаты анализов, приведен для сравнения (под цифрой 3) анализ «хлоритовой породы» Тарбальджейского месторождения (В. Забайкалье), взятый из работы Е. А. Радкевич (1937), и, кроме того, даны коэффициенты преломления по  $Nm$  всех трех хлоритов.

Таблица 7  
Химический состав яна-адычанских хлоритов

	1	2	1а	2а	3
TiO <sub>2</sub>	0.39	0.29	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.97	12.28	19.96	20.47	18.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.39	2.96	4.24	4.93	4.30
FeO	27.43	17.58	34.29	29.30	25.75
MgO	2.44	3.77	3.05	6.28	2.54
CaO	следы	следы	—	—	—
Нераствори- мый остаток	20.07	15.08	—	—	—
$Nm$	—	—	1.662	1.640	1.665

В колонках 1 и 2 таблицы приведены результаты анализа, а в колонках 1а и 2а пересчет их, произведенный на следующих основаниях. Анализирувавшийся хлорит Хаттынахского месторождения содержал большую примесь касситерита, ушедшего в нерастворимый остаток (20.07%), небольшое количество рутила (0.39%) и «почти следы» кварца. Пренебрегая последним и считая, что неопределенными остались только SiO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O, целиком входившие в состав хлорита, легко можно рассчитать действительные количества железа, магния и алюминия, содержащиеся в хаттынахском хлорите. Аналогичный пересчет произведен и для хлорита из Безымянного I месторождения, с тем только усложнением, что здесь принят во внимание, помимо касситерита (15.08%) и рутила (0.29%), также кварц, содержащийся в использованном для анализа материале, в количестве примерно 25% (судя по микроисследованиям).

Таким образом, цифры колонок 1а и 2а можно считать довольно близко отвечающими содержаниям железа, магния и алюминия в исследованных хлоритах, и именно их и следует принимать во внимание при тех или иных сравнениях. В частности, как видно из таблицы, состав тарбальджейского хлорита, взятого из «хлоритизированных оловянных зон» месторождения, довольно близок к составу хлорита Безымянного I, особенно если учесть, что анализ тарбальджейского хлорита не поправлен на примесь касситерита, кварца и флюорита. Суммарно эти примеси составляли свыше 10%, и если бы они были учтены, цифры Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO достигли бы значений, близких к соответственным для хлорита Безымянного месторождения.

На основании приведенных анализов и на основании оптических данных, оба хлорита (хаттынахский и безымянский) правильнее всего называть афросидеритами. Следует только оговорить, что определение это

все же условно, главным образом, вследствие того, что границы между отдельными минеральными видами в группе железистых хлоритов до сих пор все еще не установлены с достаточной четкостью. В частности, хаттынахский хлорит можно было бы отнести и к афросидериту и к дафниту.

Теперь, если хаттынахский и безымянский хлориты считать за афросидериты, то это определение можно распространить и на хлориты ряда других месторождений района, так как их оптические свойства и парагенезис по существу мало чем отличаются от оптики и парагенезиса анализированных хлоритов. Разумеется, встречаются и другие различия, но хлориты типа афросидерита представляются все же наиболее распространенными.

В заключение обзора яна-адычанских хлоритов уместным будет сделать несколько замечаний о железистых хлоритах вообще и в частности о роли их в оловорудных месторождениях. До сих пор минералы этой группы, несомненно чрезвычайно часто встречающиеся в рудных месторождениях различного типа, изучены крайне неудовлетворительно. Плохо изучены они и химически и минералогически. И если в 1926 г. Линдгрэн (Lindgren, 1926) констатировал, что «группа богатых железом хлоритов находится в плачевном беспорядке» (*in a deplorable confusion*), то, в сущности, это утверждение и в настоящее время еще не потеряло своей силы. Роль железистых хлоритов в рудном процессе, распределение отдельных их разновидностей по различным генетическим ассоциациям, четкое установление отдельных видов и подгрупп и т. п., — все эти вопросы и, в особенности первые два, остаются и в данное время мало освещенными. До сих пор во многих работах по рудным месторождениям авторы чаще всего ограничиваются простым определением соответственных минералов как «хлоритов», совершенно не уточняя этого чрезвычайно общего определения. Считается необходимым более или менее точно определить характер пироксена, слюды, полевого шпата и т. п. и не делается того же самого в отношении хлоритов. Несомненно, что основная причина кроется в сравнительной малоизученности этой группы в химическом отношении, но столь же несомненно, что малоизученность эта в значительной мере обусловлена недооценкой роли железистых хлоритов в рудах разнообразных месторождений.

Здесь уместно будет привести некоторые замечания Линдгрена, высказанные им в той же работе. Линдгрэн подчеркивает, что «вероятно многие из хлоритов рудных месторождений являются определенными разновидностями, богатыми закисным железом и бедными магнием. Они имеют более сильное двупреломление, чем пенин или прохлорит, и значительно более высокий коэффициент преломления... Они широко распространены в гипотермальных месторождениях, обычны в мезотермальных и редки в эпитермальных. Хлориты эти, вероятно, не являются прохлоритом. Многие названия, подобные, например, дафниту, афросидериту и т. п., даются членам этой группы, требующей дальнейшего изучения» (Lindgren, 1926).

В особенности же, повидимому, специфичны хлориты, в первую очередь железистые их различия, для многих оловорудных месторождений. Стоит вспомнить здесь многочисленные месторождения северной части Боливийской провинции, для которых хлорит является минералом чрезвычайно типичным (Ahlfeld, 1932). Широко развит хлорит и в целом ряде оловорудных месторождений Австралии, например, в месторождениях района Herberton в Квинслэнде, районов Emmanville и Tingha в Новом Южном Уэльсе и некоторых районов Тасмании [см., например, сводку А. Циссарца (Cissarz, 1928)]. Сильная хлоритизация отмечается также в месторождениях: Акенобе (Япония), Меймак (Франция), Бушвельдских (Африка), в отдельных месторождениях Рудных гор (Германия) и, наконец, весьма широко развит хлорит в некоторых участках Корнуолского рудного поля (Brown, 1934).

Широкое развитие хлорита в оловянных месторождениях видно хотя

бы уже из того, что Циссарц в своем несколько искусственном выборе критериев для различения пнеуматолитовой стадии от термальной в процессе формирования оловянных месторождений остановился именно на хлорите как на индикаторе начала термальной стадии.

К сожалению, почти для всех перечисленных выше месторождений отсутствуют данные о типах хлоритов, но характерно, что в тех единичных случаях, когда эти данные приводятся, видно, что хлориты представлены сильно железистыми разновидностями (см. ниже).

У нас в Союзе оловянные месторождения, богатые хлоритом, также имеют широкое распространение. Здесь, в первую очередь, следует указать на месторождения Колымско-Верхоянско-Чукотского пояса, в котором, помимо богатых хлоритом Яна-Адычанских месторождений, хлорит в широком развитии встречен в Чаунском районе — в Куйви-Веемском рудном узле и в Западном Верхоянье — в Имтанджинском месторождении и отчасти в Бочийском. Специфически хлоритовым месторождением является затем и Хапчеранга и некоторые участки Тарбальджея в В. Забайкалье. По просьбе автора, хлориты перечисленных месторождений были слегка оптически изучены, причем оказалось, что все они более или менее одинаковы и все принадлежат к той же группе, что и хлориты Яна-Адычанского района. Некоторые из полученных данных, а именно коэффициенты преломления по Nm, приведены в табл. 8, в которой для сравнения показаны соответственные данные для яна-адычанских хлоритов и некоторых иностранных.

Таблица 8

**Коэффициенты преломления хлоритов из оловорудных месторождений**

№ п/п.	Название месторождения	Nm	Автор определения
1	Эге-Хайское, Яна-Адычанский район	1.630—1.664	Е. И. Нефедов
2	Безымянное I, Яна-Адычанский район . . . . .	1.640	С. С. Смирнов
3	Хаттынахское, Яна-Адычанский район . . . . .	1.662	То же
4	Аргастахское, Яна-Адычанский район . . . . .	1.639	»
5	Куйви-Веемская группа месторождений, Чаунский район . . . . .	1.658—1.670	М. Л. Молдавский
6	Имтанджинское, Западное Верхоянье . . . . .	1.642—1.654	Е. А. Радкевич
7	Тарбальджейское, В. Забайкалье	1.665	То же
8	Хапчерангинское, В. Забайкалье . . . . .	1.656	»
9	Долкос, Корнфуолл . . . . .	1.660	Е. Ларсен
10	Каракол, Боливия . . . . .	1.638	То же
11	Аргентина, Боливия . . . . .	1.644	В. Линдгрэн

Примечания: 1. Для 1—8 точность определения приблизительно  $\pm 0.002$ . Для 9—11 соответственных данных нет, но вероятно, что точность определения примерно та же самая, что и в 1—8.

2. В Эге-Хайском месторождении встречаются также хлориты с Nm = 1.600—1.610, развивающиеся в керсантитах.

3. В Куйви-Веемской группе определения были произведены в пяти штуфах, взятых из пяти различных рудных «точек». Получены были такие цифры: 1.670; 1.670; 1.669; 1.658; 1.620.

4. Данные для хлоритов 9—11 взяты из работы Линдгрена (Lindgren, 1926).

Как видно из таблицы, хлориты всех этих месторождений действительно показывают большую близость друг к другу и все относятся к группе сильно железистых разновидностей. В связи с этой большой однотипностью хлоритов и широким их распространением в оловянных месторождениях, уместно поставить вопрос об использовании железистых хлоритов для выделения специальной группы оловорудных проявлений.

**Пренит.** Обнаружен только в Бургавлийском месторождении, где в одном случае найдена была тонкая пластовая жила, почти нацело сложенная пренитом с примесью кварца и вкрапленностью сульфидов. Скорее всего, пренит развивается здесь за счет замещения прослоя известковистого песчаника. Обладает обычными свойствами, за исключением двупреломления, которое выражается всего в 0.018—0.20. Как кажется, прениты с пониженным двупреломлением вообще распространены довольно широко.

**Аксинит.** Подобно прениту найден только в Бургавлийском месторождении, где так же, как и пренит, развивается за счет метасоматоза известковистых песчаников. В коренном залегании ни разу еще не наблюдался, но в делювии и аллювии попадает очень часто и, вероятно, пользуется на месторождении относительно широким распространением. Обладает обычными свойствами; нередко встречается в крупных полубразованных кристаллах типичного облика размером до нескольких сантиметров.

**Турмалин**, как уже упоминалось, — «типовой» минерал района, местами встречающийся в громадных количествах. Особенно же характерен, можно сказать специфичен, турмалин для минерализованных зон дробления. Совершенно несомненно наличие в различных месторождениях и даже в пределах одних и тех же месторождений целой серии разновидностей, в настоящее время вовсе не изученных.

В минерализованных зонах обычный характер проявления — тонкоигольчатые зерна, размером по длинной оси в десятые доли миллиметра и немногие миллиметры. Нередко подобные зерна дают спутанноволокнистые войлокоподобные агрегаты, узнать в которых турмалин неприкрытому глазу нелегко. По составу варьирует от сильно железистых, резко окрашенных разновидностей до слабо железистых, почти бесцветных не только в шлифе, но даже в штуфе. Как и обычно, сильно железистые разновидности относятся к более ранним, более высокотемпературным образованиям, а слабо железистые — к более поздним, возникшим при менее высоких температурах. Судя по парагенезису, можно предполагать, что эти тонкоигольчатые, слабо железистые разновидности образовались при условиях, более или менее типичных для чисто термального процесса.

Для иллюстрации подобных «термальных» (?) мало железистых турмалинов ниже приводится краткая характеристика эге-хайского турмалина.

Турмалин в этом месторождении встречается в крайне тонких игольчатых, часто волосовидных кристаллах. Размеры их: длина — сотые и десятые доли миллиметра, в отдельных, вообще редких, случаях 1—2 мм; ширина — тысячные, реже сотые, доли миллиметра. Окраска: бесцветен или окрашен в слабый зеленовато-голубой цвет. Измерения коэффициентов преломления, произведенные Е. И. Нефедовым на материале, отобранном из 13 штуфов, дали чрезвычайно однообразные результаты. Почти во всех случаях  $N_m$  оказалось равным 1.650 и  $N_p$  — 1.628. И лишь турмалины из 2—3 штуфов дали небольшие отклонения от приведенных цифр, почти укладывающиеся, правда, в пределы точности измерения.

По диаграмме Винчелла (Winchell, 1933) указанным коэффициентам преломления отвечает или изоморфная смесь состава: 65% дравита, 35% шерлита, или смесь: 62% альбита, 38% шерлита. Спектроскопическое определение лития, произведенное М. М. Клэрм в лаборатории ВСЕГЕИ, на материале, состоявшем из кварца в тесной смеси с турмалином, показало тысячные доли процента или даже менее. Скорее всего поэтому состав эге-хайского турмалина определяется смесью преобладающей дравитовой молекулы с подчиненной шерлитовой и совсем подчиненной эльбаитовой.

Описанный турмалин, а равным образом и многие другие турмалины Яна-Адычанского района, по своим свойствам и характеру развития чрезвычайно напоминает те своеобразные разновидности турмалина, какие нередко отмечаются в Боливийских оловорудных месторождениях.

М е л и ф а н и т (?). Как мелифанит, с большим, правда, еще сомнением, определен своеобразный минерал, замещающий иногда берилл бургавлийских руд. Обнаружен он только под микроскопом и в ничтожных количествах.

По оптическим свойствам минерал весьма близок к мелифаниту, отличаясь от последнего лишь своей полной бесцветностью (в шлифе). Характерно, что минерал этот развивается в рудах, относительно богатых флюоритом.

## Б. Супергенная минералогия

### 1. Общие сведения

Для суждения о составе и общем характере зоны окисления Яна-Адычанских месторождений в настоящее время имеется только один объект, а именно Эге-Хайское месторождение, вскрытое выработками на более или менее значительную глубину. Все остальные месторождения или вообще не вскрыты или вскрыты только канавами.

В связи с этим, ниже приводится подробное описание эге-хайской зоны окисления, основные особенности которой, с некоторыми поправками, касающимися, главным образом, глубины протяжения окисленных руд, могут быть распространены и на другие минерализованные зоны дробления района.

Первичная руда Эге-Хайского месторождения представляет сланцевую брекчию, цементированную и отчасти замещенную кварцем, хлоритом, турмалином и пирротином, сопровождаемым сфалеритом, халькопиритом, пиритом, сидеритом и т. п. Местами пирротин образует почти сплошные скопления жилкообразной или линзовидной формы, обладающие часто большим протяжением. В зоне окисления подобный первичный материал дает начало образованию различных минеральных формаций, состав которых и взаимное расположение в пространстве весьма своеобразны, значительно отличаясь от того, что наблюдается в зонах окисления месторождений, расположенных в средних и низких широтах.

Своеобразие эге-хайской зоны окисления обусловлено следующими особенностями: хорошо выраженной зональностью, проявляющейся в последовательной закономерной сменяемости с глубиной одних минеральных формаций другими; специфической сульфатностью ее валового минералогического состава; большой протяженностью в глубину подзоны закисных сульфатов. Основной причиной, обусловившей своеобразие эге-хайской зоны окисления, несомненно является то, что месторождение расположено в зоне вечной мерзлоты. Низкая температура и, главное, крайне замедленная циркуляция грунтовых вод создали условия для накопления таких малоустойчивых соединений, как, например, мелантерит ( $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ), которые в обычных зонах окисления являются редкими и, можно сказать, «мимолетными гостями».

Общее незначительное количество жидкой фазы, присутствующее в каждый данный момент в зоне окисления, вызывает появление сильно концентрированных растворов, в свою очередь вызывающих отличный от обычного ход развития зоны окисления. В этом отношении зоны окисления специфически сульфидных месторождений в заполярных областях можно сравнить с зонами окисления подобных же месторождений низких и средних широт, расположенных в областях с крайне сухим климатом. И те и другие одинаково специфически сульфатны и одинаково богаты малоустойчивыми соединениями.

Немаловажными факторами явились для Эге-Хая также молодой возраст зоны окисления и то обстоятельство, что главным рудным минералом служит пирротин.

Район, в котором находится Эге-Хайское месторождение, в недавнем геологическом прошлом был ареной интенсивной ледниковой деятельно-

сти, почти несомненно уничтожившей древнюю «доледниковую» зону окисления. В последующем же холодный климат не позволил развиваться более или менее нормальной зоне окисления в тот сравнительно небольшой (в геологическом смысле) отрезок времени, который прошел с момента освобождения от ледника рассматриваемой местности до наших дней.

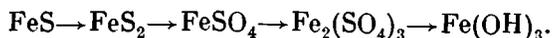
Надо отметить, однако, что большая глубина зоны окисления, достигающая 50—70 м, невольно вызывает предположение о том, не имеем ли мы здесь дело с реликтами доледниковой зоны окисления, реликтами, развитыми и усиленными в последующее послеледниковое время. Полностью отрицать возможность такого положения вещей при современном состоянии изученности Эге-Хая нельзя, но следует подчеркнуть, что минералогический состав здешней зоны окисления говорит против наличия реликтов доледникового изменения. Большую же глубину зоны окисления Эге-Хая, возможно, следует искать в послеледниковой истории развития рельефа, занимаемого месторождением участка. История эта совершенно не изучена, но есть основание предполагать, что совсем в недавнее время долина Яны проходила в непосредственном соседстве с месторождением, а возможно, и захватывала его. Стоит указать, в связи с этим, на чрезвычайно мощные аллювиальные отложения, которые столь универсально развиты в районе Эге-Хая. Близость же громадного водного потока, несомненно, обусловила иное соотношение таликов и мерзлоты, чем то, которое мы наблюдаем сейчас.

Наконец, известную и значительную роль в развитии достаточно глубокой и своеобразной зоны окисления сыграло и то обстоятельство, что главным рудным минералом месторождения является пирротин. Последний вообще принадлежит к числу наиболее легко окисляемых сульфидов, эге-хайский же пирротин, повидимому, представляет особенно легко окисляемую разность.

Переходя теперь к характеристике минералогического состава эге-хайской зоны окисления, следует прежде всего напомнить, как проходит вообще процесс изменения пирротина в приповерхностной зоне. Как известно, пирротин под действием серной кислоты дает в качестве одного из продуктов реакции сероводород. Последний, при условии отсутствия свободного кислорода или при резко пониженном снабжении им, взаимодействует с окисным железным сульфатом, вследствие чего возникает осадок двусернистого железа. Наличие сплошных масс пирротина особенно способствует ходу реакции «направо», и в результате пирротин все более и более замещается вторичным дисульфидом, включительно до полного замещения. В начальные стадии своего образования вторичный дисульфид вероятнее всего является мельниковитом, т. е. коллоидной разностью  $FeS_2$ . В дальнейшем, однако, раскристаллизация геля ведет к образованию марказита и, в меньшей мере, пирита. Естественно, затем, что при этом получают широкое развитие разнообразные колломорфные текстуры.

Таков ход начальных стадий изменений пирротина в приповерхностных условиях, в самых нижних горизонтах зоны окисления, и именно таково начало экзогенного изменения эге-хайского пирротина. Надо заметить, кстати, что преобразование пирротина в марказит ни в какой мере не замедляет дальнейших стадий окисления. Марказит столь же, если не более, легко окисляемый сульфид, как и пирротин. К тому же, и это особенно следует подчеркнуть, при «усадке» геля дисульфида и при его раскристаллизации возникает обильнейшая мелкая трещиноватость, крайне способствующая проникновению окисляющих агентов во всю массу изменяемого сульфидного агрегата.

Возникший из пирротина дисульфид, в основном марказит, в последующем претерпевает изменения по обычной схеме окисления железосодержащих сульфидов. Схему эту можно изобразить в таком виде:



Именно по этой схеме и происходит окисление эге-хайского пирротина, и именно отдельные стадии этой схемы и запечатлены в отдельных подзонах здешней зоны окисления.

В последней, сверху вниз, наблюдается такая последовательная смена отдельных минеральных формаций.

Самый приповерхностный слой, обладающий, как правило, небольшим протяжением в глубину (обычно не свыше 2—3 м), сложен по преимуществу лимонитом и ярозитом. Далее, до глубины примерно 8—10 м, идет подзона широкого развития основных окисных сульфатов, в данном случае по преимуществу фиброферрита ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ). Еще глубже, под фиброферритовыми рудами, до глубины, точно еще не установленной, но примерно определяемой в 50—70 м, простирается подзона широкого развития закисного сульфата железа — мелантерита ( $\text{FeO} \cdot \text{SO}_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ). В самых верхних своих частях эта мелантеритовая подзона содержит совершенно ничтожные количества уцелевшего еще от окисления вторичного дисульфида (марказита). Глубже количество последнего постепенно увеличивается, параллельно с чем начинает появляться свежий, не измененный, пирротин. И, наконец, все это переходит в пирротин, лишь местами замещенный дисульфидом и некоторыми другими вторичными продуктами.

Таким образом, схема изменения пирротина, изложенная выше, с достаточной полнотой выражена в вертикальном разрезе эге-хайской зоны окисления. Последнюю, в общем, можно разделить на следующие подзоны: ярозито-лимонитовую, фиброферритовую, дисульфидно-мелантеритовую. Дисульфидно-мелантеритовую подзону, в свою очередь, можно было бы разделить на две подзоны: верхнюю — специфически мелантеритовую и нижнюю — специфически дисульфидную. Однако переход этих подзон одна в другую настолько постепенен, что трудно провести между ними сколько-нибудь фиксированную границу и удобнее рассматривать их совместно.

Нарисованная схема строения эге-хайской зоны окисления является все же схемой, и отклонения от нее, правда, не имеющие принципиального значения, встречаются нередко. Так, фиброферрит и лимонит могут развиваться значительно глубже указанных для них выше пределов и даже в самых нижних горизонтах мелантеритовой подзоны. Легко объяснить эти отклонения наличием отдельных особенно доступных для циркуляции вод трещин и трещиноватых зон, нарушающих общую вполне закономерную смену минеральных формаций.

Не следует, затем, представлять себе границы отдельных подзон в виде каких-то более или менее идеально согласных между собой кривых поверхностей. Очевидно, что, в связи с целым рядом местных условий, границы эти будут колебаться, в отдельных случаях обходясь, в других случаях раздвигаясь.

В каждой из выделенных подзон руды, помимо минералов, указанных в названии подзоны, содержат значительные, а иногда и преобладающие количества других минералов. Прежде всего, в составе руд широкое участие принимает брекчия сланцев и песчаников, далее устойчивые первичные минералы собственно рудного агрегата, такие, как кварц, турмалин, касситерит и частично измененный хлорит. Глубже, в подзоне дисульфидно-мелантеритовой, в рудах появляются хорошо заметные простым глазом сфалерит и халькопирит. Еще глубже все более заметным становится пирротин. Всюду, затем, в рудах этих более глубоких горизонтов встречаются примазки, прожилки и скопления фиброферрита и лимонита. Кроме того, помимо вышеуказанных главных сульфатов мелантерита, фиброферрита и ярозита, бок-о-бок с ними, развивается многочисленная серия других сульфатов, имеющих, правда, вполне второстепенное значение. Развиваются и некоторые другие минералы, помимо сульфатов, в частности самородная сера, которой особенно богата фиброферритовая подзона, каолинит и т. п.

Дать сейчас полную картину минералогического состава окисленных и полуокисленных руд Эге-Хая еще нельзя, так как руды эти подверглись только самой беглой обработке. Последняя притом производилась на ограниченном материале, вдобавок еще сильно пострадавшем от долгого хранения в сухом помещении. Происшедшие при этом дегидратизации некоторых соединений, в частности мелантерита, повышение степени дисперсности отдельных минералов, потеря сплошности в чисто сульфатных штуфах и т. п., — все это вместе взятое мало способствовало выяснению действительной и, главное, полной картины состава и парагенезиса окисленных и полуокисленных руд.

То, что известно сейчас о «списочном», валовом составе зоны окисления Эге-Хая, изображено в табл. 9 и 10. В первой из них (табл. 9) минералы (новообразования) расположены для удобства обозрения в последовательности, отвечающей обычной классификации; в другой (табл. 10) показана, правда, чрезвычайно схематично, степень количественного распространения (интенсивность) отдельных минералов.

Таблица 9

**Состав зоны окисления Эге-Хая (в последовательности, отвечающей обычной классификации)**

Элементы	Гидроокислы	
1. Золото	11. Лимонит	21. Госсларит
2. Сера	12. Опал *	22. Алуноген *
		23. Алюминит *
Сульфиды	Карбонаты	24. Фельзобаниит *
3. Халькозин	13. Церуссит	25. Дитрихит *
4. Ковеллин	14. Малахит	26. Фиброферрит
5. Пирит	15. Азурит	27. Славикит *
6. Марказит		28. Ярозит
7. Мельниковит	Сульфаты	Арсениаты
	16. Англезит	29. Скородит
Окислы	17. Гипс	Силикаты
8. Кварц	18. Сидеротил *	
9. Халцедон *	19. Эпсомит	30. Тальк *
10. Касситерит	20. Мелантерит	31. Каолинит

Примечания: 1. Минералы, отмеченные звездочкой, определены Е. И. Нефедовым. Определения производились иммерсионным методом, с частичной верхней помощью паяльной трубки.

2. В таблицу не включены 11 не определенных минералов, фигурирующих в сводке Е. И. Нефедова о прореданной им работе по изучению окисленных руд Эге-Хая. Большинство этих минералов принадлежит к группе сульфатов.

3. В таблицу, затем, не включены всегда присутствующие в тех или иных количествах минералы первичных руд, такие, как кварц, турмалин, уцелевшие от окисления сульфиды и т. п.

Как распределяются минералы, перечисленные в табл. 10, по отдельным подзонам, более или менее определенно сказать еще нельзя. Только главные минералы с полной отчетливостью размещаются по соответственным подзонам. Далее бросается в глаза, что, как обычно, фиброферритовая подзона богата самородной серой, которая, очевидно, возникает как побочный продукт при замещении фиброферритом мелантеритовых руд. Заметна явная приуроченность опала, халцедона и, в особенности, карбонатов меди к самым верхним горизонтам, что легко объяснить нейтральным или даже щелочным характером приповерхностных вод; замечается большое развитие сульфатов алюминия в двух верхних подзонах и образование, за счет изменения мелантерита и фиброферрита в соответственных подзонах, целой серии железных сульфатов, в частности — сидеротила по мелантериту, славикита по фиброферриту и т. п. Большая часть железных сульфатов осталась неисследованной.

Таковы основные особенности и минералогический состав зоны окисления Эге-Хайского месторождения. С некоторыми поправками их можно

Состав зоны окисления Эге-Хая (в последовательности количественного распространения минералов)

Главные	Второстепенные	Третьестепенные	Редкие и очень редкие
Марказит Лимонит Мелантерит Фиброферрит Ярозит	Сера Пирит Гипс Алуноген Каолинит	Мельниковит Ковеллин Халькозин Кварц Халцедон Касситерит Опал Малахит Азурит Церуссит	Золото Англезит Сидеротил Эпсомит Госсларит Алуминит Дитрихит Фельзобаниит Славикит Скородит Тальк

Примечания: 1. В каждой из колонок минералы расположены не в порядке количественного распространения, а в порядке обычной химической классификации. Сделано это потому, что, за исключением главных минералов, для большинства остальных нет сколько-нибудь определенных данных о степени количественного распространения. Для главных же минералов ориентировочно намечается такая последовательность по количественному распространению: самый распространенный — мелантерит, далее идут фиброферрит и марказит, ватем лимонит и последним ярозит.

2. Распределение минералов в смысле отнесения их во вторую или третью колонки таблицы, в значительной мере условно.

распространить на все те минерализованные зоны дробления района, в составе первичных руд которых пирротин играет серьезную роль. Поправки же, как кажется, касаются, главным образом, глубины зоны окисления. В Эге-Хая глубина эта для месторождения, расположенного в приполярной области и в районе недавней ледниковой деятельности, необычайно велика. Связано это, как уже указывалось, скорее всего с некоторыми особенностями развития рельефа района Эге-Хая, и почти несомненно, что в других месторождениях мы, как правило, встретимся с гораздо меньшей и часто совершенно незначительной глубиной зоны окисления, нормальной для приполярных областей.

Против предположения о наличии на Эге-Хая реликтов доледникового окисления говорят минералогический состав и строение зоны окисления, в особенности же то, что закисные сульфаты получают региональное развитие на совершенно незначительной глубине; в сущности, подзона закисных сульфатов составляет главную часть зоны окисления.

Что же касается минералогического состава и общей структуры зоны окисления Эге-Хая, то в основных чертах их можно считать типичными для всего района. Стоит упомянуть, в связи с этим, что в месторождениях Бургавлийском, Алыс-Хайском и Улахан-Эгеляхском отдельные каналы, пройдя ярозито-лимонитовый слой, уже вскрыли фиброферритовые руды, очевидно имеющие здесь широкое развитие. Разумеется, в каждом отдельном случае будут наблюдаться те или иные отклонения от эге-хайской схемы, обусловливаемые местными различиями в составе первичных руд. Так, скородит, встречающийся в эге-хайской зоне окисления редко и в ничтожных количествах, в Алыс-Хая играет роль главного минерала, в связи с широким развитием здесь арсенопирита; англезит и церуссит, чрезвычайно редкие минералы Эге-Хая, широко распространены в Костюбятском месторождении; тунгстит, вовсе отсутствующий на Эге-Хая, нередко встречается в Алыс-Хая, в связи с наличием в первичных рудах вольфрамиты, и т. д.

Можно предполагать далее, что основные особенности эге-хайской зоны окисления являются вообще типичными для зон окисления месторождений, расположенных в высоких широтах. Во всяком случае, в целом ряде месторождений Западного Верхоянья в зонах окисления наблюдается много аналогий с Эге-Хая. Отрывочные сведения, имеющиеся о зонах окисления Чаунских месторождений, также говорят о подобных аналогиях. Во всем этом нет ничего неожиданного. Зоны окисления подавляющего большинства месторождений, расположенных в приполярных областях, в связи с недавней, почти универсальной ледниковой эрозией и вечной мерзлотой и современным холодным климатом, все являются, так сказать, «молодыми зонами окисления», находящимися в ранней или даже самой ранней стадии развития. С этим, в частности, связана и специфическая сульфатность их минералогического состава.

## 2. Характеристика некоторых супергенных минералов

В этом разделе приводятся отрывочные сведения о некоторых минералах зоны окисления и более подробно описывается только фиброферрит.

**З о л о т о.** До сих пор встречено только одно зерно и только в одном случае, а именно в лимонитовых рудах Эге-Хая.

**С е р а.** Необычайно широко распространена в фиброферритовой подзоне зоны окисления Эге-Хая, встречаясь почти в каждом штуде специфически фиброферритовых руд. Как будто бы аналогичное наблюдается в фиброферритовых рудах и других месторождений района.

**К а с с и т е р и т.** В продуктах окисления станнина Эге-Хайского месторождения под микроскопом обнаруживаются крайне мелкие зерна, не вполне уверенно определяемые как касситерит.

**С и д е р о т и л.** Диагностирован более или менее определенно только в мелантеритовых рудах Эге-Хая, где, очевидно, является продуктом дегидратизации мелантерита.

**Ф и б р о ф е р р и т.** Этот минерал считается сравнительно редким или даже просто редким: судя по минералогическим справочникам, он встречен всего в 5—6 месторождениях и обычно развивается в небольших количествах; в зонах же окисления Яна-Адычанских месторождений он широко распространен. Как уже упоминалось, в больших количествах он встречен в месторождениях Эге-Хайском, Бургавлийском, Алыс-Хайском и Улахан-Эгеляхском и несомненно, что в дальнейшем фиброферрит будет констатирован еще в целом ряде месторождений района. Насколько велики количества фиброферрита в отдельных месторождениях, показывает тот факт, что этот минерал является главной составной частью руд целой подзоны зоны окисления Эге-Хая. Здесь скопления почти сплошного фиброферрита нередко достигают мощности в несколько метров, при длине по простиранию в десятки метров.

Формы проявления фиброферрита в Яна-Адычанских месторождениях весьма однообразны и ничем не отличаются от обычно наблюдаемых для этого минерала. Он встречается в крайне тонких игольчатых кристаллах, образующих спутанноволокнистые или, чаще, радиально-лучистые агрегаты, развивающиеся за счет замещения мелантерита или за счет заполнения трещин и других полостей. Цвет его, как и обычно, — светлый, зеленовато-желтый. Другие оптические свойства: преломление, двупреломление, угол оптических осей и ориентировка индикатриссы, также полностью совпадают с обычными, в частности с теми, какие приведены на стр. 80 и 124 справочника Ларсена и Бермана (1932).

Равным образом и химический анализ эге-хайского фиброферрита не показал каких-либо серьезных отклонений от формулы состава  $Fe_2O_3 \cdot 2SO_3 \cdot (10-11) H_2O$ .

Этот анализ, произведенный в лаборатории ВСЕГЕИ в апреле 1939 г. Е. Н. Егоровой, дал следующие результаты (в %):

	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SO <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O	Сумма
Анализ . . . . .	31.33	33.08	35.55	99.96
Теорет. при 10H <sub>2</sub> O	32.00	32.00	36.00	100.00

Молекулярные соотношения Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SO<sub>3</sub> и H<sub>2</sub>O из этого анализа определяются как

1.000 : 2.107 : 10.076

против теоретического по формуле Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> · 2SO<sub>3</sub> · (10—11) H<sub>2</sub>O : 1.000 : 2.000 : 10.000—

11.000. Чем обусловлен избыток SO<sub>3</sub> — не вполне понятно, тем более, что точность анализа и чистота материала почти не возбуждают сомнения. Ничтожная примесь самородной серы в силу методики анализа не могла оказать влияния на цифру SO<sub>3</sub>. Само же определение SO<sub>3</sub> производилось несколько раз и дало сходящиеся результаты. Очевидно, что этот избыток связан или с какими-то не обнаруженными (под микроскопом) примесями, или с какими-то колебаниями состава. В связи с последним предположением интересно упомянуть, что в 4 из 9 новейших анализов, приведенных у Дельтера (Doelter, 1929), также наблюдается избыток SO<sub>3</sub>, правда, менее значительный, чем в нашем случае.

В заключение характеристики яна-адычанского фиброферрита несколько слов следует сказать о распространенности этого минерала в других месторождениях северо-востока СССР.

В широком развитии фиброферрит пока встречен только в зоне окисления Имтанджинского месторождения (Западное Верхоянье) и Валькумейского (Чаунский район). Констатирован он также в зоне окисления Кулинского месторождения Верхне-Колымского района, но как широко он здесь развит, неизвестно. Теперь, если указать, что Имтанджинское и Валькумейское месторождения являются фактически единственными месторождениями соответственных районов, вскрытыми выработками на более или менее значительную глубину, то в связи с тем, что наблюдается в Яна-Адычанском районе, естественно высказать предположение, что фиброферрит широко распространен и в Чауйском и в Западно-Верхоянском районах. Но даже и без этого предположения факт типичности фиброферрита для зон окисления месторождений, расположенных в приполярных областях, остается почти несомненным.

Возникает естественно вопрос: чем это обусловлено? Почему фиброферрит, столь вообще редкий для зон окисления месторождений средних и низких широт, так част в северных месторождениях? Почему именно фиброферрит, а не какой-либо иной из многочисленных основных сульфатов окиси железа, встречается здесь в таких больших количествах? Дать точный ответ на эти вопросы еще нельзя. Естественно связывать, конечно, распространение фиброферрита с низкими температурами северных зон окисления, но, разумеется, это предположение является просто догадкой. Казалось бы, возможно связывать специфическое развитие фиброферрита и с тем обстоятельством, что почти во всех перечисленных выше месторождениях северо-востока — Яна-Адычанских, Имтанджинском и Кулинском, в первичных рудах главным железосодержащим сульфидом является пирротин. Но это предположение явно неосновательно, так как не объясняет предпочтительности развития фиброферрита в северных зонах окисления и, главное, фиброферрит образуется не по пирротину, а по мелангериту.

**С л а в и к и т.** Сравнительно часто встречается в фиброферритовых рудах Эге-Хая; образуя здесь щетки прекрасно образованных, совершенно прозрачных кристаллов желтовато-зеленого цвета, размером в десятки доли миллиметра. Развивается, несомненно, за счет переработки фиброферрита. Определен в основном только по кристалло-оптическим свойствам, но с значительной долей уверенности.

#### IV. ОПИСАНИЕ ОТДЕЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЙОНА

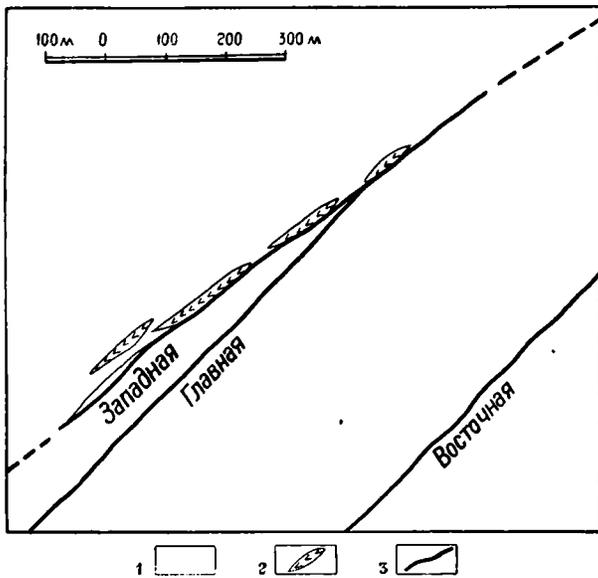
Для иллюстрации взаимоотношений отдельных минералов и групп их ниже приводится сжатое описание нескольких месторождений района. Описываются четыре представителя наиболее типичной для района группы — группы минерализованных зон дробления, а именно: Эге-Хайское, Алыс-Хайское, Бургавийское и Хаттынахское месторождения. Можно предполагать, что в своей совокупности эти месторождения охватывают почти все разновидности, все вариации минерализованных зон дробления, встречающиеся в районе. Далее описываются редкие для района типы рудных проявлений — грейзенизированные асхистовые и диасхистовые дайки, встреченные пока только в районе Арга-Ыннахской интрузии, и касситеритово-кварцевые жилы Чалбынского ряда интрузий.

Минералогический состав всех этих шести рудных проявлений показан в схематизированном виде в табл. 3, помещенной на стр. 12—13.

#### А. Группа минерализованных зон дробления

##### 1. Эге-Хайское месторождение

Условия залегания, форма и размеры рудных тел. В настоящее время Эге-Хайское месторождение является наиболее изученным и наиболее разведанным в районе. Канавами и другими горными работками вскрыты три основных рудных тела — Западная зона, Главная и Восточная (фиг. 3), сопровождаемые серией мелких рудных тел, частью параллельных основным, частью сопряженных с ними. Залегают рудные тела в сланцах и песчаниках северо-восточного простирания, несущих следы слабого метаморфизма, по типу отдаленного контактового метаморфизма, связанного, очевидно, с не-вскрытой еще интрузией, залегающей достаточно глубоко под современной поверхностью. Признаком наличия этой интрузии являются также пластовые дайки керсанти-



Фиг. 3. Схема Эге-Хайского месторождения. Условные обозначения: 1 — сланцы и песчаники, 2 — дайки керсантина, 3 — рудные зоны.

тов, приуроченные преимущественно к Западной рудной зоне.

Условия залегания рудных зон несколько отличны. Главная и Восточная зоны являются секущими простирание вмещающих пород под небольшим углом и падают несколько круче ( $65-70^\circ$ ), чем последние. Западная зона простирается и падает ( $50-55^\circ$ ) согласно со сланцами. Как видно из фиг. 3, Главная зона объединяется с Западной, и в дальнейшем протяжении на северо-восток объединенная рудная зона как будто бы принимает элементы залегания Западной зоны, т. е. залегают согласно со вмещающими породами.

О размерах и в особенности о длине основных зон окончательных данных еще нет.

Главная зона прослежена выработками на 1100 м по простиранию и на 100—150 м по падению; Западная, если считать ее до пункта объединения с Главной, прослежена в длину на 520 м и в глубину на 170 м; Восточная прослежена в длину на 550 м. Однако окончательно ни одна из зон не прослежена, признаков же выклинивания не наблюдается ни по простиранию, ни по падению. Судя по магнитометрическим исследованиям, действительная длина зон выражается значительно более крупными цифрами.

Мощность зон дробления, как правило, большая — несколько метров и в отдельных случаях, на коротких отрезках — свыше 10 м. Степень дробленности, однако, варьирует как по простиранию, так и по мощности. Резко и более или менее тонко дробленые участки имеют меньшую мощность и залегают как бы в виде линз или лент среди более слабо дробленого, часто просто трещиноватого материала. Боковые ограничения зон нередко мало отчетливы, и часто переход от резко дробленого материала к недробленым, слабо трещиноватым породам совершается постепенно. Около главных зон дробления часто наблюдаются параллельные им или отходящие от них под острым углом небольшие побочные зоны дробления.

Месторождение имеет резко выраженную и сравнительно глубокую зону окисления, основные особенности которой, а равным образом состав и характер окисленных руд, описаны выше, в одном из разделов главы III. В связи с последним ниже приводится описание лишь первичных руд месторождения.

Первичные руды месторождения, их минералогия, текстура и структура. Правило: «чем сильнее дроблено, тем сильнее минерализовано», на Эге-Хайском месторождении находит яркое выражение. Рудоносные растворы, проникавшие в мелкодробленый материал по бесчисленной серии трещин и трещинок, ориентированных в различных направлениях, имели громадную «реакционную поверхность» — поверхность соприкосновения с боковой породой, и часто в таких случаях мелкодробленая брекчия нацело замещается рудным агрегатом. Наоборот, в случае крупно глыбового дробления растворы, проникавшие по редкой сети трещин, достаточно удаленных одна от другой, минерализовали только эти трещины, оставляя между ними блоки боковых пород, слабо затронутые минерализацией. Между этими двумя крайними типами естественно ожидать разнообразные переходные разновидности, и последние, действительно, наблюдаются в составе рудных зон Эге-Хая. Наиболее же типичной первичной рудой месторождения является обычная минерализованная брекчия. В цементе, состоящем из резко варьирующих количеств кварца, хлорита, турмалина и пирротина, заключены мелкие (редко свыше 10 см) угловатые куски сланца или песчаника, обычно сильно измененные. Соотношение между ними и цементом варьирует в широких пределах, но как будто бы довольно часто близко к единице. От этого основного типа существуют все переходы: с одной стороны, к рудам, целиком состоящим из минералов-новообразований и полностью почти утратившим брекчиевидную текстуру; особенно часто подобного типа разности представлены почти сплошными пирротиновыми рудами, и вполне возможно, что последние в основном образовались за счет заполнения трещинных полостей, возникших в зоне дробления при очередных проявлениях (вспышках) растягивающих усилий; с другой стороны, существуют переходы к сланцам или песчаникам, прорезанным лишь редкими тонкими рудными жилками («просечками»). В каждом из этих текстурных типов можно затем выделить по минералогическому составу целую серию разновидностей — специфически пирротиновых, кварцевых и т. п. И, наконец, каждая из разновидностей может, в свою очередь, быть разделена как бы на «подразновидности» по структурным признакам. В общем, среди эге-хайских руд, при кажущемся их большом разнообразии,

наблюдаются многочисленные разности, отличные по минералогическому составу, текстуре и структуре.

Валовой минералогический состав эге-хайских первичных руд может быть охарактеризован следующей таблицей, отображающей не только валовую, «списочную» минералогию руд, но также количественные соотношения минералов и типичность или спорадичность проявления отдельных из них (табл. 11).

Таблица 11

Минералогический состав эге-хайских первичных руд

	Типичные минералы, встречающиеся повсюду на месторождении	Спорадические, встречающиеся только в отдельных участках месторождения
Главные составляющие — каждый не менее 10% по весу в общем валовом составе руд	Пирротин Кварц Хлорит	— — —
Второстепенные — от 10 до 1.0%	Турмалин Кальцит Сфалерит Халькопирит Серицит Касситерит Пирит	— — — — Альбит — —
Примеси — меньше 1.0%	Анализ-рутил Станнин Сидерит Арсенопирит Апатит	— Мусковит Флюорит Топаз Галенит

Примечания: 1. В каждой колонке минералы расположены в порядке убывающего количественного распространения.

2. Турмалин фактически должен быть рассматриваем как минерал, по распространенности стоящий между главными и второстепенными.

3. Положение кальцита на втором месте среди «типичных второстепенных» условно. Возможно, он должен быть поставлен ниже, но в той же группе.

4. Флюорит, быть может, более част, чем это показывает таблица. В зоне окисления Эге-Хая, чрезвычайно богатой серной кислотой, значительная часть флюорита могла быть растворена.

5. В таблицу не помещены черные железистые минералы, встречающиеся в крайне мелких, трудно диагностируемых зернах (сотые и тысячные доли миллиметра), в кусках редко измененных боковых пород, включенных в рудную массу. Минералы эти являются частью первичными аксессуориями пород, но преимущественно продуктами, выделяющимися при серицитизации биотита. Скорее всего они представлены преимущественно магнетитом и реже гематитом.

6. Не включено в таблицу и углистое вещество, содержащееся в кусках песчаников и сланцев, входящих в состав рудной брекчии.

По количественному развитию в рудах тех или иных минералов или групп их все первичные руды можно разбить на малосульфидные, специфически сульфидные и смешанные. Малосульфидные в свою очередь разбиваются на касситеритово-кварцевые, касситерито-турмалиново-кварцевые, касситерито-хлоритово-кварцевые и касситерито-турмалиново-хлоритово-кварцевые. Наиболее широко распространены среди них последние две разновидности. Специфически сульфидные руды более одно-

образны и почти без исключения характеризуются массовым развитием пирротина, всегда сопровождаемого другими сульфидами. Особенно же характерна для этих пирротиновых руд постоянная и более или менее равномерная вкрапленность халькопирита. Смешанные руды, являющиеся наиболее распространенными, представляя промежуточные по составу разности между малосульфидными и специфически сульфидными.

Разумеется, во всех разностях широкое развитие имеют куски резко измененных — турмалинизированных и в особенности хлоритизированных — сланцев и песчаников.

Особым и сравнительно мало распространенным типом, характерным лишь для района объединения Главной и Западной зон, являются руды, богатые альбитом. Здесь же, но в еще более ограниченном развитии, встречены грейзеноподобные ассоциации состава: альбит, мусковит, турмалин, кварц, апатит.

Сложный и, очевидно, длительный процесс рудоотложения, происшедший притом в пределах зон, первично сложенных различно дробленными, различно трещиноватыми боковыми породами, подвижки вдоль этих зон в течение самого рудного процесса, вызывавшие новое дробление и образование новых полостей, и, наконец, ясно выраженная последовательность в отложении отдельных групп минералов — все это не только, вызвало возникновение различных по составу разностей руд, но и обусловило развитие крайне пестрой серии рудных структур и текстур. Здесь нет возможности останавливаться сколько-нибудь подробно на характеристике всех наблюдающихся рудных структур. Отметим поэтому только, что в рудах Эге-Хая встречены многие разновидности тонкозернистых структур отложения (в полостях) и замещения (в песчаниках, сланцах и керсантитах). Самой же характерной особенностью структур эге-хайских руд является их обычная тонкозернистость. Размеры зерен большинства минералов не превышают обычно 1.0—2.0 мм, чаще же определяются всего в десятых и даже сотых долях миллиметра. Агрегаты с преобладающим размером зерен в несколько миллиметров сравнительно редки, а с более крупным — до 1.0 см и выше, совсем редки.

Что касается текстур, то, как это, естественно, и должно быть, наиболее распространенными, можно сказать преобладающими, являются брекчиевидные текстуры. Следующими по распространенности, но далеко уступающими первым являются массивнозернистые текстуры, возникшие в результате отложения рудного материала в полостях трещин, различной, но обычно небольшой и чаще совсем незначительной мощности. Сравнительно широко распространены затем текстуры, которые можно было бы назвать «штокверковыми». Последние особенно типичны для пород всячеге и лежачеге боков, рассеченных разно ориентированными трещинами и трещинками, впоследствии заполненными рудным материалом. Другие виды текстур — кокардовые, симметрично полосчатые и т. п. — также встречаются, но большого развития не имеют.

**Изменения пород, вмещающих рудные тела.** Рудоносные растворы, проникшие в песчаники и сланцы вдоль зон дробления, вызвали в них целый ряд изменений, главными из которых являются хлоритизация и турмалинизация. Меньшее развитие имеет окварцевание пород и совсем уже подчиненное — серицитизация, карбонатизация и сульфидизация. Турмалинизация сланцев, в общем, имеет сравнительно ограниченное распространение и охватывает небольшой по мощности блок пород, непосредственно включающий рудные тела. В противоположность этому, хлоритизация распространена необычайно широко, и любой кусок сланца, поднятый в районе месторождения, без исключения оказывается в той или иной мере хлоритизированным. Наиболее интенсивно хлоритизация проявлена, конечно, около рудных тел. Дальше в бока она несколько ослабевает, с тем чтобы вновь усилиться по мере приближения к другой минерализованной зоне, и т. д. И так как, судя по имеющимся уже

выработкам, минерализованные зоны многочисленны и образуют в совокупности довольно густую связанную систему, то понятно, что хлоритизацией охвачена почти вся площадь рудного поля. Хлоритизация, иначе говоря, образует как бы сплошной непрерывный фон, ослабевающий в междурудных участках и усиливающийся в околорудных. Турмалинизация на этом фоне выделяется в виде очень узких полос, непосредственно включающих рудные тела. Столь же узко локализуется и окварцевание, проявленное крайне спорадично и к тому же мало интенсивно.

Хлоритизации и турмалинизации в первую очередь подвергается материал цемента, а в дальнейшем вообще весь «некварцевый» материал породы, исключая некоторые аксессуары. В результате возникают все переходы от сравнительно умеренно хлоритизированных пород до хлоритово-кварцевых, турмалиново-кварцевых и турмалиново-хлоритово-кварцевых пород. В участках наиболее интенсивного изменения могут возникнуть и почти мономинеральные породы — хлоритовые, кварцевые, турмалиновые. В особенности часто подобные мономинеральные агрегаты возникают за счет кусков сланцев и песчаников, входящих в состав самой рудной брекчии, т. е. находящихся в пределах зоны дробления.

Турмалинизация в своих ранних стадиях предшествует хлоритизации, в более же поздних идет параллельно с ней. В дальнейшем проявится только одна хлоритизация. Окварцевание более или менее одновременно с турмалинизацией. Слабо же выраженные серицитизация, карбонатизация и сульфидизация («пирротинизация») скорее всего приурочены к самым поздним стадиям процесса.

Значительно отличны от описанных те изменения, которые наблюдаются в керсантитах. В последних в подавляющем большинстве случаев наиболее ярко выражены серицитизация и хлоритизация. Плагиоклаз нацело или почти нацело замещается серицитом, а биотит — хлоритом. Турмалинизация же имеет совершенно ограниченное распространение и проявляется лишь в спорадическом развитии отдельных игол турмалина и скоплений их. На ряду с серицитизацией и хлоритизацией почти всегда отмечается некоторое, чаще умеренное, окварцевание породы; реже керсантист нацело замещается кварцем.

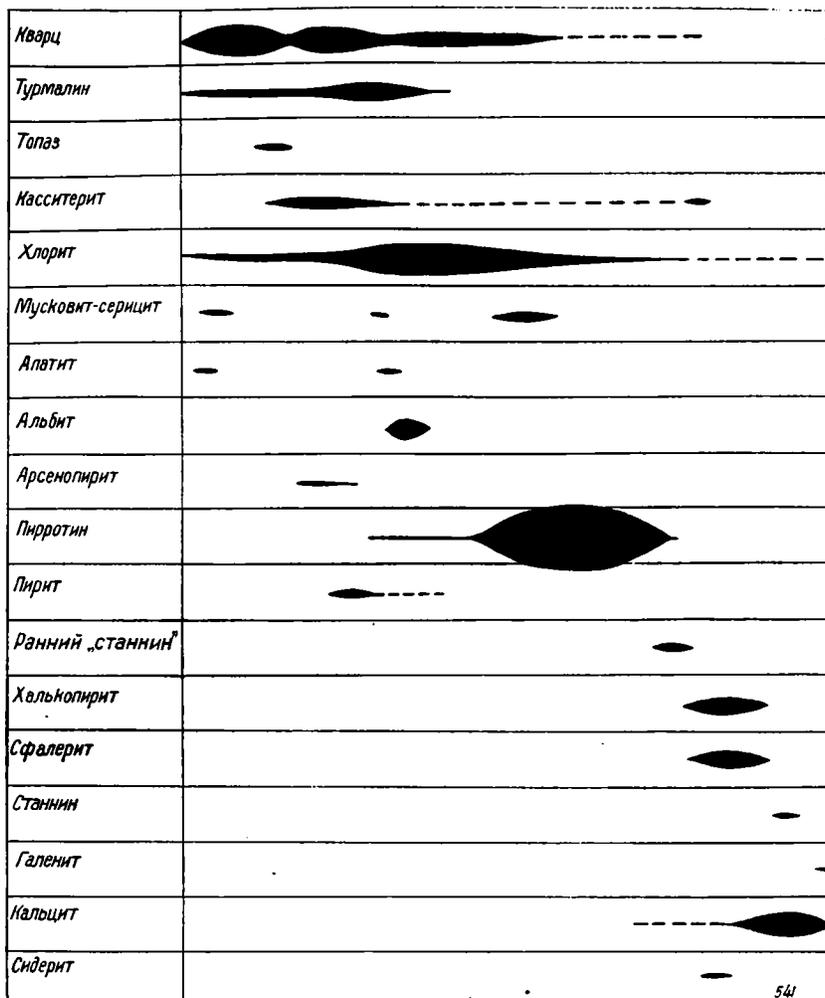
При рассмотрении всех описанных выше явлений турмалинизации и хлоритизации следует помнить, что турмалин представлен маложелезистой разновидью (см. выше), а хлорит чаще всего является сильно железистой и бедной магнием разновидью типа афросидерита.

**П а р а г е н е з и с.** Схема парагенезиса изображена на прилагаемой диаграмме (фиг. 4), к которой необходимо сделать следующие замечания.

Как видно из диаграммы, главная масса кварца, турмалина, хлорита и касситерита отложена до того, как из рудоносных растворов стали выделяться сульфиды. Что это было именно так, показывают многие особенности руд и, в частности, следующие.

На месторождении весьма нередко наблюдается специфически кварцевая «фация» руд, проявляющаяся чаще в виде тонких и коротких кварцевых жилок и прожилков, содержащих, помимо преобладающего кварца, также касситерит, турмалин, хлорит и совсем редкие — топаз, мусковит, апатит и арсенипирит. Очень часто жилки эти содержат только кварц, касситерит и турмалин. Эта своеобразная кварцевая разность руд проявляется в пределах зоны дробления таким образом, что обычно создается впечатление, будто жилки эти старше специфически сульфидных руд. За это же говорят и общие геохимические соображения, так как если сопоставить валовой минералогический состав кварцевых жилок с обычной ассоциацией специфически сульфидных руд — пирротин, халькопирит, станнин, сфалерит, сидерит, кальцит, то вряд ли могут возникнуть сомнения в более позднем возрасте сульфидов. Появление на месторождении упомянутых специфически кварцевых руд, занимающих, так сказать, несколько изолированное положение в пределах зоны дробления, легко объяснить,

исходя из тех особенностей развития рудных каналов, которые не раз уже упоминались выше. Очевидно, что часть трещин, нацело зацементированных продуктами ранних порций растворов, в дальнейшем течении рудного процесса не претерпели переоткрытия и таким образом не были доступны для проникновения более поздних растворов, отлагавших, в частности, обильные сульфиды. Вообще, как известно, трещинообразование, продолжающееся обычно и в период рудоотложения, разбивает непрерывный, в



Фиг. 4. Схема парагенезиса Эге-Хайского месторождения.

сущности, процесс на целую серию (и иногда достаточно многочисленную) отдельных этапов.

В пользу более позднего возраста пирротина, по сравнению с главной массой кварца, турмалина, касситерита и хлорита, совершенно определенно говорит и изучение изредка наблюдающихся на месторождении кокардовых и полосчатых текстур. Так, иногда в рудной брекчии, сцементированной пирротином, несущим свои обычные примеси, т. е. халькопирит, сфалерит и т. п., куски сланца отделяются от сульфидов непрерывной каймой, состоящей или из кварца, или из касситерита, или из хлорита. Иногда же эти минералы развиваются в подобных оторочках совместно. Стоит упомянуть, что в одном случае обнаружена была кварцево-топазовая «каемка» на контакте сланца с пирротином. Аналогичные соотношения

встречаются и в прожилках, имеющих симметрично полосчатую текстуру. В подобных случаях почти неизменно оказывается, что осевые части жилок заполнены лимонитом (по пирротину), а приазальбандовые — кварцем, касситеритом и т. п.

Далее, в пирротиновых рудах очень часто обнаруживаются округлые или угловатые включения, производящие впечатление своего рода ксенокристов или ксенолитов, состоящие из кварца, касситерита, хлорита, турмалина. Создается впечатление, что более или менее сплошной агрегат кварца, турмалина и т. п. был разломан и в дальнейшем зацементирован пирротином. Иногда эти включения имеют характерное и трудно объяснимое полосчатое расположение, связанное, может быть, с целой серией тесно оближенных параллельных расколов.

Наконец, в тех случаях, когда пирротин встречается в виде единичных зерен в специфически кварцевых рудах, он принадлежит, как правило, к числу более поздних образований.

Мы нарочно особенно подробно остановились на вопросе о возрастных соотношениях несulfидной и sulfидной частей рудной серии Эге-Хая. Ведь совершенно очевидно, что если бы после отложения ранними растворами главной массы кварца, турмалина, касситерита и хлорита трещинообразование в пределах данной зоны дробления прекратилось, мы имели бы почти бессulfидное (исключение составляет арсенопирит) оловянное месторождение.

Выводы о взаимной связи отдельных этапов формирования месторождения, а также некоторые общие вопросы генезиса более или менее подробно рассматриваются в главе V.

## 2. Алыс-Хайское месторождение

Это месторождение расположено во внешних частях роговикового поля Хатакчанской гранодиоритовой интрузии и представлено многочисленной серией минерализованных зон дробления. Вмещающими породами являются аркозовые песчаники и песчанистые сланцы, в различной степени метаморфизованные. Площадь интенсивного развития минерализации охватывает свыше 15 км<sup>2</sup>.

Простирание пород — северо-западное, простирание зон дробления — северо-восточное, совпадающее, в общем, с северо-восточным простиранием того гипотетического разлома, с которым связывается Хатакчанский (Алыс-Хайский) ряд интрузий (фиг. 2). По высыпкам и по канавам намечается, что зоны дробления образуют сравнительно густую сеть частью параллельных, частью сопряженных зон. Так, отдельные из них, наиболее ярко выраженные, сопровождаются с боков побочными зонами, отходящими под тем или иным углом от главных. Длины и мощности варьируют в широких пределах, но чаще определяются такими цифрами — длина в сотни метров и мощность в 0.30—0.50 м.

По минералогическому составу подавляющее большинство зон являются специфически кварцево-турмалиновыми. Черный, сильно железистый, короткостолбчатый турмалин в ассоциации с тонкозернистым кварцем образует плотную породу, которая и является главным материалом рудных зон. Не вполне еще ясно, подчинены ли эти плотные турмалиновые породы только зонам дробления или они развиваются независимо в виде полей, вне ясной связи с теми или иными трещинами.

Последующее дробление подобных турмалиновых пород открыло пути для новых порций растворов, отложивших руды, наиболее интересные в промышленном отношении. Именно, в эту стадию и были отложены кварц, арсенопирит, маложелезистый турмалин и касситерит, спорадически сопровождаемые вольфрамитом, шеелитом и чрезвычайно редким монацитом. Как правило, отложение всех этих минералов происходило путем заполнения полостей и, в меньшей мере, путем метасоматоза кварцево-турма-

линовой породы. В результате возникли типичные рудные брекчии, в которых куски кварцево-турмалиновой породы цементируются агрегатом перечисленных выше позднейших минералов. Нередко также последние развиваются и в виде маломощных и коротких жил и линз, залегающих в основном теле той или иной зоны дробления. Проявлена минерализация этой стадии далеко не на всем протяжении отдельных зон, а в некоторых она и вообще отсутствует. Именно этим и обусловлена большая неправильность («капризность») месторождения в отношении распределения промышленно интересных участков.

В дальнейшем происходит новая вспышка трещинообразования, в свою очередь сопровождаемая подъемом новых порций рудных растворов, отложивших, предположительно, главным образом пирротин. Говорим — «предположительно» потому, что до сих пор мы знаем только выходы рудных зон, в которых сульфидный материал подвергся резкому окислению и, в частности, железосодержащие сульфиды полностью замещены лимонитом и сульфатами, в том числе ярозитом и фиброферритом. Исключение составляет арсенопирит, который хотя и сильно скородитизирован, но все же нередко встречается в свежих, почти не затронутых окислением зернах и сплошных агрегатах.

Особенности развития последних, а также универсальность окисления в приповерхностном слое позволяют думать, что первичным сульфидом был скорее пирротин, а не пирит. Вместе с этим гипотетическим пирротинотом отложены были, вероятно, и его обычные спутники — сфалерит, халькопирит, станнин, сидерит и т. п. Описываемая стадия проявлена достаточно широко, и лимонит пользуется большим распространением во многих рудных телах, цементируя и прорезая жилками и линзами ту рудную брекчию, которая возникла в ранние стадии процесса.

«Пирротиновой» стадией, возможно, и закончилось в основном формирование месторождения.

Неясно только положение сплошных сидеритовых жил (?), обнаруженных в 1—2 пунктах. Сидерит этих жил содержит много пирита и примесь кварца, хлорита, халькопирита, пирротина, сфалерита и буланжерита (?). По аналогии с другими месторождениями можно думать, что эти сидеритовые скопления являются продуктом наиболее поздней стадии рудного процесса, продолжившей и завершившей ту стадию, в которую были отложены главные массы пирротина.

Валовой минералогический состав месторождения сейчас далеко еще не ясен. Изучен, притом бегло, лишь случайный и резко окисленный материал, взятый из естественных выходов и канав. Можно думать, например, что на месторождении встречаются и галенит, и станнин, что сфалерит пользуется более широким распространением, чем известно сейчас, и т. п. В связи с этим, приводимая ниже табл. 12, показывающая экстенсивность и интенсивность отдельных минералов алыс-хайских руд, является, конечно, весьма ориентировочной и неполной.<sup>1</sup>

Относительно парагенезиса минералов, перечисленных в таблице, некоторые данные приведены выше. Следует добавить кое-что лишь о соотношениях минералов наиболее интересной стадии — стадии, в которую был отложен касситерит. Беглое изучение показывает, что арсенопирит, кварц, касситерит и маложелезистый турмалин были отложены в той последовательности, в какой они перечислены, но с чрезвычайно сильными перекрытиями, так что часто приходится говорить о почти одновременном отложении всех четырех минералов, в особенности же последних трех.

Изменения боковых пород на Алыс-Хая мало чем отличаются от обычно наблюдаемых в районе. Наиболее резко выражена турмалинизация,

<sup>1</sup> В самое последнее время в рудах Алыс-Хая открыто присутствие значительных количеств кобальта. В каких минералах он встречается, еще не выяснено.

## Ориентировочный минералогический состав Алыс-Хайского месторождения

	Типичные минералы, встречающиеся повсюду на месторождении	Спорадические, встречающиеся только в отдельных участках месторождения
Главные — составляющие каждый не менее 10% по весу в общем валовом составе руд	Турмалин Кварц Пирротин (?)	Сидерит
Второстепенные — от 10 до 1.0%	Арсенопирит Хлорит Касситерит Пирит Серицит Халькопирит	Кальцит
Примеси — меньше 1.0%	Сфалерит Рутил	Вольфрамит Шеелит Буланжерит (?) Анатаз Монацит

Примечание. В каждой колонке минералы расположены в порядке убывающего количественного распространения.

менее сильно, но все же достаточно четко — хлоритизация и окварцевание, еще более слабо проявлена серицитизация. Турмалинизация, как и обычно, преимущественно связана с наиболее ранними стадиями, хлоритизация частично сопровождается ее и полностью заменяет в более поздних стадиях, серицитизация скорее всего относится лишь к наиболее поздним стадиям. Окварцевание проходит почти через весь процесс, но развивается спорадически.

На основании всего вышеизложенного можно предполагать, что на Алыс-Хая мы имеем почти полную картину процесса минерализации, специфичного в тех или иных своих стадиях для минерализованных зон дробления Яна-Адычанского района. В грубой схеме этот процесс по характерным минералам разбивается на следующие этапы:

- а) кварцево-турмалиновый,
- б) касситерито-турмалино-арсенопиритово-кварцевый,
- в) пирротинный или сульфидный,
- г) сидеритовый или карбонатный.

## 3. Бургавлийское месторождение

Это месторождение среди всех известных сейчас на территории Яна-Адычанского района является, пожалуй, наиболее оригинальным. В сущности, правильнее было бы говорить не о месторождении, а о Бургавлийском рудном узле, так как площадь, на которой обнаружено оруденение, а также разнообразие рудных проявлений не вполне укладываются в понятие «месторождение».

Геология месторождения. Участок, охваченный оруденением, сложен среднезернистыми аркозовыми песчаниками, собранными в мелкие складки северо-западного простирания. В песчаниках сравнительно редко встречаются маломощные прослои глинистых и песчано-глинистых сланцев и в единичных пунктах дайки кислых жильных пород типа гранодиорит-порфира.

линовой породы. В результате возникли типичные рудные брекчии, в которых куски кварцево-турмалиновой породы цементируются агрегатом перечисленных выше позднейших минералов. Нередко также последние развиваются и в виде маломощных и коротких жил и линз, залегающих в основном теле той или иной зоны дробления. Проявлена минерализация этой стадии далеко не на всем протяжении отдельных зон, а в некоторых она и вообще отсутствует. Именно этим и обусловлена большая неправильность («капризность») месторождения в отношении распределения промышленно интересных участков.

В дальнейшем происходит новая вспышка трещинообразования, в свою очередь сопровождаемая подъемом новых порций рудных растворов, отложившихся, предположительно, главным образом пирротин. Говорим — «предположительно» потому, что до сих пор мы знаем только выходы рудных зон, в которых сульфидный материал подвергся резко окислению и, в частности, железосодержащие сульфиды полностью замещены лимонитом и сульфатами, в том числе ярозитом и фиброферритом. Исключение составляет арсенопирит, который хотя и сильно скородитизирован, но все же нередко встречается в свежих, почти не затронутых окислением зернах и сплошных агрегатах.

Особенности развития последних, а также универсальность окисления в приповерхностном слое позволяют думать, что первичным сульфидом был скорее пирротин, а не пирит. Вместе с этим гипотетическим пирротинотом отложены были, вероятно, и его обычные спутники — сфалерит, халькопирит, станнин, сидерит и т. п. Описываемая стадия проявлена достаточно широко, и лимонит пользуется большим распространением во многих рудных телах, цементируя и прорезая жилками и линзами ту рудную брекчию, которая возникла в ранние стадии процесса.

«Пирротиновой» стадией, возможно, и закончилось в основном формирование месторождения.

Неясно только положение сплошных сидеритовых жил (?), обнаруженных в 1—2 пунктах. Сидерит этих жил содержит много пирита и примесь кварца, хлорита, халькопирита, пирротина, сфалерита и буланжерита (?). По аналогии с другими месторождениями можно думать, что эти сидеритовые скопления являются продуктом наиболее поздней стадии рудного процесса, продолжившей и завершившей ту стадию, в которую были отложены главные массы пирротина.

Валовой минералогический состав месторождения сейчас далеко еще не ясен. Изучен, притом бегло, лишь случайный и резко окисленный материал, взятый из естественных выходов и канав. Можно думать, например, что на месторождении встречаются и галенит, и станнин, что сфалерит пользуется более широким распространением, чем известно сейчас, и т. п. В связи с этим, приводимая ниже табл. 12, показывающая экстенсивность и интенсивность отдельных минералов алыс-хайских руд, является, конечно, весьма ориентировочной и неполной.<sup>1</sup>

Относительно парагенезиса минералов, перечисленных в таблице, некоторые данные приведены выше. Следует добавить кое-что лишь о соотношениях минералов наиболее интересной стадии — стадии, в которую был отложен касситерит. Беглое изучение показывает, что арсенопирит, кварц, касситерит и маложелезистый турмалин были отложены в той последовательности, в какой они перечислены, но с чрезвычайно сильными перекрытиями, так что часто приходится говорить о почти одновременном отложении всех четырех минералов, в особенности же последних трех.

Изменения боковых пород на Алыс-Хая мало чем отличаются от обычно наблюдаемых в районе. Наиболее резко выражена турмалинизация,

<sup>1</sup> В самое последнее время в рудах Алыс-Хая открыто присутствие значительных количеств кобальта. В каких минералах он встречается, еще не выяснено.

## Ориентировочный минералогический состав Алыс-Хайского месторождения

	Типичные минералы, встречающиеся повсюду на месторождении	Спорадические, встречающиеся только в отдельных участках месторождения
Главные — составляющие каждый не менее 10% по весу в общем валовом составе руд	Турмалин Кварц Пирротин (?)	Сидерит
Второстепенные — от 10 до 1.0%	Арсенопирит Хлорит Касситерит Пирит Серицит Халькопирит	Кальцит
Примеси — меньше 1.0%	Сфалерит Рутил	Вольфрамит Шеелит Буланжерит (?) Анастав Монацит

Примечание. В каждой колонке минералы расположены в порядке убывающего количественного распространения.

менее сильно, но все же достаточно четко — хлоритизация и окварцевание, еще более слабо проявлена серицитизация. Турмалинизация, как и обычно, преимущественно связана с наиболее ранними стадиями, хлоритизация частично сопровождает ее и полностью заменяет в более поздних стадиях, серицитизация скорее всего относится лишь к наиболее поздним стадиям. Окварцевание проходит почти через весь процесс, но развивается спорадически.

На основании всего вышеизложенного можно предполагать, что на Алыс-Хая мы имеем почти полную картину процесса минерализации, специфичного в тех или иных своих стадиях для минерализованных зон дробления Яна-Адычанского района. В грубой схеме этот процесс по характерным минералам разбивается на следующие этапы:

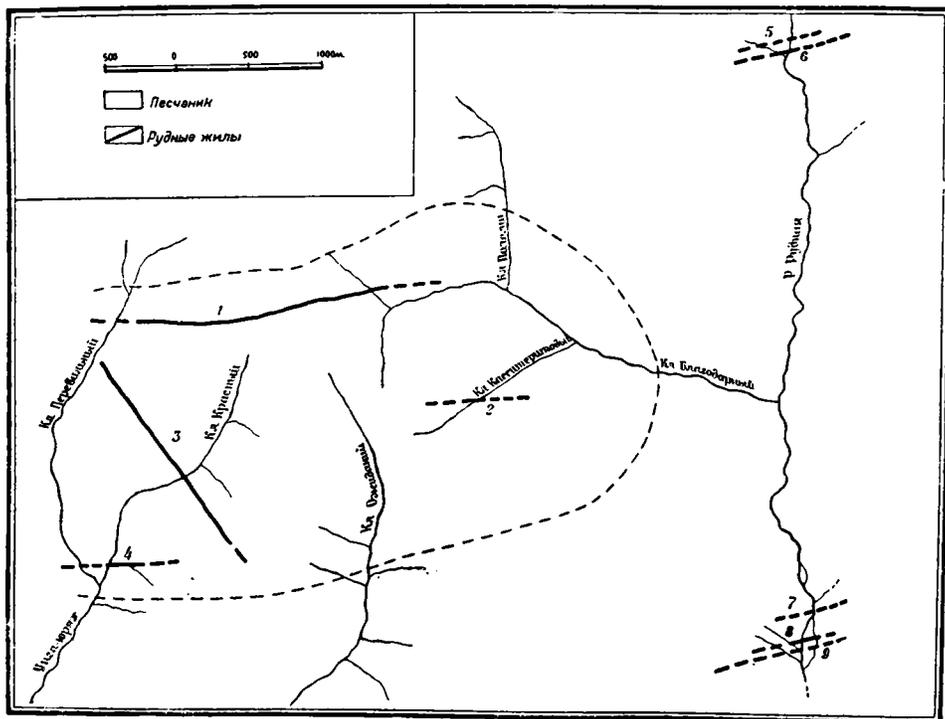
- а) кварцево-турмалиновый,
- б) касситерито-турмалино-арсенопиритово-кварцевый,
- в) пирротинный или сульфидный,
- г) сидеритовый или карбонатный.

## 3. Бургавлийское месторождение

Это месторождение среди всех известных сейчас на территории Яна-Адычанского района является, пожалуй, наиболее оригинальным. В сущности, правильнее было бы говорить не о месторождении, а о Бургавлийском рудном узле, так как площадь, на которой обнаружено оруденение, а также разнообразие рудных проявлений не вполне укладываются в понятие «месторождение».

Геология месторождения. Участок, охваченный оруденением, сложен среднезернистыми аркозовыми песчаниками, собранными в мелкие складки северо-западного простирания. В песчаниках сравнительно редко встречаются маломощные прослои глинистых и песчано-глинистых сланцев и в единичных пунктах дайки кислых жильных пород типа гранодиорит-порфира.

В западной и центральной частях рудного участка (фиг. 5) прослой глинистых сланцев несут ясные следы термического метаморфизма, иногда представляя почти настоящие кварцево-биотитовые роговики. Равным образом отдельные прослой песчаников превращены в кварцитоподобные породы с обильной равномерной вкрапленностью сульфидов. Эти факты, а также намечающаяся зональность рудных проявлений вокруг «западно-центральной» части позволяют предполагать наличие здесь скрытого еще интрузивного тела, которое и является источником оруденения.



Фиг. 5. Схема расположения рудных тел Бургавлийского месторождения.

Пунктирная линия показывает границы распространения «прожилкового» оруденения. Цифры, поставленные около жил, отвечают следующим наименованиям последних: 1 — Северная, 2 — Люкс, 3 — Меля, 4 — Теща, 5 — Румба, 6 — Креолка, 7 — Мегера, 8 — Смирновская, 9 — За-смирновская.

Породы участка разбиты обильной и сложной системой трещин, из которых наиболее важными в рудном отношении являются следующие:

1. Система трещин отдельности широтного простирания и крутого, почти вертикального падения.

2. Система зон дробления широтного простирания и крутого, почти вертикального падения, являющихся как бы дальнейшим развитием некоторых трещин отдельности широтного направления.

3. Сравнительно редкие зоны дробления, связанные с подвижками по слоистости. Зоны эти имеют северо-западное простирание и обычно крутое падение.

4. Еще более редкие зоны дробления северо-восточного простирания и крутого падения.

Взаимосвязь всех этих систем трещин и положение их в структуре участка совершенно неизвестны, так как тектоника месторождения и его района не изучена.

Несколько слов следует сказать об аркозовых песчаниках района месторождения. В их состав, помимо кварца, входят кислый плагиоклаз, микроклин и ортоклаз, причем нередко полевые шпаты по количеству

превосходят кварц. Кроме этих преобладающих минералов, как примеси встречаются: мусковит, рудные минералы, турмалин, гранат, циркон. Последний минерал местами необычайно обилён. Цемент в песчаниках имеет совершенно ограниченное развитие и в отдельных разностях практически почти отсутствует. С этим, очевидно, и следует связывать отсутствие или крайне слабое проявление в рядовых образцах бургавлийских песчаников признаков контактового метаморфизма. Есть основания думать (см. ниже), что в толще песчаников вышеописанного типа кое-где встречаются тонкие прослойки, обогащенные известью.

Общий характер рудных проявлений и минералогический состав их. В настоящее время сравнительно беглыми поисковыми работами оруденение обнаружено в различных пунктах на площади свыше 25—30 км (фиг. 5), причем границы рудного поля еще не достигнуты.

Сильно схематизируя, всю совокупность рудных проявлений месторождения можно представить в виде следующей серии.

1. Импрегнации сульфидами отдельных, обычно маломощных прослоев песчаника, в особенности известковистых.

2. Крайне густая серия параллельных тонких и тончайших прожилков широтного простирания, падающих почти вертикально. Прожилки эти состоят в основном из кварца и адуляра, с более редкими — касситеритом, сульфидами, кальцитом и т. п. Площадь интенсивного развития прожилков измеряется 2—3 км<sup>2</sup>.

3. Секущие широтного простирания, круто падающие зоны дробления значительной мощности и длины, богато минерализованные сульфидами и кварцем. Нередко эти зоны представляют настоящие трещинные сульфидные жилы, сопровождаемые с боков мятыми песчаниками, в той или иной мере минерализованными.

4. Аналогичные предыдущим секущие зоны дробления северо-восточного простирания.

5. Пластовые зоны дробления, по характеру минерализации ничем не отличающиеся от секущих зон дробления.

Кроме того, в связи с перечисленными рудными проявлениями и в особенности в связи с «прожилковой» формацией, относительно широкое развитие на территории месторождения имеют оловоносные россыпи, как делювиальные, так и аллювиальные.

Фиг. 5 ни в какой мере не отображает той интенсивности рудопроявлений, какая в действительности наблюдается на территории месторождения. На этом рисунке показаны лишь некоторые наиболее вскрытые или наиболее обнаженные рудные тела. Совсем не показаны на нем пластовые импрегнации песчаников, северо-восточные зоны дробления и многие из широтных. Почти не вызывает сомнения, что в дальнейшем, при более детальной препарировке поверхности, количество рудных тел, показанных на фиг. 5, увеличится в несколько раз. Насколько интенсивно оруденение, показывает, например, тот факт, что в «западно-центральной» части месторождения трудно встретить сколько-нибудь значительный по площади участок, в той или иной мере не затронутый оруденением.

Наиболее своеобразным и заслуживающим особого упоминания является тип «прожилкового оруденения» (группа «б» вышеуказанной серии). Это прожилковое оруденение подчинено широтной системе круто падающих, почти вертикальных трещин отдельности. Мощность прожилков преимущественно определяется миллиметрами и долями миллиметра, реже она доходит до сантиметра и совсем редко до нескольких сантиметров. Длина их по простиранию и падению тоже ничтожна, определяясь обычно несколькими дециметрами и метрами. Ничтожность размеров компенсируется, однако, необычайной частотой подобных прожилков. Так, на площади в 1.0—1.5 км<sup>2</sup>, заключенной примерно между верховьем клю-

ча Благодарного, верхушкой ключа Ожиданий и ключом Касситеритовым, таких прожилков на 1 м мощности песчаника обычно приходится не менее 10—15. В стороны от этого наиболее минерализованного участка количество прожилков постепенно убывает, до полного почти исчезновения за пределами пунктирной линии, показанной на фиг. 5.

Как видно, всю площадь, охваченную «прожилковым оруденением», можно рассматривать как своего рода громадный штокверк.

Минералогический состав прожилков в основном определяется кварцем и адуляром, иногда образующими прекрасные щетки кристаллов на обеих стенках трещин, обычно же заполняющими их нацело. Помимо кварца и адуляра, довольно часто встречаются касситерит, пластинчатый кальцит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, хлорит, мусковит, флюорит. Более редки, а возможно и совсем редки, шеелит, сфалерит, пирит, берилл, турмалин, апатит. Роль этих второстепенных и третьестепенных минералов иногда резко повышается и, в частности, нередко прожилки, очень богатые касситеритом, включительно до сплошных касситеритовых. Чрезвычайно характерно, что изменения вмещающих прожилки аркозовых песчаников представлены лишь умеренной, а чаще просто слабой серицитизацией, сопровождаемой хлоритизацией и окварцеванием.

Другой распространенный тип рудных проявлений — минерализованные зоны дробления, как секущие, так и пластовые, по своей морфологии и размерам рудных тел как будто бы мало чем отличается от среднего стандартного типа, столь широко представленного в районе. В текстуре, однако, а также и в составе руд наблюдается целый ряд отличий. Так, нередко минерализованная песчаниковая брекчия по простиранию переходит в настоящую трещинную жилу почти сплошных сульфидов, неплохо оформленную и иногда даже показывающую ленточное строение. Песчаники, вмещающие подобную жилу, крупно дроблены и несут убогое сульфидное оруденение.

В составе руд минерализованных зон главную роль играет пирротин, сопровождаемый своими обычными спутниками — халькопиритом, сфалеритом и сидеритом. Почти всегда, и в значительных количествах, присутствуют кварц и арсенопирит, занимающие, в случае ленточного строения рудных тел, предпочтительно приальбандные части. В тесной ассоциации с кварцем и арсенопиритом находятся касситерит и адуляр. Помимо перечисленных минералов, в рудах встречаются также пирит, галенит, серицит, хлорит, станнин, кальцит, турмалин, апатит. Как большие редкости встречаются висмут, висмутин и самородное серебро (?). Характерно, что кальцитом, галенитом и пиритом особенно богаты жилы, находящиеся на периферии рудного участка, например Румба, Креолка, Мегера, Смирновская и Засмирновская. В особенности богаты ими первые три из перечисленных жил, и, в частности, Креолка имеет специфически галенито-пиритово-кальцитовый состав. В то же время количество кварца и арсенопирита в этих жилах резко сокращается, а касситерит исчезает почти вовсе.

Изменения боковых пород около минерализованных зон дробления аналогичны описанным выше для «прожилковой формации» и также не отличаются интенсивностью.

Последняя группа рудных проявлений — импрегнация тонких недробленных прослоек песчаника — изучена еще слишком мало и не может быть здесь сколько-нибудь определенно охарактеризована. Среди этой группы выделяются своеобразные тонкие пластовые тела, сложенные преимущественно аксинитом и, очевидно, возникшие за счет метасоматоза прослоев известковистых песчаников. Кроме аксинита и «остаточного» кварца, в подобных телах встречаются в небольших количествах почти все те минералы, какие указывались выше для минерализованных зон дробления.

Вероятно, такое же происхождение, как и аксинитовые породы, имеет встреченный в одном пункте пропласток сплошного пренита с кварцем и убогой вкрапленностью сульфидов.

Все изложенное выше о минералогическом составе отдельных рудных тел суммировано в табл. 13, изображающей, так сказать, валовую минералогию Бургавлийского месторождения.

Т а б л и ц а 13

**Минералогический состав рудных тел Бургавлийского месторождения**

	Типичные минералы, встречающиеся повсюду на месторождении	Спорадические, встречающиеся только в отдельных участках месторождения
Главные — составляющие каждый не менее 10% по весу в общем валовом составе руд	Кварц Пирротин	Аксинит
Второстепенные — от 10 до 1.0%	Адуляр Арсенопирит Сфалерит Кальцит Пирит Серицит Касситерит Хлорит Халькопирит Галенит Сидерит	Мусковит Флюорит Пренит
Примеси — меньше 1.0%	Турмалин Станнин Апатит	Берилл Шеелит Альбит Титанит Актинолит Рутил Анатаз Висмутин Висмут Серебро (?) Мелифанит (?)

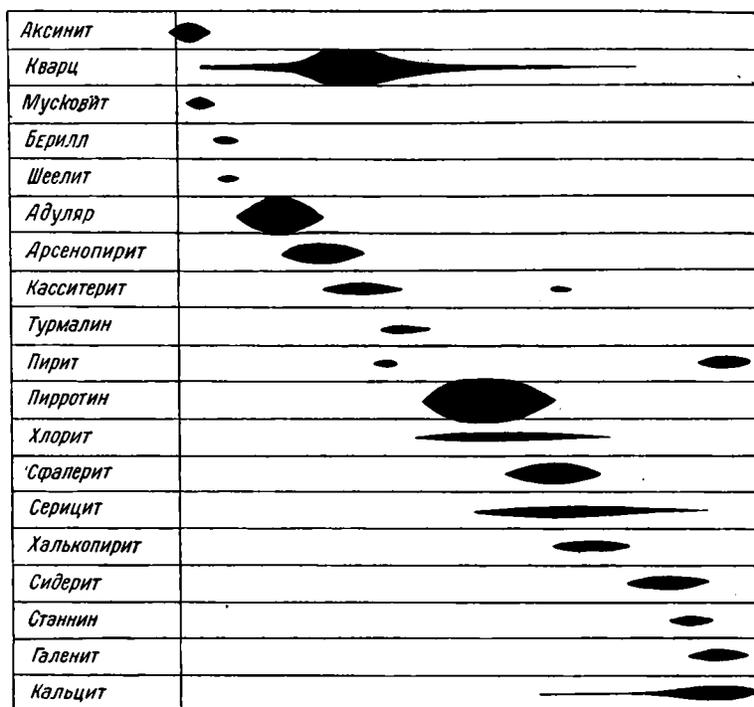
Примечание. В каждой колонке минералы расположены в порядке убывающего количественного распространения.

**П а р а г е н е з и с.** Все рудные проявления, известные ныне на территории месторождения, связаны ясными переходами и в совокупности составляют единое целое, обусловленное единым последовательно развивавшимся рудным процессом. Различие в составе и общем характере отдельных рудных проявлений вызвано в основном различным положением их в отношении металлоносного центра и различным характером и возрастом соответственных систем трещин.

Для иллюстрации взаимосвязи отдельных рудных тел достаточно напомнить здесь общность их минералогического состава. По существу различия сводятся лишь к тому, что в «прожилковой формации», например, наиболее ярко представлена «допирротиновая», наиболее ранняя группа минералов; в минерализованных зонах дробления и жилах центральной части месторождения «пирротиновая» группа, отвечающая средним стадиям рудного процесса, и, наконец, в богатых галенитом и кальцитом жи-

лах, подобным Креолке и Мегере, наиболее ярко выражены поздние стадии. Небезинтересно упомянуть, что отдельные адулярово-кварцевые прожилки переходят в специфически пирротиновые иногда на протяжении всего нескольких сантиметров и что, например, адуляро-касситеритово-кварцевые руды призальбандовых частей жилы Люкс почти ничем по существу не отличаются от соответственных руд прожилков.

В связи с этим, вполне обосновано изображение парагенезиса Бургавлийского месторождения в виде одной схемы, что и сделано на фиг. 6. На этом рисунке левая треть отвечает преобладающему парагенезису прожилковой формации, средняя — минерализованным зонам дробления



Фиг. 6. Схема парагенезиса Бургавлийского месторождения.

и жилам центральной части месторождения, таким, как Северная, Люкс, Меля, Теща, отчасти Смирновская и Засмирновская, и, наконец, правая треть — краевым зонам и жилам — Креолке, Румбе и Мегере.

Последовательности, намечаемой минералогическим составом, очевидно, отвечает и соответственная последовательность в развитии трещиноватости. Здесь нет необходимости, из-за отсутствия достаточно определенных данных, останавливаться сколько-нибудь подробно на этом вопросе. Следует лишь упомянуть, что наиболее ранними, очевидно, являются трещины широтной системы отдельности и более поздними — зоны дробления, как секущие, так и пластовые. Развитие последних скорее всего происходило более или менее одновременно, так как минерализация их по существу одинакова.

В заключение обзора Бургавлийского месторождения несколько слов следует сказать о его генетическом типе и о положении среди других минерализованных зон дробления района.

С первого взгляда может показаться, что, например, основная масса руд прожилковой формации является типичным пневматолитовым образованием.

В самом деле, валовой минералогический состав этих руд определяется такими минералами, как кварц, полевой шпат, касситерит, мусковит, шеелит, флюорит, берилл и т. п., характерными в своей совокупности для пневматолитовых месторождений. Однако против отнесения руд прожилковой формации к пневматолитам говорит целый ряд особенностей этих руд, как-то: характер изменений боковых пород; адуляровый тип полевого шпата, являющегося одним из ранних минералов в прожилковых рудах; характер касситерита, несущего многие типичные особенности термальной разновидности этого минерала; характер берилла, ничтожное его количественное развитие в рудах, равно как и шеелита, и т. п. Нам кажется поэтому, что больше оснований относить прожилковые руды к своеобразным гипотермальным образованиям. Все же месторождение, за исключением аксинитовых рудных тел и некоторых пластовых импрегнаций, следует считать возникшим в течение гипо- и мезотермальных стадий процесса, быть может, даже с переходом к эпитермальным в специфически пирито-галенитово-кальцитовых рудах.

Что же касается положения Бургавлийского месторождения в группе минерализованных зон дробления Яна-Адычанского района, то несомненно, что налицо ряд серьезных отличий. Слабая роль турмалина и хлорита, широкое развитие адуляра и, наконец, ясное преобладание серицитизации над хлоритизацией и другие особенности выделяют Бургавлийское месторождение среди других представителей группы минерализованных зон дробления. Вместе с тем, наблюдаются и большие аналогии, особенно яркие в более поздних стадиях процесса, начиная с момента отложения пирротина.

С чем связаны отличия Бургавлийского месторождения от обычного типа, еще не ясно. Как деталь можно указать на роль прослоев известковистых песчаников, связавших значительную часть бора в виде аксинита и тем самым исключивших возможность широкого развития турмалина. Но в то же время непонятно, с чем связано слабое проявление хлорита и богатство калиевыми минералами, говорящее как будто бы о специфически щелочном характере растворов ранних стадий. Быть может, немаловажной причиной послужило богатство полевошпатовым материалом боковых пород.

#### 4. Хаттынахское месторождение

В отличие от остальных минерализованных зон дробления, рудные тела Хаттынахского месторождения залегают непосредственно в гранодиорите, в его эндоконтактной части. Другим отличием является форма рудных тел, представляющих часто настоящие трещинные жилы, небольшой мощности и длины. Подобных жил по элювиальным и делювиальным высыпкам обнаружено свыше 20 на площади в несколько квадратных километров. Об условиях залегания их, форме и размерах точных данных нет, так как ни одна из жил в коренных обнажениях не наблюдалась, а выработок проведено не было.

Минералогический состав руд, по результатам исследования единичных штуфов, сравнительно прост и может быть выражен в следующем виде (см. табл. 14).

В целом ряде жил состав руд определяется только кварцем, хлоритом и касситеритом, и в общем не подлежит сомнению, что Хаттынахское месторождение является типичным представителем группы малосульфидных касситерито-хлоритово-кварцевых образований.

Текстуры руд в различных жилах и даже в различных участках одних и тех же жил несколько отличны. В одних случаях совершенно очевидно, что рудный минерал отложен путем заполнения трещинных полостей, почти свободных от обломков боковых пород, причем руды имеют массивную текстуру. В других случаях столь же очевидно отложение руд в трещинах, первично заполненных дробленным гранодиоритом, в связи

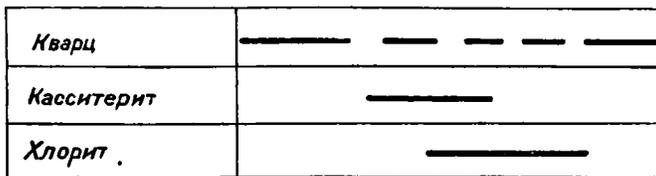
**Минералогический состав руд Хаттынахского месторождения**

Главные	Второстепенные	Третьестепенные и редкие
Кварц Хлорит (афросидерит)	Касситерит Мусковит — серицит Турмалин	Арсенопирит Сфалерит Пирит Галенит Ортоклаз Халькопирит Пирротин Апатит Рутил Анаказ Стильбит (?)

Примечания: 1. В каждой колонке минералы расположены в порядке убывающего количественного распространения.

2. Анализ (неполный) хаттынахского хлорита приведен выше на стр 32; там же отмечено, что, быть может, правильнее считать этот хлорит не за афросидерит, а за дафнит.

с чем текстура рудного материала типичная брекчиевидная. Характерно, что в рудах подобной текстуры количество хлорита гораздо более значительно, чем в рудах массивной текстуры, что, естественно, объясняется тем,



Фиг. 7. Схема парагенезиса главных минералов Хаттынахского месторождения.

что главная масса хлорита развивается за счет переработки материала боковой породы.

Гранодиорит, вмещающий рудные жилы, несет резкие изменения, проявляющиеся в хлоритизации биотита, серицитизации (часто мусковитизации) полевых шпатов и некотором окварцевании. Как обычно, изменения эти достигают наибольшей интенсивности в непосредственном соседстве с жилами, где гранодиорит целиком превращен в серицито-хлоритово-кварцевые породы, иногда же в мусковито-хлоритово-кварцевые и турмалиново-кварцевые. Мощность подобных пород, как правило, незначительна, и чаще всего интенсивному изменению подвергаются лишь узкие околосильные зоны гранодиорита мощностью всего в десятки сантиметров. Характерно, что, по имеющимся данным, правда, еще очень скудным, касситерит в околосильных породах вовсе почти не встречается.

Парагенетические соотношения выяснены более или менее определенно только для кварца, хлорита и касситерита и могут быть представлены в виде схемы, изображенной на фиг. 7. Для иллюстрации этой схемы уместно привести следующие, изредка наблюдавшиеся соотношения.

1. Кварц в крупных, сравнительно хорошо образованных кристаллах цементируется хлоритом с касситеритом, причем последний показывает определенное тяготение к самим граням кристаллов кварца и в меньшей мере распределяется в массе хлорита.

2. Зонально построенные кристаллы кварца показывают такую последовательную смену зон: внутренние зоны — чистый кварц, содержащий только газово-жидкие включения; далее следуют зоны кварца, богатые включениями хлорита и касситерита; еще далее идут самые внешние зоны, почти свободные от включений касситерита и хлорита.

В отношении других минералов сколько-нибудь определенные данные отсутствуют. Есть основания, однако, считать, что, например, турмалин и арсенопирит занимают в парагенезисе Хаттынаха примерно то же положение, как и на Эге-Хая, и что остальные сульфиды — пирит, сфалерит, халькопирит, галенит — отложились значительно позже главной массы кварца, касситерита и хлорита. Другими словами, намечается значительная аналогия, по крайней мере в основных линиях парагенезиса, между Эге-Хая и Хаттынахом. Малосульфидность последнего, возможно, обусловлена лишь тем обстоятельством, что хаттынахские трещины были почти окончательно зацементированы ранними порциями растворов и в дальнейшем, в период восхождения поздних растворов, не претерпели перетекания.

### **Б. Арга-Ыннахская группа месторождений**

В экзоконтакте Арга-Ыннахской интрузии и преимущественно в восточной его части широкое распространение имеют грейзенизированные дайки микрогранитов и гранит-порфиров. Реже они встречаются в пределах самой интрузии. Насколько широко распространены здесь явления грейзенизации, показывает тот факт, что к осени 1938 г. оловоносные дайки были встречены более чем в 30 пунктах (на фиг. 2. показаны лишь месторождения, открытые к осени 1937 г.). Количество же не оловоносных грейзенизированных даек, несомненно, гораздо более значительно.

Грейзенизация выражается в развитии в жильных породах мусковита, альбита, турмалина, топаза, фосфатов типа амблигонита, апатита и в окварцевании. Более редко в них встречаются также касситерит, арсенопирит, пирит, сфалерит, молибденит, гранат и как большая редкость лазулит. Касситерит обычно приурочен к наиболее сильно грейзенизированным разностям и местами дает значительные концентрации в мусковито-альбитово-кварцевых и мусковито-топазово-кварцевых грейзенах. Как правило, содержание олова невысокое и, главное, крайне неравномерное. Варируют в широких пределах и мощность и длина даек, отдельные же из них достигают длины в 500 м и более, при мощности в 0.5—1.5 м.

Своеобразной особенностью арга-ыннахских грейзенов является их обычная тонкозернистость. В частности, характерно, что касситерит по преимуществу встречается в очень мелких зернах, чаще всего размером в десятые доли миллиметра или 1.0—2.0 мм.

Далеко еще не ясно, все ли оловоносные грейзены Арга-Ыннаха связаны с дайками асхистовых пород. Вполне возможно, что среди них немало и грейзенизированных аплит-пегматитов. За это, во всяком случае, говорит характер грейзенов, более близких по своему минералогическому составу к обычным пегматитовым грейzenам.

### **В. Чалбынская группа месторождений**

Все четыре Чалбынские месторождения — I, II, III, IV — являются типичными представителями касситеритово-кварцевой формации и все они, что характерно, связаны с интрузиями нормального биотитового гранита. Каждое из месторождений заключает свиту коротких жил различной мощности — от нескольких сантиметров до 1—2 м, залегающих в эндоконтактных частях гранитных интрузий. Жилы чаще кварцевые, реже ортоклазово-кварцевые. Помимо этих преобладающих минералов,

в состав жил входят сильно железистый турмалин, мусковит, касситерит, вольфрамит, арсенопирит, апатит. Совсем редки — альбит, халькопирит.

Гранит, вмещающий жилы, резко грейзенизирован, иногда на больших по мощности участках. В отдельных случаях грейзенизация наблюдается и вне прямой связи с рудными жилами. Состав грейзена обычный: главные минералы — кварц, мусковит, турмалин; подчиненные и редкие — альбит, апатит, арсенопирит, касситерит, пирротин, халькопирит.

Структура рудного материала, характер отдельных минералов, концентрация и характер распределения касситерита и вольфрамита в жилах — эти и другие особенности чалбынских жил ничем не отличаются от соответственных особенностей типичных месторождений касситеритово-кварцевой формации. Стоит упомянуть лишь об ортоклазе, в отдельных случаях имеющем широкое развитие в рудах. Ортоклаз этот представлен бедной натрием разностью: соотношение  $K_2O$  и  $Na_2O$  по анализу определяется, как 14.20 : 0.72, и, кроме того, совершенно определенно является одним из наиболее поздних минералов: он отлагается позднее альбита, кварца, касситерита и турмалина. Таким образом, ни в каком случае не приходится говорить об ортоклазово-кварцевых жилах Чалбы как о пегматоидных образованиях.

Парагенезис чалбынских руд разработан еще очень слабо, и лишь ориентировочно можно наметить такую последовательность: альбит; кварц; турмалин с касситеритом, арсенопиритом, вольфрамитом и мусковитом; ортоклаз; халькопирит. Кварц, как и всегда, сильно перекрывает периоды отложения почти всех других минералов.

## У. НЕКОТОРЫЕ ЗАКЛЮЧЕНИЯ И ВЫВОДЫ

В этой главе будет рассмотрена только наиболее распространенная, наиболее важная группа рудных проявлений района — группа минерализованных зон дробления и связанные с ними жилы. Касситеритово-кварцевые месторождения Чалбы и грейзены Арга-Ыннаха здесь не рассматриваются в силу ряда причин: чалбынские потому, что они представляют достаточно хорошо известный, можно сказать стандартный, тип и, кроме того, связаны с особыми интрузиями, отличными от тех, к которым приурочены минерализованные зоны дробления, отличными как по составу, так, возможно, и по возрасту; арга-ыннахские же грейзены исключаются из рассмотрения как из-за полной почти неизученности самих грейзенов, так в особенности из-за отсутствия каких-либо данных о характере их взаимоотношений с минерализованными зонами дробления.

Рассмотрение группы минерализованных зон дробления и связанных с ними жил будет произведено по следующим трем разделам.

1. Общий характер рудного процесса.
2. Распространенность яна-адычанского типа оловянных месторождений в других районах.
3. Положение Яна-Адычанских месторождений в схеме классификации оловорудных проявлений.

### 1. Общий характер рудного процесса

Большинство рудных месторождений района весьма приближенно можно рассматривать как различные производные единого многостадийного рудного процесса, проявившегося, в связи с крайним единообразием геологических условий, более или менее одинаково по всей территории района. С этой точки зрения различия, наблюдаемые между отдельными месторождениями, в основном следует приписать тому, что в одних месторождениях хорошо выражены более ранние стадии рудного процесса

и плохо выражены или вовсе отсутствуют средние и поздние, в других выражены только средние и поздние, в третьих — только поздние и т. д. Таким образом, беря всю совокупность месторождений и отвлекаясь от деталей, можно как бы из отдельных кусков единого целого восстановить полную картину рудного процесса, типичного для всего района.

Решение этой задачи — дело будущего, дело того времени, когда будут сколько-нибудь подробно изучены многочисленные месторождения района. Сейчас же, в самой грубой схеме, можно попытаться наметить лишь главнейшие этапы рудоотложения и лишь для месторождений, объединяемых в группу так называемых минерализованных зон дробления.

Уже на примере Алыс-Хайского месторождения было показано, что формирование рудных тел можно разбить по характерным ассоциациям минералов на следующие стадии:

а) кварцево-турмалиновую (турмалин сильно железистый) с крайне редкими сульфидами и касситеритом;

б) турмалиново-кварцевую (турмалин умеренно и слабо железистый) с арсенопиритом, касситеритом и хлоритом;

в) пирротиновую с халькопиритом, сфалеритом, сидеритом, серицитом, хлоритом, кварцем и т. п.;

г) сидеритовую с пиритом, халькопиритом, сфалеритом, кварцем и т. п.

В Эге-Хайском месторождении как будто бы полностью выпадает стадия «а», но зато более разнообразно проявляются все последующие, а именно:

б) турмалиново-кварцевая (турмалин слабо железистый) с касситеритом и арсенопиритом;

б<sup>1</sup>) хлоритово-кварцевая с турмалином, касситеритом и арсенопиритом, как бы составляющая естественное продолжение предыдущей стадии;

в) пирротиновая со всеми обычными минералами этой стадии;

г) сидеритовая с пирротином, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, галенитом и кварцем, хорошо проявленная в некоторых побочных рудных телах.

В Хатгынахском же месторождении наиболее яркое выражение имеет лишь одна стадия, отвечающая хлоритово-кварцевой стадии Эге-Хая. Наконец, в Бургавлийском, при чрезвычайно оригинальном выражении ранних стадий, представленных аксинитовыми и адулярово-кварцевыми рудами с касситеритом, арсенопиритом и другими, последующие стадии — пирротиновая и сидеритово-кальцитовая — несут уже все типичные особенности, характерные для соответствующих стадий других месторождений.

На основании этого сопоставления можно вообще высказать предположение, что в большинстве минерализованных зон дробления района мы встретимся с теми или иными проявлениями рудного процесса, распадающегося на такие последовательные стадии:

а) кварцево-турмалиновую (турмалин сильно железистый) с ничтожным проявлением сульфидов и касситерита;

б) турмалиново-хлоритово-кварцевую (турмалин умеренно или слабо железистый) с касситеритом и арсенопиритом;

в) сульфидную с преимущественным развитием пирротина;

г) карбонатную, иногда кварцево-карбонатную, с поздними сульфидами и т. п.

Преимущественное проявление отдельных стадий или групп их зависит от ряда причин и, в первую очередь, от положения месторождения в отношении металлоносного очага и от характера развития данной зоны дробления как в дорудное время, так и в особенности в течение самого процесса рудоотложения. Как уже неоднократно указывалось, первич-

но заданная система трещин в пределах данной зоны дробления в дальнейшем, уже в период рудоотложения, могла неоднократно подновляться и перестраиваться. Трещины, зацементированные ранними порциями растворов, в одних зонах могли вновь переоткрываться и заполняться продуктами более поздних растворов, в то время как в других подобного переоткрытия могло и не происходить и все оруденение ограничивалось лишь продуктами более ранних стадий. Отдельные зоны дробления вообще возникали лишь к моменту восхождения поздних растворов, вследствие чего в них, очевидно, не могло развиваться оруденение, характерное для ранних стадий. Таким образом, даже при одинаковом положении в отношении металлоносного очага могли возникать большие различия в характере минерализации отдельных месторождений.

Указанные причины, разумеется, далеко не исчерпывают всех тех факторов, какие обуславливают индивидуальный характер отдельных месторождений. Различный состав вмещающих пород и несомненные, но не уловленные еще различия в характере металлоносных интрузий и другие причины вместе с вышеуказанными могут вызвать значительные отклонения от того среднего «суммированного» типа, какой был представлен выше.

Если теперь принять во внимание в основном лишь элементы, фиксированные в тех или иных минералах всех выше перечисленных четырех стадий типичного рудного процесса, то можно нарисовать следующую гипотетическую историю рудоотложения.

В течение первой стадии, вдоль зон дробления, а иногда вне видимой связи с ними, в песчанико-сланцевые породы поступают растворы, содержащие много  $\text{SiO}_2$ , В,  $\text{H}_2\text{O}$ , немало Fe и совершенно ничтожные количества серы и олова. Из этих растворов, преимущественно путем метасоматоза, в песчаниках и сланцах отлагаются кварц и сильно железистый турмалин.

В дальнейшем состав растворов несколько меняется. Усиливается роль железа, олова и отчасти серы, появляется мышьяк, несколько понижается значение бора. Отложение новых минералов идет не только путем метасоматоза, но и путем отложения в полостях трещин и трещинок. Возникают типичные минералы второй стадии — арсенопирит, касситерит, железистый хлорит, умеренно или слабо железистый турмалин и продолжают отлагаться большие количества кварца. Хлорит образуется в особенности широко в конце этой стадии. Именно во вторую стадию, и это следует резко подчеркнуть, выносятся и отлагаются главные массы олова, заключенные в Яна-Адычанских месторождениях.

В еще более позднее время, в связи с прогрессирующим изменением состава растворов, все более и более обогащающихся серой и халькофильными элементами и совершенно почти теряющих бор, олово и мышьяк, отлагаются главные массы пирротина и других сульфидов. Характерно, что продукты этой специфически сульфидной (третьей) стадии отлагаются преимущественно путем заполнения полостей.

И, наконец, в самую позднюю стадию (четвертую) растворы претерпевают дальнейшее изменение в сторону обогащения их углекислотой и обеднения серой. Образуются сидеритовые и кварцево-кальцитовые руды, сопровождаемые пиритом и поздними сульфидами. Отложение минералов происходит почти исключительно путем заполнения полостей.

В нарисованной гипотетической схеме заслуживают быть отмеченными следующие особенности. Кремнезем и железо проходят почти через весь процесс, причем формы фиксации железа меняются в зависимости от тех летучих, какие преобладают в течение отдельных стадий процесса. Сначала это преимущественно сильно железистый турмалин, далее — умеренно и слабо железистый турмалин, хлорит и арсенопирит, затем — пирротин, халькопирит и, наконец, сидерит.

Олово, как уже отмечалось, преимущественно приурочено ко второй стадии, и главная часть его отлагается до основной массы сульфидов. Частично проявляется оно и в первой и в особенности в третьей стадии, но в совершенно подчиненных, а часто и в вовсе ничтожных количествах, по сравнению со второй стадией.

Вполне последовательно с падением температуры и изменением в составе летучих (бор — сера — углекислота) меняется активность растворов, в частности способность их к замещению песчаников и сланцев. Сначала рудный материал отлагается почти целиком метасоматически, в конце — почти целиком путем заполнения полостей. В этом отношении заслуживает быть упомянутым своеобразное, если можно так выразиться, поведение касситерита. Последний по преимуществу, а иногда и исключительно, образуется лишь вдоль трещин и трещинок и, как правило, «не идет в породу». Эта «неспособность» касситерита к метасоматозу в особенности характерна для типичных руд второй стадии. И, например, в алысхайских и киргилыхских рудах, в которых часть касситерита отложена на рубеже первой и второй стадии, неспособность его к метасоматозу проявлена менее четко.

Указанная особенность в развитии касситерита, возможно, бросает некоторый свет на характер рудного процесса в течение второй стадии. Здесь следует напомнить, что в грейзенах и в ряде типичных пневматолитовых месторождений касситерит сравнительно охотно замещает минералы боковых пород и в особенности различные полевые шпаты. В нашем случае можно было бы сказать, что неспособность касситерита к метасоматозу обусловлена характером вмещающих пород и что если бы вместо сланцев был, например, гранит, то явления метасоматоза имели бы место.

Против такого предположения говорят, однако, наблюдения в Хатынахском месторождении, в котором руды развиваются в гранодиорите. Здесь, несмотря на сильнейшую переработку приазальбандовых участков вмещающей породы, касситерит как будто бы строго придерживается трещин и не дает вкрайленности в гранодиорите.

В связи с этой неспособностью к метасоматозу касситерита второй стадии, можно высказать предположение, чисто, правда, спекулятивное, о сравнительно малой подвижности того соединения, в виде которого выносилась главная масса олова. Но если бы это был газ, то вряд ли касситерит показывал ту неспособность к метасоматозу, какая в действительности наблюдается. Развивая дальше эту мысль и принимая во внимание характер сопровождающих касситерит минералов, нельзя не притти к предположению, что процесс отложения касситерита, да и вообще вся вторая стадия носили скорее чисто термальный характер, а не пневматолитовый. В самом деле, турмалин второй стадии имеет специфический облик и состав, характерные для высокотемпературных термальных образований. Сам касситерит по своему облику, характеру примесей, размеру зерен и т. п. также более типичен для чисто термальных образований, чем для пневматолитовых. Наконец, во второй стадии широкое развитие нередко получает хлорит.

Все это вместе взятое позволяет считать, что, начиная уже со второй стадии, растворы, проникавшие вдоль зон дробления и обусловившие их оруденение, имели характер жидких растворов, богатых, правда, растворенными в жидкости газовыми соединениями. Первая же стадия рудного процесса скорее всего должна быть рассматриваема как пневматолитовая.

Соответственно со всем сказанным, процесс минерализации яна-адычанских зон дробления, взятый в целом, может быть подразделен на пневматолитовую стадию, отвечающую выделенной выше стадии «а», гипотермальную, отвечающую стадии «б», и мезотермальную — стадии «в» и «г». Нелишним будет подчеркнуть еще раз, что касситерит, захватывая ча-

стично и пневматолитовую и мезотермальную стадии, в главной своей массе отложен был в гипотермальной стадии процесса, более или менее одновременно с арсенопиритом, но раньше всех остальных сульфидов. Иначе говоря, касситерит приурочен лишь к определенной стадии продолжительного рудного процесса. Эта особенность может быть широко использована в дальнейшем для оценки различных месторождений группы минерализованных зон дробления.

Без лишних слов понятно, что минерализованные зоны дробления с ярко выраженной пневматолитовой стадией процесса или, наоборот, мезотермальной, будут или слабо оловоносны, или даже вовсе не оловоносны, и, например, если мы встречаем зону дробления или жилу, в которой хлорит или пирротин является наиболее ранним минералом, то есть много оснований считать подобные рудные тела мало перспективными в отношении олова.

## 2. Распространенность яна-адычанского типа оловянных месторождений в других районах

При решении вопроса, поставленного в заголовке, прежде всего следует выделить типичные особенности яна-адычанских оловорудных проявлений.

Эти особенности на основании всего материала предыдущих глав могут быть представлены в таком виде.

Касситерит развивается в ассоциации с более или менее одновременными кварцем, умеренно или слабо железистым турмалином, сильно железистым хлоритом и арсенопиритом. Из перечисленных минералов весьма нередко турмалин или хлорит отсутствует в рудах или развивается в незначительных количествах, но почти всегда один из них имеет в рудах достаточно широкое распространение. Иначе говоря, турмалин и хлорит взаимно заменяют друг друга. Большим колебаниям подвержено и количество арсенопирита, включительно до полного его отсутствия, что, правда, бывает очень редко. К указанной ассоциации в отдельных и вообще частных случаях могут добавляться, с одной стороны, более высокотемпературные, более ранние образования, преимущественно представленные кварцем и сильно железистым турмалином, а с другой, — более низкотемпературные, более поздние, преимущественно представленные пирротином с обычными его спутниками — халькопиритом, сфалеритом, сидеритом, галенитом, хлоритом, кальцитом и т. п. В общем же в составе руд почти всегда серьезное участие принимают те или иные сильно железистые минералы, и эту особенность следует считать характерной для яна-адычанских руд.

Изменения боковых пород специфичны и обычно выражаются в интенсивной турмалинизации и хлоритизации, сопровождаемых более умеренно проявленными окварцеванием и серицитизацией (иногда мусковитизацией). Как обычно, турмалинизация и хлоритизация могут проявляться и совместно и порознь, взаимно заменяя одна другую.

Структура рудного агрегата по преимуществу тонкозернистая, часто до очень тонкозернистой. Текстуры разнообразны, но особенно типичны брекчиевидные. Связаны месторождения генетически с гранитными интрузиями колеблющегося состава, но в среднем близкими к гранодиоритам. Залегают чаще всего в экзоконтакте или непосредственно у внешней его границы, в песчаниково-сланцевых породах. Реже оруденение развивается в эндоконтакте самих интрузий.

Как видно, перечисленные особенности яна-адычанского типа оловорудных месторождений довольно специфичны. Приняв эти особенности и, главным образом, минералогический состав и характер изменений боковых пород за основные критерии, попробуем теперь выяснить вопрос, насколько широко подобный тип оловянного оруденения распространен

в других районах. И прежде всего рассмотрим сам Верхоянско-Колымский рудный пояс, в который, как часть в целом, входит Яна-Адычанский район.

В Верхне-Колымском районе, являющемся юго-восточным продолжением Яна-Адычанского, рассматриваемый тип сравнительно редок, что, возможно, связано с характером рудоносных интрузий, по преимуществу представленных нормальными гранитами. Фактически до сих пор здесь известно только два месторождения — ключ Кинжал и ключ Лазо, очень близких к Яна-Адычанским. Оба эти месторождения заключают кварцево-турмалиновые руды с касситеритом, арсенопиритом, пиритом, пирротином и другими сульфидами, чрезвычайно близкие как по составу, так и по другим особенностям к алыс-хайским рудам Яна-Адычанского района.

В Западно-Верхоянском районе два оловянных месторождения, только и известные здесь в настоящее время — Имтанджинское и Бочийское, оба весьма близки к среднему яна-адычанскому типу. В особенности же большие аналогии показывает Имтанджинское месторождение, руды которого часто просто не отличимы от эге-хайских. За исключением слабого развития турмалина в рудах и большего богатства их галенитом, эти имтанджинские руды по составу, парагенезису, структуре и текстуре полностью почти повторяют эге-хайские. Характерно, что и Имтанджинское и Бочийское месторождения связаны с гранодиоритовой интрузией.

Особенно же широкое распространение яна-адычанский тип имеет в Чаунском районе, расположенном предположительно на восточном продолжении Верхоянско-Колымского пояса. В этом районе довольно частым типом месторождений являются специфически кварцево-турмалиновые, а иногда хлоритово-кварцевые, с касситеритом и арсенопиритом и с умеренным, а часто и просто скудным развитием пирротина и других поздних сульфидов. Бедность сульфидами в основном и составляет главное отличие Чаунских месторождений от Яна-Адычанских. Отличие это, в связи с тем, что сказано в начале этого раздела, не имеет существенного значения: оно обусловлено, очевидно, слабым проявлением здесь поздних стадий процесса, в основном уже послекасситеритовых. Стоит вспомнить, кстати, описанное выше Хаттынахское месторождение, в котором поздние стадии также вовсе почти не проявлены. Главная же или, вернее, наиболее важная для нас стадия (вторая и частью первая, по нашей терминологии) проявлена в Чаунском районе примерно так же, как и в Яна-Адычанском. Соответственно с этим, общий характер чаунских руд, железистость их состава, характер отдельных минералов, структура, текстура, изменения боковых пород — все это во многих отношениях близко к тому, что наблюдается в яна-адычанских рудах. Интересно, что рудоносными интрузиями Чаунского района, помимо нормальных гранитов, нередко являются гибридизированные породы ряда гранит—гранодиорит, близко напоминающие интрузии Яна-Адычанского района.

Таким образом, можно сказать, что яна-адычанский тип пользуется относительно широким распространением на территории Верхоянско-Колымского пояса, включая в последний и его предполагаемое продолжение на восток. Фактически представители этого типа не встречены только в Амгумском (Чукотском) районе, но здесь исследования только еще начинаются, и пока открыто всего лишь несколько месторождений. Из остальных четырех районов в трех — Чаунском, Яна-Адычанском и Западно-Верхоянском (в котором известно только два оловянных месторождения) — тип этот пользуется региональным распространением и лишь в одном, а именно в Верхне-Колымском, совершенно ограниченным (по крайней мере, при имеющихся данных). Замечательно и заслуживает быть подчеркнутым еще раз, что в трех районах регионального распространения яна-адычанского типа рудоносные интрузии представлены породами ряда гранит—гранодиорит и нередко гранодиоритами.

В других районах СССР яна-адычанский тип в своем характерном выражении обнаружен пока только в Восточном Забайкалье и притом всего в трех случаях, а именно на Хапчеранге, Тарбальджее и на Шерловой горе.

Первое из этих месторождений близко к Имтанджинскому и Эге-Хайскому, отличаясь от них, в особенности от последнего, лишь полным отсутствием турмалина. От Эге-Хайского оно отличается также богатством арсенопиритом отдельных из своих жил. Во всех же других отношениях наблюдается большое и часто поразительное сходство. В особенности напоминают имтанджинские и эге-хайские руды касситеритово-кварцевые и касситерито-хлорито-пирротиново-кварцевые руды Смирновской и Александринской жил Хапчерангинского месторождения, от которых они, в сущности, не отличимы. Полное отсутствие бора в хапчерангинских рудах и поразительные аналогии их с рудами месторождений, богатых бором, позволяют предполагать, что бора, столь частый спутник олова в рассматриваемых месторождениях, не играет серьезной роли в переносе олова.

На Тарбальджее яна-адычанский тип проявлен лишь в особой фации руд этого месторождения, подчиненных так называемым хлоритизированным зонам. В последних руды, состоящие в основном из афросидерита, кварца и касситерита, полностью повторяют в своих свойствах соответственные руды Яна-Адычанского района.

Наконец, месторождение Большой сопки (Шерловая гора) близко напоминает, с некоторыми, правда, вариациями, специфически турмалиновые месторождения Верхоянско-Колымского пояса, такие, как Алыс-Хая Яна-Адычанского района и в особенности ключ Кинжал и ключ Лазо Верхне-Колымского.

В отличие, однако, от Яна-Адычанского района, все три забайкальских месторождения скорее всего генетически связаны с более или менее нормальными гранитами. Следует заметить только, что характеристика материнских интрузий и в случае Хапчеранги и в случае Большой сопки произведена лишь по единичным, ничтожным по площади выхода куполам и не может считаться вполне определенной. На Тарбальджее вопрос о материнской интрузии еще не ясен и решается обычно лишь по аналогии с Хапчерангой.

Переходя теперь к иностранным месторождениям, следует прежде всего обратиться к Боливийской оловорудной провинции. В последней Ф. Альфельд (Ahlfeld, 1932) выделяет два участка — северный, ограничиваемый с юга примерно широтой Unica Llallagua, и южный, охватывающий всю остальную часть провинции. В северном участке, по Альфельду, развит так называемый «нормальный» тип оловорудных месторождений, территориально и генетически связанный с большими и малыми выходами гранодиоритов третичного возраста. В южном же широкое распространение имеет «аномальный» тип месторождений, специфически боливийский, тот самый, который всем хорошо известен по литературе. Это резко телескопированные месторождения, часто богатые серебром, богатые сульфидами и в том числе разнообразными сульфосолями и т. п. На территории их развития массивные интрузивные породы отсутствуют, но зато широкое распространение получают кислые экструзивные породы, являющиеся как бы приповерхностными представителями залегающих глубже интрузивных масс, возможно аналогичных северным гранодиоритам.

Для нас южные «аномальные» месторождения в данном случае не имеют интереса. Месторождения эти, очевидно, резко отличны от Яна-Адычанских. В противоположность этому, северные — «нормальные» — месторождения показывают целый ряд аналогий с Яна-Адычанскими. Многие из них в качестве главных или, во всяком случае, достаточно распространенных минералов, на ряду с кварцем, несут турмалин, хлорит, пирротин.

Около многих из них наблюдаются те же характерные изменения боковых пород, какие отмечались выше и для Яна-Адычанских. Правда, состав этих месторождений, как правило, пестрее, чем у Яна-Адычанских, в частности нередки висмутовые минералы, но все же признаки большого сходства остаются бесспорными.

Известные черты сходства с Яна-Адычанскими показывают затем некоторые месторождения Корнуолла, в особенности же месторождение East Pool Mine, сравнительно в недавнее время описанное Броуном (Brown, 1934). Здесь, помимо столь характерной для корнуолских месторождений турмалинизации, местами интенсивное развитие получает хлоритизация. Последнюю Броун, в согласии с обычными правилами, считает показателем наличия термальной стадии и, в частности, выделяет «термальный касситерит». И вот эти-то «термальные» оловянные руды показывают особенно большое сходство с некоторыми из Яна-Адычанских. Интрузии, с которыми связывается оловянное оруденение в Корнуолле, как известно, относятся к ряду нормальных гранитов.

Немало месторождений, более или менее близких к Яна-Адычанским, встречается и в Австралии. Так, богатые хлоритом, турмалином и сульфидами оловянные месторождения сравнительно широко развиты в Квинслэнде, Новом Южном Уэльсе и Тасмании. В одном из рудных участков Квинслэнда (Herberton district) выделяется даже специальная группа «chlorite - stone deposits» (Cissarz, 1928).

Приведенными примерами можно ограничиться, так как, по нашему мнению, их вполне достаточно для иллюстрации сравнительно широкой распространенности месторождений, близких по типу к Яна-Адычанским.

Следует только заметить в заключение, что наметившаяся в Верхоянско-Колымском поясе связь этого типа оловянного оруденения, в его региональном развитии, с более основными разностями гранитов находит свое подтверждение в Боливии. Что же касается Австралии, для отдельных районов которой также можно говорить о почти региональном развитии подобного типа оруденения, то здесь установить аналогичную закономерность не удастся. Имеющиеся данные о материнских интрузиях австралийских месторождений или указывают на нормальные граниты, или же страдают значительной неопределенностью.

### 3. Положение Яна-Адычанских месторождений в схеме классификации оловянных проявлений

На примере Яна-Адычанских месторождений легко показать, что предложенное одним из авторов этой статьи (Смирнов, 1937) деление всех оловянных месторождений на три группы (формации) — пегматитовую, касситеритово-кварцевую и касситеритово-сульфидную — нуждается в серьезной доработке, а возможно даже и в переработке. Наиболее важным недостатком ее является искусственная граница между касситеритово-кварцевой и касситеритово-сульфидной группами. Действительно, по существу основным критерием для отнесения «непегматитового» месторождения к той или иной группе служит количество сульфидов в рудах. Если их много, месторождение считается касситеритово-сульфидным, если мало или они вообще отсутствуют — касситеритово-кварцевым.

Применим этот критерий к некоторым из Яна-Адычанских месторождений и посмотрим, что из этого получится.

В Бургавийском месторождении на одной и той же территории встречаются малосульфидные адулярово-кварцевые руды с касситеритом и специфические сульфидные пирротиновые руды, также содержащие касситерит. Руды эти связаны самым тесным образом, часто переходят одни в другие, и в общем не подлежит никакому сомнению, что одни из них представляют продукты более ранних стадий, другие — более поздних одного и того же рудного процесса. Спрашивается теперь, к какой же

группе отнести Бургавийское месторождение — к касситеритово-кварцевой или к касситеритово-сульфидной?

Другим примером можно взять Хаттынахское месторождение. Руды последнего бессульфидны или малосульфидны, и месторождение, очевидно, должно быть отнесено к группе касситеритово-кварцевых. Между тем, хаттынахские руды весьма близки к эге-хайским и отличаются от них фактически только слабым развитием сульфидов. Эге-Хайское же месторождение по всем своим особенностям относится к типичным представителям касситеритово-сульфидной группы.

В связи со всем этим, очевидной становится необходимость пересмотра границ между касситеритово-кварцевой и касситеритово-сульфидной группами. И, в первую очередь, следует поставить вопрос, к какой из этих групп отнести сравнительно широко распространенные оловянные месторождения, бессульфидные или малосульфидные, богатые, помимо кварца, такими минералами, как турмалин и хлорит, часто показывающие переходы к специфически сульфидным месторождениям, обладающие обычно тонкозернистой структурой и в которых касситерит чаще всего отложен в термальную стадию процесса. Месторождения эти весьма нередко связаны с более основными разностями гранитов, застывавшими при этом в условиях не слишком больших глубин, т. е. развиваются примерно в тех же геологических условиях, в каких весьма часто проявляются типичные касситеритово-сульфидные месторождения.

В сущности, уже одно сделанное выше перечисление особенностей «спорных» месторождений дает ответ на поставленный выше вопрос. Очевидно, что месторождения эти следует отнести к группе касситеритово-сульфидных как особую разновидность последних.

Подобное решение, в свою очередь, вызывает ряд вопросов, как-то: вопрос о целесообразности названия — «касситеритово-сульфидная группа»; вопрос об объеме этой группы; вопрос о геолого-геохимических обоснованиях ее выделения. Решение всех этих вопросов не входит в задачи настоящей статьи, поэтому мы ограничимся здесь лишь некоторыми замечаниями по последним двум вопросам, замечаниями, имеющими целью уточнить положение Яна-Адычанских месторождений в несколько измененной классификации оловорудных проявлений.

Прежде всего коснемся вопроса об объеме модернизированной касситеритово-сульфидной группы.

Уже в своем прежнем составе группа эта включала несколько различных представителей. В самом деле, в эту группу в числе прочих включались такие месторождения, как Хапчеранга, Имтанджа, Эге-Хая, многие североболливийские и др., в парагенезисе руд которых касситерит занимал раннее место, будучи отложен более или менее одновременно с арсениопиритом или пиритом, но до всех остальных поздних сульфидов — пирротина, сфалерита, галенита и т. п. И именно с этими-то месторождениями и связаны тесно и часто дают переходы к ним выше упоминавшиеся малосульфидные или вовсе бессульфидные «спорные» месторождения турмалиново-кварцевого, турмалино-хлоритово-кварцевого и хлоритово-кварцевого состава. Парагенетическое положение касситерита в рудах этих месторождений чаще полностью совпадает с тем, какое только что было указано.

В то же время в касситеритово-сульфидную группу включались и такие месторождения, как, например, Синанчинское, Кулинское, многие из южноболливийских (аномальных) и др., в рудах которых касситерит был отложен более или менее одновременно с поздними сульфидами — сфалеритом, галенитом и т. п., и занимал, так сказать, ненормальное положение в парагенезисе, резко отличное от обычного.

И, наконец, в ту же группу входили оловоносные скарны, изученные еще крайне недостаточно, но в рудах которых, повидимому, касситерит чаще приурочен к более поздним стадиям, отлагаясь вместе с ранними

сульфидами. Иначе говоря, его парагенетическое положение скорее всего близко к положению касситерита в рудах типа Эге-Хая и т. п.

Таким образом, можно наметить следующие подгруппы в составе группы касситеритово-сульфидных месторождений в несколько расширенном ее понимании.

а) Оловоносные скарны, обычно богатые сульфидами.

б) Малосульфидные и, реже, вовсе бессульфидные месторождения, богатые железистыми силикатами, такими, как турмалин и хлорит, весьма часто дающие переходы к следующей подгруппе.

в) Сульфидные месторождения, часто богатые турмалином и хлоритом, в парагенезисе руд которых касситерит занимает нормальное положение, будучи отложен до главной массы сульфидов.

г) Сульфидные месторождения, обычно карбонатно-кварцевые, с ненормальным парагенетическим положением касситерита, отложенного вместе с главной массой сульфидов.

Взаимопереходы между тремя последними подгруппами очень часты. Так, тесная взаимосвязь между подгруппами «б» и «в» хорошо иллюстрируется Яна-Адычанскими и северноболливийскими месторождениями, связь же между подгруппами «в» и «г» прекрасно выражена в Боливии. Скарновая подгруппа, как всегда, занимает несколько изолированное положение. Что касается геологических и геохимических обоснований выделения группы касситеритово-сульфидных месторождений, то в этом отношении, при современном состоянии вопроса, что-нибудь вполне определенное сказать еще трудно.

Месторождения эти часто, но не всегда, связаны с несколько более основными разностями гранитов, и, возможно, этим объясняется в известной мере специфичность их состава, в частности богатство железом и серой. Многие из них, несомненно, образованы на сравнительно небольших глубинах, чем и обусловлена обычная тонкозернистость их руд и своеобразный парагенезис, в отдельных случаях (в подгруппе «г») носящий резко телескопированный характер. Во многих из них, если не в подавляющем большинстве, главная масса касситерита отложена была в термальные стадии процесса, причем в подгруппе «г» касситерит часто относится к мезотермальным образованиям, а иногда даже к эпитермальным.

В противоположность этому, представители группы касситеритово-кварцевых месторождений чаще всего связаны с нормальными или даже кислыми разностями гранитов, образованы обычно на более значительных глубинах, и касситерит в них, в главной своей массе, отложен был в пневматолитовую стадию. С этими геолого-геохимическими условиями образования касситеритово-кварцевых месторождений связаны многие их специфические особенности, в частности: нетелескопированный парагенезис, крупнозернистые структуры руд, маложелезистость состава. В последнем отношении, правда, некоторые грейзены касситеритово-кварцевой подгруппы, а именно грейзены, богатые цинвальдитом, и в особенности сидерофиллитом, показывают значительные отклонения от общего правила и приближаются к подгруппе «б» касситеритово-сульфидных месторождений.

Все изложенное выше позволяет более или менее определенно наметить классификационное положение Яна-Адычанских оловянных месторождений, подчиненных зонам дробления. Очевидно, что все эти месторождения должны быть отнесены к подгруппам «б» и «в» касситеритово-сульфидной группы. К подгруппе «в» принадлежат 13 месторождений из 18, перечисленных на стр. 7, а именно следующие: Киргиляхское, Безымянное I, Эге-Хайское, Костюбятское, Улахан-Эгеляхское, Хотон-Хайское, Бургавлийское, Красногорское, Уначеуликское, Кыргасское, Безымянное II, Алыс-Хайское, Хара-Тасское. Остальные пять — Эндогочийское, Хаярдахское, Туманнинское, Хаттынахское и Эверкенское — принадлежат к малосульфидной подгруппе, т. е. к подгруппе «б».

## ЛИТЕРАТУРА

- Б о л д ы р е в а А. М. К вопросу о зависимости морфологических, физических и химических свойств касситерита от его генезиса. Л., Фонды Всес. Геол. инст., 1937. Рукопись.
- Б о л д ы р е в а А. М. Зависимость морфологических, физических и химических свойств касситерита от его генезиса. В печати.
- Г о т м а н Я. Д. К вопросу о свойствах касситерита в связи с условиями его образования. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы. Отд. геол., 1938, 16, 130—160 и приведенная в этой статье литература.
- Л а р с е н Е. и Б е р м а н Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. Перевод под ред. проф. Д. С. Белянкина, 1932.
- П а д а л к а Г. Л. О геологическом строении Северо-восточной Якутии в связи с металлогенностью. Изв. Акад. Наук, геол. сер., 1939, № 5—6.
- П а д а л к а Г. Л. и Ч е р в я к о в а Н. Н. Оловоносные интрузии Северо-восточной Якутии. Л., Фонды Всес. Геол. инст., 1938. Рукопись.
- Р а д к е в и ч Е. А. Тарбальджейское оловорудное месторождение. В печати.
- С м и р н о в С. С. Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1937, 853—862.
- A h l f e l d F. Die Erzlagerstätten in der tertiären Magmaprovinz der bolivianischen Zentralanden. Neues Jb., Abt. A, 1932, 65, 285—446.
- B r o w n I. Lagerstättenliche und erzmikroskopische Untersuchung der Zinnerzgänge der East Pool-Mine bei Redruth in Cornwall. Neues Jb., Abt. A, 1934, 63, 299—336.
- C i s s a r z A. Uebergangslagerstätten innerhalb der intrusiv-magmatischen Abfolge. Neues Jb., Abt. A, 1928, 56, 99—274.
- D o e l t e r C. Handbuch der Mineralchemie. B. 4, Teil 2, 1929, 564.
- K a l b G. und K o c h L. Die Kristalltracht des Apatit und Beryll in minerogen. Cbl. Min., A, 1929, № 8, 267—271.
- L i n d g r e n W. Replacement in the Tin-Bearing Veins of Caracoles, Bolivia. Econ. Geol., 1926, 21, 135—144.
- W i n c h e l l A. N. Elements of optical Mineralogy, part 2, 1933, 303—304.

S. S. SMIRNOV

### A MINERALOGICAL OUTLINE OF THE YANA-ADYCHANIAN REGION

#### Summary

The paper presents a geological and mineralogical description of the Yana-Adychanian region which is one of the promising stanniferous regions of the Soviet Union.

The geology of the region is unusually simple. A sandstone-shale series of the Upper Triassic, crumpled into small folds of a predominant north-north-western strike, is broken by comparatively numerous but not large intrusions of granitoids of a varying composition, on the average corresponding to the composition of granodiorite. The distribution of granitoids over the area of the region shows a distinct regularity revealed in the fact that the intrusions are the most frequently located along the fractures of a north-eastern strike, cutting across the main folded structure (Fig. 2).

Spatially and genetically related to the intrusions of granitoids is a rather abundant but comparatively uniform mineralization, the most typical representatives of which are the so-called mineralized zones of crushing. The latter are subordinate to the same fractures to which the granitoid intrusions are confined. The major part of the paper deals with a description of the mineralized zones of crushing and, particularly, with their mineralogy.

It becomes evident that in the numerous deposits, which are representatives of the group of mineralized crushing zones, some or other stage of one single many-stage process, uniformly displayed nearly throughout the whole area of the region, are more or less distinctly pronounced. The following main stages of the ore-forming process may be established:

(a) Quartz-tourmaline stage (tourmaline highly ferruginous) with a very slight quantity of sulphides and cassiterite.

(b) Tourmaline-chlorite-quartz stage (tourmaline moderately or slightly ferruginous) with cassiterite and arsenopyrite.

(c) Sulphide stage with a predominant development of pyrrhotite, with subordinate sphalerite, chalcopyrite, stannite, pyrite, siderite, quartz, chlorite.

(d) Carbonate stage, sometimes quartz-carbonate, with late sulphides, such as pyrite, sphalerite, chalcopyrite, galena, etc.

The development of separate stages in some deposit or other depends on a number of causes, and in the first place on the position of the deposit with regard to the metalliferous center and on the nature of development of a given zone of crushing, both in the pre-ore time and particularly during the very process of ore-deposition. The primary set system of fissures within a given zone of crushing further on, already in the period of ore-deposition, could be repeatedly renewed and reconstructed. The fissures, cemented by the early portions of solutions, in some zones might be reopened and filled with products of later solutions, while in others such reopening might not have occurred and all the mineralization would be restricted to products of earlier stages. Separate zones of crushing generally would be formed only by the moment of the ascent of late solutions, as a consequence of which the mineralization characteristic of the early stages evidently could not develop within them. Thus, even with a similar position with respect to the metalliferous center, great differences might arise in the nature of mineralization of individual deposits.

The reasons presented above do not by far exhaust all the factors controlling the individual nature of separate deposits. The different composition of the enclosing rocks and the doubtless, though not yet ascertained, differences in the nature of the metalliferous intrusions, these and other reasons, along with those mentioned above may produce considerable deviations from the average «summed up» type which was presented above.

When characterizing the minerals of the primary ores particular attention is paid to chlorites widely developed in the Yana-Adychanian ores. It is shown that these chlorites are represented by highly ferruginous, low-magnesian varieties of the afrosiderite type. At the same time the wide development of analogous ferruginous chlorites is noted in the ores of many other tin deposits.

Comparatively complete is the characteristic of the oxidation zone of the Yana-Adychanian deposits. As a typical example, the oxidation zone of the Eghe-Khaiian deposit is described. In this the primary ore material, in the main represented by a sandstone-shale breccia, cemented and replaced by quartz, chlorite, tourmaline and pyrrhotite with other subordinate minerals, gives rise to the formation in the oxidation zone of very peculiar mineral formations, quite regularly replacing each other with depth. The schematic section of the Eghe-Khaiian oxidation zone is determined by such a series (in descending order):

- (a) Subzone of jarosite-limonite ores;
- (b) Subzone of fibroferrite ores;
- (c) Subzone of melanterite ores;
- (d) Subzone of marcasite ores.

And still deeper follow specifically pyrrhotite primary ores.

An analysis of the peculiarities of the oxidation zones of deposits located in near-polar regions, enables the general conclusion to be made that these zones, as a rule, are in early stages of development and are characterized by a specific accumulation of sulphate material.

In conclusion, a number of examples illustrates the wide development of the Yana-Adychanian type of tin deposits in other regions, both in the Soviet Union and in foreign countries. The frequent association of such de-

posits with more basic varieties of granitoids is noted. Finally, the position of the Yana-Adychanian deposits in the scheme of classification of tin-ore formation is established. The scope of the group of the so-called cassiterite-sulphide deposits is determined in a more detailed way than previously. The following composition of this group, in a somewhat widened sense, is suggested as follows: (a) stanniferous skarns, usually rich in sulphides. (b) Low-sulphide and less frequently quite sulphide-lessedeposits, rich in ferruginous silicates, such as tourmaline and chlorite, very often giving transitions to the next subgroup. (c) Sulphide deposits, frequently rich in tourmaline and chlorite, in the paragenesis of whose ores cassiterite occupies a normal position, being deposited before the bulk of the sulphides. (d) Sulphide deposits, usually carbonate-quartz ones, with an abnormal paragenetic position of cassiterite deposited together with the bulk of the sulphides.

With such a conception of the scope of the cassiterite-sulphide group, all the tin deposits of the Yana-Adychanian region, with the exception of the greisens of Arga-Ynnakh and the cassiterite-quartz veins of Chalba, fall under the subgroups b and c of the above scheme.

Я. Д. ГОТМАН

## ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КАССИТЕРИТА ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СССР

## ВВЕДЕНИЕ

В 1936 г. автором было начато изучение касситерита из различных месторождений олова в СССР. Целью исследований было установление отличительных особенностей, характеризующих касситериты оловорудных месторождений различного генезиса. Решение этой задачи должно было дать возможность по облику касситерита в оловоносной россыпи или в шликсе определять тип месторождения, являющегося источником данной россыпи или шликса, и тем самым облегчать поиски коренных месторождений олова.

Результаты химического, кристаллооптического и в некоторой степени кристаллографического исследования 18 образцов касситерита из различных по генезису месторождений СССР изложены в работе автора (Готман, 1938). В виду того, что дальнейшая работа по исследованию касситеритов в значительной мере определялась полученными ранее результатами, следует вкратце изложить те основные выводы, к которым привела предыдущая работа.

1. В области химического состава касситеритов было установлено, что касситериты пегматитовых жил содержат значительное количество, свыше 1.5%,  $(\text{Nb} + \text{Ta})_2\text{O}_5$  и заметное количество марганца, содержание которого достигает до нескольких десятых процента; вольфрам обнаруживается только спектроскопически. В касситеритах кварцевых и кварцево-полевошпатовых жил  $(\text{Nb} + \text{Ta})_2\text{O}_5$  содержится в меньших количествах — до десятых долей процента,  $\text{WO}_3$  здесь больше — до 0.3%. Отмеченное отклонение от этого правила для касситерита из Урунхайского месторождения, где содержание  $(\text{Nb} + \text{Ta})_2\text{O}_5 = 1.44\%$ , является недоразумением. Дело в том, что, как выяснилось впоследствии, этот образец касситерита был взят из пегматитовой жилы. Наконец, в касситеритах сульфиднокасситеритовых жил отмечено наличие ванадия и сурьмы; вольфрама здесь меньше, чем в касситеритах из кварцевых жил;  $(\text{Nb} + \text{Ta})_2\text{O}_5$  почти полностью отсутствует.

2. Кривые коэффициентов поглощения света в направлениях колебаний обыкновенного и необыкновенного лучей показывают, что наибольшие коэффициенты поглощения света в направлении колебаний необыкновенного луча отмечены для касситеритов пегматитовых жил, меньшие коэффициенты наблюдаются у касситеритов кварцевых и кварцево-полевошпатовых жил и наименьшие коэффициенты поглощения характеризуют касситериты сульфидно-касситеритовых жил. Вместе с тем уменьшается разница в коэффициентах поглощения света для направления колебаний обоих лучей, и кривые коэффициентов становятся параллельнее.

3. Кристаллы касситерита пегматитовых жил резко выделяются по своему габитусу. Они дипирамидальны с развитием преимущественно граней *s* и *e* и укорочены по оси *c*. Кристаллы касситеритов других типов оловорудных месторождений менее отличны друг от друга. Хотя грань *z* чаще появляется в касситеритах сульфидно-касситеритовых жил и чем ближе к этому типу, тем кристаллы несколько более удлинены по оси *c*, тем не менее габитус кристаллов во всех случаях остается призматическим, а различия между касситеритами кварцевых и кварцево-полевошпатовых жил и касситеритами сульфидно-касситеритовых жил выступают нерезко.

4. Можно отметить некоторые закономерные изменения в физических свойствах касситеритов. Так, величина кристаллов уменьшается от касситеритов из пегматитов до касситеритов сульфидно-касситеритовых жил. Блеск на поверхности граней изменяется в том же направлении, от тусклого до стеклянного; вместе с тем ослабевает окраска и касситерит становится более прозрачным. Характерный темнокоричневый, иногда с черноватым оттенком цвет порошка у касситеритов пегматитовых жил у других касситеритов переходит в желтый, светлосерый. Зональность, типичная для касситеритов кварцевых и кварцево-полевошпатовых жил, нередко наблюдается также в касситеритах пегматитовых жил и значительно слабее выражена в касситеритах сульфидно-касситеритовых жил, где окраска, наблюдаемая под микроскопом, чаще всего пятнистая. Двойники особенно часты в касситеритах кварцевых и кварцево-полевошпатовых жил, несколько реже в пегматитовых жилах и еще реже отмечаются для касситеритов сульфидно-касситеритовых жил.

5. В отношении ряда свойств совершенно не удастся наметить закономерных их изменений в связи с генезисом касситерита. К этим свойствам относятся: удельный вес, показатели преломления, величины двупреломления, содержание  $TiO_2$ ,  $ZrO_2$  и  $Fe_2O_3$ .

Кроме этих основных выводов, необходимо отметить, что в ряде случаев мы по многим свойствам имеем переходы от одного типа касситерита к другому. Это особенно относится к касситеритам кварцевых, кварцево-полевошпатовых и сульфидно-касситеритовых жил.

Учитывая изложенные результаты, мы наметили те исследования, которые необходимо было провести, чтобы различия между касситеритами разного генезиса выявились возможно резче. Такими исследованиями явились следующие.

1. Изучение химических, кристаллооптических и кристаллографических особенностей касситеритов в ряде дополнительных образцов.

2. Подробное спектроскопическое исследование возможно большего числа образцов касситерита разного генезиса.

3. Выяснение соотношения в содержаниях  $Nb_2O_5$  и  $Ta_2O_5$  в различных по генезису касситеритах.

4. Определение показателей преломления, величины двупреломления и ряда физических свойств.

5. Определение для ряда образцов касситерита кривых коэффициентов поглощения света в направлениях колебаний обыкновенного и необыкновенного лучей на разрезах, параллельных плоскости оптической оси.

Изложению результатов указанных исследований посвящена настоящая статья.

## 1. ХИМИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ КАССИТЕРИТОВ

Химические анализы в 1938—1939 гг. сделаны для тринадцати образцов касситерита, из которых к пегматитовым жилам относятся три образца, к кварцевым и кварцево-полевошпатовым — семь, к сульфидно-касситеритовым — два и, наконец, к деревянистому олову — один. Из них только два образца из Чердынского месторождения отобраны для

Химические анализы касситеритов из пегматитовых жил СССР

Название месторождения	Кара-Су <sup>1</sup>	Завитая <sup>1</sup>		Ново-Дурлуговское <sup>2</sup>	Чегем <sup>1</sup>	Билляги-Дон <sup>1</sup>	Урунхайское		Верхнее Баймурзин.
		Падь Слюдянка	Жила «Главная»				I образец <sup>1</sup>	II образец	
О кого получен образец	В. И. Крыжановского	Б. М. Косова		И. Г. Ченцова	П. С. Саакяна		Б. М. Косова	И. Г. Ченцова	М. Ф. Стрелкина
Окислы									
SiO <sub>2</sub> . . . . .	0.26	0.17	0.14	0.72	1.16	0.51	0.70	0.10	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0.19	0.14	0.10	0.30	0.53	0.38	—	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0.63	0.42	0.38	1.09	1.11	0.71	0.35	0.35	0.55
MgO . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO . . . . .	0.02	0.02	0.02	—	0.31	0.25	0.07	—	—
MnO . . . . .	0.04	0.30	0.21	0.07	0.22	0.045	0.02	0.05	0.03
ZnO . . . . .	—	—	—	не опр.	—	—	—	не опр.	не опр.
PbO . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	»	»
WO <sub>3</sub> . . . . .	—	—	—	0.08	—	—	—	—	—
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.17	0.07	0.05	0.24	0.10	0.08	0.28	следы	0.23
SnO <sub>2</sub> . . . . .	96.06	95.33	96.44	92.36	93.11	95.88	97.55	97.64	96.97
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O . . . . .	—	—	—	—	не опр.	не опр.	—	не опр.	не опр.
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	} 2.47	3.46	3.14	3.05	} 2.78	2.26	1.44	0.81	0.74
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .				2.82				1.06	1.22
As <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	—	—	—	не опр.	0.005	—	—	не опр.	не опр.
S . . . . .	—	—	—	»	не опр.	не опр.	—	»	»
ZO <sub>2</sub> . . . . .	0.06	—	0.01	0.08	—	—	—	следы	0.15
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	не опр.	не опр.	не опр.	—	не опр.	не опр.
Потеря при прокаливании . . . . .	0.10	0.06	0.06	0.09	0.86	0.51	0.08	0.15	0.07
Сумма . . . . .	100.00	99.97	100.55	100.90	100.18	100.62	100.49	100.16	100.02
Удельный вес . . . . .	6.960	6.941	6.963	6.930	6.94	6.95	6.900	6.950	6.932
Аналитик . . . . .	О. А. Медведова	Р. О. Бомштейн		А. Ф. Фиолетова	М. А. Понемунская		О. А. Медведова	И. Д. Старынкевич-Борнеман	

<sup>1</sup> Анализы приведены в работе автора (Готман, 1938).<sup>2</sup> Среднее из двух анализов.

## Химические анализы касситеритов из кварцевых и кварцево-полевошпатовых жил СССР

Название месторождения	Имална		Зеренское		Иультинское <sup>2</sup>	Зун-Ундур	Уш-манна <sup>1</sup>	Ленинское <sup>1</sup>	Чердынское		Киргилляхское <sup>1</sup>		Бочий <sup>1</sup>				
	Онон <sup>1</sup>	Из россыпи <sup>1</sup>	Из штуфа	Темный касситерит					Светлый касситерит	Из кварцевых жил	Из кварцево-альбитовых жил	Крупный касситерит		Мелкий касситерит			
От кого получен образец	В. И. Крыжановского	К. И. Висконта	И. Г. Ченцова	О. Д. Левидного		Ю. А. Одицца	К. К. Кляевой	К. И. Висконта		М. Ф. Стрелкина		М. М. Константинова					
Окислы																	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	0.08	0.19	0.52	0.16	0.45	1.07	0.56	0.12	0.25	0.86	0.10	0.15	2.86	0.40			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	—	—	—	0.07	следы	0.19	—	—	—	0.08	—	0.12	2.49	0.38			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0.20	0.07	0.22	0.13	0.06	0.29 <sup>3</sup>	0.72	0.13	0.17	0.20	0.10	0.26	1.14	0.26			
MgO . . . . .	—	—	—	0.03	0.05	0.07	—	—	—	—	—	не опр.	0.36	не опр.			
CaO . . . . .	0.06	0.06	0.20	0.03	0.07	—	0.22	0.01	0.03	0.16	0.12	0.045	0.09	не опр.			
MnO . . . . .	—	—	следы	—	—	0.17	0.03	следы	0.01	следы	—	—	—	следы			
ZnO . . . . .	—	—	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	—	—	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.			
PbO . . . . .	—	—	»	»	»	»	»	—	—	»	»	»	»	»			
WO <sub>3</sub> . . . . .	—	—	—	0.06	—	0.03	0.18	следы	0.30	0.044	—	0.20	0.29	0.12			
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.33	0.36	0.91	0.20	0.28	0.28	0.85	1.08	0.68	0.88	0.30	0.09	0.78	0.37			
SnO <sub>2</sub> . . . . .	98.85	99.23	97.64	99.32	99.03	98.12	96.35	98.98	98.63	97.32	99.27	99.28	91.04	98.28			
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O . . . . .	—	—	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	—	—	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.			
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	} 0.71	0.11	0.22	—	—	0.22	—	—	} 0.17	?	} 0.004	—	—	—			
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .				—	—	0.14	—	—		—		—	—	—	—	—	—
As <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .				—	—	—	—	не опр.		не опр.		—	—	0.004	не опр.	не опр.	0.008
S . . . . .	—	—	не опр.	не опр.	»	»	не опр.	0.01	—	не опр.	»	не опр.	не опр.	не опр.			
ZrO <sub>2</sub> . . . . .	0.02	0.03	0.05	—	—	0.10	0.04	0.05	0.02	?	»	не опр.	»	не опр.			
Co <sub>2</sub> . . . . .	—	—	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	—	—	не опр.	»	»	»	»			
Потери при прокаливании	0.10	0.03	0.09	0.11	0.09	0.12	0.14	0.08	0.06	0.27	0.05	0.04	0.12	0.12			
Сумма . . . . .	100.35	100.08	99.85	100.11	100.03	100.80	99.74	100.46	100.32	99.81 <sup>4</sup>	99.96	100.18	99.18	99.97			
Удельный вес Аналитик . . . . .	6.986	6.965	6.88	6.964	6.910	7.016	не опр.	6.967	6.965	не опр.	не опр.	6.880	не опр.	6.884			
	О. А. Медведева		Т. Л. Покровская	П. И. Васильев		А. Ф. Фиолетова	Т. Л. Покровская	Р. О. Бомштейн		Т. Л. Покровская		Г. С. Масленинова	Р. О. Бомштейн	Г. С. Масленинова			

<sup>1</sup> Анализы приведены в работе автора (Готман, 1938).<sup>2</sup> Среднее из двух анализов.<sup>3</sup> Включая 0.20% FeO.<sup>4</sup> По данным рентгено-химического анализа в образце содержится Nb ~ 0.05% и Zr ~ 0.1%.

анализа М. Ф. Стрелкиным; \* остальные отобраны автором по ранее изложенному методу (Готман, 1938). По техническим причинам пришлось отказаться от центрифугирования и в отдельных случаях, чтобы освободиться от сростков кварца, пришлось прибегнуть к кратковременной обработке зерен касситерита плавиковой и серной кислотами, разбавленными водой. Только образец деревянистого олова из Бирского месторождения дан в анализ без предварительной отборки.

Спектроскопическим исследованиям был подвергнут гораздо больший материал. Помимо новых образцов, полученных в 1939 г., спектроскопическому анализу были подвергнуты также образцы касситерита, исследованные ранее химическим путем (Готман, 1938). Целью спектроскопических исследований являлось не только определение характерных примесей в различных по генезису касситеритах, но и выяснение вопроса о том, не явится ли спектроскопический анализ достоянием для химической характеристики касситеритов с тем, чтобы в дальнейшем отказаться от чрезвычайно дорого стоящих и требующих большого количества времени химических анализов. Спектроскопический анализ, кроме дешевизны и скорости его осуществления, имеет еще и то преимущество в отличие от химического, что он требует весьма малых количеств материала, который может быть чрезвычайно тщательно отобран.

Результаты химических анализов приведены в табл. 1, 2, 3; сводка-спектроскопических анализов, часть которых опубликована автором

Таблица 3

Химические анализы касситеритов из сульфидно-касситеритовых жил СССР и образца деревянистого олова

Название месторождения	Такфон	Хапчеранга <sup>1</sup>		Тар-балджей <sup>2</sup>	Имтаджа <sup>1</sup>		Бирское (деревянистое олово)
		Темный касситерит	Светлый касситерит		Крупный касситерит	Мелкий касситерит	
От кого получен образец	К. К. Ключевой	А. Г. Теремецкой		Е. А. Радкевич	М. М. Константинова		А. К. Войтовича
Окислы							
SiO <sub>2</sub> . . . . .	0.17	1.07	0.52	1.09	0.16	3.13	1.42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0.07	0.18	0.16	0.08	0.13	0.21	0.06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0.11	0.64	0.62	0.44	0.23	0.39	2.45
MgO . . . . .	0.03	0.003	0.007	—	не опр.	не опр.	—
CaO . . . . .	0.07	0.05	0.038	—	0.04	0.06	0.12
MnO . . . . .	следы	следы	следы	0.07	—	—	0.07
ZnO . . . . .	не опр.	—	—	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
PbO . . . . .	»	—	—	»	»	»	»
WO <sub>3</sub> . . . . .	0.03	0.09	0.06	0.21	0.08	0.18	—
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.21	0.12	0.07	0.63	0.25	0.34	—
SnO <sub>2</sub> . . . . .	99.08	97.63	98.12	96.37	99.15	95.83	95.26
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O . . . . .	не опр.	0.069	0.02	—	не опр.	не опр.	не опр.
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	} 0.04	0.02	—	0.77	—	—	—
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .			—	0.32	—	—	—
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.17	не опр.	не опр.	0.11	не опр.	не опр.	не опр.
As <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0.004	0.007	0.14	не опр.	—	0.16	—
S . . . . .	не опр.	0.007	0.006	»	не опр.	не опр.	не опр.
ZrO <sub>2</sub> . . . . .	—	0.003	0.02	—	»	»	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	не опр.	—	—	не опр.	»	»	не опр.
Потеря при прокаливании . . . . .	0.09	0.21	0.24	0.18	0.04	»	0.50
Сумма . . . . .	100.07	100.10	100.02	100.27	100.08	100.30	99.95 <sup>3</sup>
Удельный вес . . . . .	6.922	6.93	6.95	6.88	6.858	не опр.	6.69
Аналитик . . . . .	П. И. Васильев	М. А. Понемунская		А. Ф. Фиолетова	Г. С. Масленникова	Р. О. Бомштейн	Т. Л. Покровская

<sup>1</sup> Анализы приведены в работе автора (Готман, 1938).

<sup>2</sup> Среднее из двух анализов.

<sup>3</sup> В образце содержится 0.07% BeO.

Тип месторождения	Пегматитовые жилы							Кварцевые и кварцево-по-						
	Кара-Су	Завитинское		Чегем	Билляги-Дон	Ново-Дурулгуевское	Урунхай		Верхнее Баймураинское	Ималка		Иультинское		Иппа-скв
		Падь Слюдянка	Жила «Главная»				I образец	II образец		Из россыпи	Из шуга	Темная разность	Светлая разность	
Название месторождения	В. И. Крыжановского	Б. М. Косова		П. С. Сааяна	И. Г. Чепцова	Б. М. Косова	И. Г. Чепцова	М. Ф. Стрелина	К. И. Висконга	И. Г. Чепцова	Ю. А. Одицца		М. Иваш	
Элемент	Цвет касситерита		Темнокоричневый	Черный	Черный	Темнокоричневый	Темнокоричневый	Темнокоричневый	Темнокоричневый	Темнобурый (пятнистый)	Светлокоричневый	Темнобурый	Светлокоричневый	Темнобурый
	Темнокоричневый	Черный												
Nb	2	1	1	1	1	1	2	2	3	3	3	3	—	1
Ta	2	3	3	3	3	2	3	2	4	4	5	5	—	4
Be	6	—	—	4	5	4	—	5	—	5	—	5	—	—
Zr	4	3	3	2	2	2	—	2	3	2	3	3	—	3
Hf	—	4	4	—	4	4	—	3	—	—	—	—	—	—
Ga	—	4	—	5	5	4	—	6	—	—	—	—	—	—
Mn	3	1	2	2	3	3	—	3	—	—	—	—	—	—
Fe	4	3	4	4	4	2	—	4	5	6	5	4	—	4
Sn	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Ag	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cu	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6
Zn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Bi	—	—	—	—	—	6	—	4	—	—	—	—	—	—
As	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mo	—	—	—	—	—	—	—	6	—	—	—	—	—	—
V	—	—	—	—	—	—	—	—	3	3	6	4	—	—
W	4	—	—	—	5	—	5	5	—	—	3	—	—	1
In	—	—	—	—	—	—	—	6	—	—	—	—	—	—
Ge	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na	—	—	—	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ca	—	—	—	—	—	—	—	—	6	—	—	—	—	—
Mg	—	—	—	—	6	—	—	6	—	—	—	—	—	6
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	4	—	—	—	—	—
Al	5	5	5	4	5	5	5	5	6	6	6	6	6	6
Si	4	4	4	3	3	2	5	3	1	1	2	3	—	3



совместно с С. А. Боровиком в Докладах Академии Наук СССР (1939), дана в табл. 4., в дополнение к которой следует отметить, что элементы Ca, Co, Ni, K, Ba и Sr ни в одном из анализированных образцов не были обнаружены. Все спектроскопические анализы произведены С. А. Боровиком.

Условные обозначения к табл. 4 следующие:

- \* — преобладающий элемент,
- 1 — линии сильной яркости,
- 2 — линии выше средней яркости,
- 3 — линии средней яркости,
- 4 — линии слабой яркости,
- 5 — линии очень слабой яркости,
- 6 — следы линий и
- — элемент не обнаружен.

Результаты химических и спектроскопических анализов, приведенные в табл. 1, 2, 3 и 4, подтверждают сделанные ранее выводы и вместе с тем позволяют их уточнить и наметить некоторые новые закономерности (Готман, 1938). Так, подтверждается, что касситериты пегматитовых жил характеризуются повышенным в сравнении с другими касситеритами количеством  $(\text{Nb} + \text{Ta})_2\text{O}_5$ , содержание которого достигает 5.97%, не опускаясь ни в одном случае ниже 1.44%.

Устанавливается также сравнительно повышенное содержание Zr, Hf, Mn и Fe; чаще здесь отмечается Ga и Be. Ни в одном из касситеритов этого типа не обнаружен V, редко встречаются W и особенно редко — In.

Касситериты кварцевых и кварцево-полевошпатовых жил отличаются от предыдущих меньшим количеством  $(\text{Nb} + \text{Ta})_2\text{O}_5$ , содержание которого не выходит за пределы десятых долей процента. Часто в касситеритах этого типа содержится V, W; нередко присутствует Zr, но линии его слабее, чем в касситеритах из пегматитов и он не сопровождается Hf. Редкими являются Be, In, Ga и Mn.

Касситериты сульфидно-касситеритовых жил, за исключением Тарбальджейского касситерита, или вовсе не содержат или содержат самые незначительные количества  $(\text{Nb} + \text{Ta})_2\text{O}_5$ . Реже здесь встречается Zr; Hf отсутствует; Mn довольно обычен, но содержание его значительно меньше, чем в касситеритах из пегматитов. Характерным для касситеритов сульфидно-касситеритовых жил является повышенное содержание V и более частое наличие W. Почти во всех образцах этого типа содержится In, в то время как в образцах из пегматитов он присутствует только в двух случаях в виде следов линий, и в одном случае он отмечен для кварцевых жил. Вместе с тем, часто и в особенно повышенных концентрациях In содержится, как указано ниже, в деревянистом олове. Таким образом, на значительном материале выясняется, что In сопутствует касситеритам наиболее низкотемпературным и не является особенностью касситеритов пегматитовых жил, как это указывают Ларионов и Толмачев (1937).

В общем, следует отметить, что между касситеритами двух последних типов не существует такой резкой разницы, как между касситеритами из пегматитов и из других оловянных месторождений.

Имеющиеся в нашем распоряжении 6 спектроскопических анализов для образцов деревянистого олова позволяют наметить некоторые характерные черты состава содержащихся в них примесей. Прежде всего обращает на себя внимание присутствие здесь таких примесей, которые или вовсе не встречаются в других типах, или встречаются очень редко, а именно: Ag, Zn, Pb, Mo, As, Sb, Ge, Bi. Кроме того, образцы деревянистого олова содержат ряд тех же примесей, которые характерны для касситеритов из пегматитовых жил; это Nb, Be, Ga, Mn. На ряду с ними здесь присутствуют W и In в концентрациях, свойственных самым низкотемпературным касситеритам. Эти особенности химического состава образцов деревянистого олова объясняются, с одной стороны, тем, что, затвердевая в виде коллоидальных масс, они захватывали значительное число веществ. С другой стороны, наличие примесей от Nb до Sb указывает

на широкий температурный интервал, в течение которого происходит затвердевание деревянистого олова. Это вполне согласуется со взглядами Линдгрена (Lindgren, 1937) и Герценберга (Herzenberg, 1936) относительно роли коллоидов в образовании оловорудных месторождений.

Последние анализы в табл. 4 касаются образцов касситерита из россыпи Нижне-Ерудинского месторождения. Это редчайшие образцы совершенно прозрачного и бесцветного касситерита, который почти не содержит никаких примесей. В данном случае мы встречаемся с природным образованием, которое подтверждает теоретическое предположение, что чистое соединение  $\text{SnO}_2$  должно быть бесцветным.

Все различия в составе примесей, существующие между касситеритами различных типов, хорошо выявляются спектроскопическим анализом, и для характеристики касситерита химический анализ имеет очень мало преимуществ перед спектроскопическим. Только для выяснения содержания  $(\text{Nb}+\text{Ta})_2\text{O}_5$  следует еще воспользоваться рентгено-химическим анализом.

• В предыдущей работе автора уже указывалось, что примеси, содержащиеся в касситерите и не принадлежащие к каким-либо механическим загрязнениям, могут маскироваться ионами олова в решетке касситерита, потому что величины радиусов ионов этих примесей отличаются от величины радиуса иона олова менее чем на 15%, как это видно из приводимых ниже данных:

Элемент	Величина ионных радиусов в Å	Элемент	Величина ионных радиусов в Å
Ti <sup>4</sup>	0.64	Ta <sup>5</sup>	0.69
V <sup>3</sup>	0.65	As <sup>3</sup>	0.69
Fe <sup>3</sup>	0.67	Mn <sup>3</sup>	0.70
W <sup>4</sup>	0.68	Sn <sup>4</sup>	0.74
Nb <sup>5</sup>	0.69	Fe <sup>2</sup>	0.83

Внедрение в решетку касситерита многих из этих элементов можно легко объяснить с точки зрения парагенезиса минералов. Так, содержание Nb, Ta, Mn, Fe в касситеритах пегматитовых жил понятно в виду того, что почти во всех пегматитовых жилах с касситеритом присутствуют тантало-ниобаты; в некоторых пегматитовых жилах присутствует Mn — гранат. Эти элементы в определенных фазы процесса минералообразования выделяются, образуя самостоятельные минералы, в фазу же выделения касситерита они частично входят в состав последнего. То же самое можно отметить и для W; вольфрамит и шеелит часто парагенетически сопровождают касситерит в кварцевых и кварцево-полевошпатовых жилах.

Внедрение четырехвалентных Ti и W в решетку касситерита не требует специального объяснения. Неясным остается, каков баланс валентностей при внедрении  $(\text{Nb}+\text{Ta})_2\text{O}_5$  в решетку касситерита, в особенности для касситеритов пегматитовых жил. Для того чтобы разрешить этот вопрос, нужно прежде всего определить отдельно  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  и  $\text{Ta}_2\text{O}_5$ , тогда можно будет сравнить молекулярные количества примесей. Попутно при этом разрешится вопрос, сохраняется ли определенное отношение  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  к  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  в касситеритах различных типов.

В табл. 5 (стр. 72) сведены определения  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  и  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  и пересчеты на молекулярные количества как этих окислов, так и окислов железа и марганца. Определения  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  и  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  для касситеритов Урунхайского (образец № 2) и Верхне-Баймурзинского месторождений произведены И. Д. Старынкевич-Борнеман, для Ново-Дурулгуевского и Иультинского — А. Ф. Фиолетовой; все остальные определения выполнены в рентгено-химической лаборатории Института геологических наук Академии Наук СССР И. Б. Боровским и М. А. Блохиным. В табл. 6 (стр. 73) приведены те же данные, но все железо пересчитано на двухвалентное.

Из табл. 5 видно, что если все железо считать трехвалентным, то получится большой избыток  $(\text{Nb}+\text{Ta})_2\text{O}_5$  во всех анализированных образцах,

Таблица 5

Название месторождения		Оксиды	Содержание в %	Молекулярные количества		Избыток
Кара-Су		Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.9±0.1	7.1	10.7	6.2
		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.6±0.2	3.6		
		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.63	3.9	4.5	—
		MnO	0.04	0.6		
Завитая	Падь Слюдянка	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.7±0.2	6.4	9.6	2.8
		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.4±0.2	3.2		
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.42	2.6	6.8	—	
	MnO	0.30	4.2			
Жила «Главная»		Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.8±0.2	6.8	8.6	3.2
		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.8±0.2	1.8		
		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.38	2.4	5.4	—
		MnO	0.21	3.0		
Чегем		Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.9±0.2	7.1	10.3	0.4
		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.4±0.2	3.2		
		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.11	6.9	9.9	—
		MnO	0.22	3.0		
Бидляги-Дон		Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.9±0.1	7.1	11.9	6.9
		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2.1±0.2	4.8		
		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.71	4.4	5.0	—
		MnO	0.045	0.6		
Урунхай	I образец	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.8±0.1	3.0	6.4	3.9
		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.5±0.2	3.4		
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.35	2.2	2.5	—	
	MnO	0.02	0.3			
II образец		Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.81	3.0	5.4	2.5
		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.06	2.4		
		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.35	2.2	2.9	—
		MnO	0.05	0.7		
Верхнее Баймураинское		Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.74	2.8	5.6	1.8
		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.22	2.8		
		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.55	3.4	3.8	—
		MnO	0.03	0.4		
Ново-Дурулгуевское <sup>1</sup>		Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	3.05	11.5	17.9	10.1
		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2.82	6.4		
		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.09	6.8	7.8	—
		MnO	0.07	1.0		
Иультинское		Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.8	1.1	—
		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.3		
		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.09	0.6	3.0	1.9
		MnO	0.17	2.4		

<sup>1</sup> По данным рентгено-химического анализа Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 1.4±0.2 и Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 4.4±0.7.

Таблица 6

Название месторождения		Окислы	Содержание в %	Молекулярные количества		Избыток	Отношение Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> :Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Кара-Су		Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.9±0.1	7.1	10.7	2.1	1:0.84
		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.6±0.2	3.6			
		FeO	0.57	8.0	8.6		
		MnO	0.04	0.6			
Завитая	Падь Слюдянка	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.7±0.2	6.4	9.6	0.1	1:0.82
		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.4±0.2	3.2			
		FeO	0.38	5.3	9.5		
		MnO	0.30	4.2			
	Жила «Главная»	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.8±0.2	6.8	8.6	0.9	
		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.8±0.2	1.8			
	FeO	0.34	4.7	7.7	—		
	MnO	0.21	3.0				
Чегем		Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.9±0.2	7.1	10.3	—	1:0.74
		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.4±0.2	3.2			
		FeO	1.00	14.0	17.0		
		MnO	0.22	3.0			
Билляги-Дон		Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.9±0.1	7.1	11.9	2.4	1:1.10
		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2.1±0.2	4.8			
		FeO	0.64	8.9	9.5		
		MnO	0.045	0.6			
Урунхай	I образец	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.8±0.1	3.0	6.4	1.7	1:1.88
		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.5±0.2	3.4			
		FeO	0.32	4.4	4.7		
		MnO	0.02	0.3			
	II образец	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.81	3.0	5.4	0.3	
		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.06	2.4			
	FeO	0.32	4.4	5.1	—		
	MnO	0.05	0.7				
Верхнее Баймурзинское		Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.74	2.8	5.6	—	1:1.65
		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.22	2.8			
		FeO	0.50	6.9	7.3		
		MnO	0.03	0.4			
Ново-Дурулгуевское		Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	3.05	11.5	17.9	3.3	1:0.92
		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2.82	6.4			
		FeO	0.98	13.6	14.6		
		MnO	0.07	1.0			
Иультинское		Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.8	1.1	—	1:0.64
		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.3			
		FeO	0.20	2.9	5.3		
		MnO	0.17	2.4			
Иплатинское	Темная разность <sup>1</sup>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	≈0.1	—	—	—	1:2
		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	≈0.2	—			
	Светлая разность <sup>1</sup>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	≈0.05	—	—	—	1:2
		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	≈0.1	—			
Зун-Ундур		Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	} 0.65 <sup>2</sup>	—	—	—	1:1 <sup>1</sup>
		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>					

<sup>1</sup> Определение рентгено-химической лабораторией.<sup>2</sup> Определение Т. Л. Покровской.

за исключением касситерита Иультинского месторождения. Если считать все железо двухвалентным (табл. 6), то в двух случаях получится значительный избыток  $\text{FeO} + \text{MnO}$  (Чегем и Иультинское), в одном случае избыток  $\text{FeO} + \text{MnO}$  будет небольшим (Верхнее Баймурзинское), в двух случаях (Завитая, падь Слюдянка и Урунхай) почти осуществляется баланс валентностей, во всех прочих образцах остается некоторый избыток  $(\text{Nb} + \text{Ta})_2\text{O}_5$ .

Особенно большой избыток железа, наблюдаемый в чегемском касситерите, вероятнее всего объясняется механической примесью окиси железа к касситериту. Это подтверждается тем, что из всех анализов, приведенных в табл. 1, такое высокое содержание железа имеется в древесном олове Бирского месторождения, которое вовсе не подвергалось отборке для анализа, и в касситерите из Киргилляхского месторождения, который, как уже указывалось, содержит механические примеси (Готман, 1938). Вместе с повышенным содержанием железа в этих касситеритах имеется также резко повышенное, по сравнению с другими, содержание  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

Что касается избытка во многих случаях  $(\text{Nb} + \text{Ta})_2\text{O}_5$ , то нужно иметь в виду следующее обстоятельство. При определении рентгено-химическим путем содержание  $(\text{Nb} + \text{Ta})_2\text{O}_5$  оказалось в ряде случаев большим, чем при определении химическим путем. Это хорошо видно по данным табл. 5 и 6, с одной стороны, и по данным табл. 1 — с другой. Так, например, в касситерите Биляги-Донского месторождения содержание  $(\text{Nb} + \text{Ta})_2\text{O}_5$ , по данным химического анализа, составляет 2.26%, а по данным рентгено-химического анализа —  $4 \pm 0.3\%$ . Чтобы выяснить истинное содержание  $(\text{Nb} + \text{Ta})_2\text{O}_5$ , было проделано вновь определение суммы этих окислов химическим путем И. Д. Старынкевич-Борнеман. Последняя получила промежуточную цифру. Это показывает, что методика определения  $(\text{Nb} + \text{Ta})_2\text{O}_5$  в касситеритах далека от совершенства. Кроме того, при решении вопроса о балансе валентностей надо еще принять во внимание, что при анализе касситерита невозможно произвести определения, закиси железа, и неизвестно, с какой степенью окисления железа мы имеем дело в касситеритах.

Таким образом, произведенные определения отдельно  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  и  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  в свете указанных соображений не дают возможности окончательно решить, в каком виде осуществляется баланс валентностей при внедрении в решетку касситерита Nb и Ta.

Вследствие того, что радиус ионов Nb и Ta меньше радиуса ионов Sn приблизительно на 7%, то при внедрении даже 5.9%  $(\text{Nb} + \text{Ta})_2\text{O}_5$  [это максимальное содержание  $(\text{Nb} + \text{Ta})_2\text{O}_5$  в единственном из всех приведенных нами анализов] сжатие решетки выразится в изменении  $d$  — межплоскостного расстояния — на тысячные доли Å, что выходит за пределы точности метода дебаеграмм. Именно в этом обстоятельстве надо искать причину того, что дебаеграммы, снятые в 1936—1937 гг. для различных образцов касситерита, оказались тождественными (Готман, 1938).

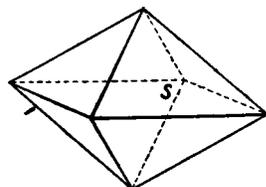
В заключение характеристики химических примесей в касситеритах следует указать, что отношение  $\text{Nb}_2\text{O}_5 : \text{Ta}_2\text{O}_5$  во всех образцах, где эти окислы содержатся, колеблется в пределах от 1 : 0.44 до 1 : 2, чаще всего это отношение приближается к 1, и оно остается одинаковым вне зависимости от условий выделения касситерита в различных по генезису оловорудных месторождениях.

## II. ГОНИОМЕТРИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ КАССИТЕРИТОВ

Подробное изложение всех попыток классификации касситеритов по их внешнему облику было уже сделано в предыдущей работе автора (Готман, 1938). Там же приведены результаты измерения кристаллов касситерита из многих оловорудных месторождений СССР с помощью,

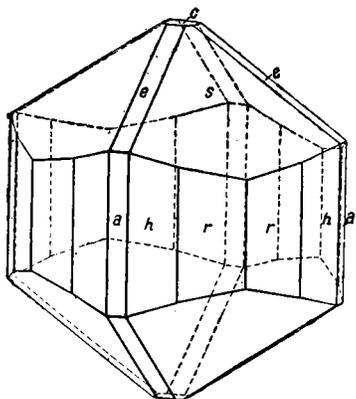
главным образом, Федоровского столика. Конечно, эти измерения, по понятным причинам, не могут считаться полными и поэтому для уточнения сделанных выводов были измерены на гониометре Гольдшмидта многие кристаллы касситерита из разных по генезису месторождений СССР.

Из всех образцов пегматитовых жил с касситеритом только из пегматита Ново-Дурулгуевского месторождения (образец получен от И. Г. Ченцова) удалось выбить один кристалл размером около 3 мм, пригодный для измерения. Этот кристалл (фиг. 1) состоит только из граней пирамиды  $s$  (111). Нужно к этому добавить, что ни на обломках касситерита этого месторождения, ни на обломках касситеритов из других пегматитов, имевшихся у нас, не удалось наблюдать граней призмы. Чаще всего кристаллы касситеритов из пегматитовых жил не идиоморфны и совершенно не прозрачны. Двойники редки. Эти наблюдения вполне совпадают с данными Альфельда (Ahlfeld, 1931, 1932, 1936), Шнейдера (1937), Икорниковой и Севрюгиной (1934), Ланде (Landes, 1925) и других исследователей, которые для кристаллов из пегматитов чаще всего отмечают пирамиды  $s$  (111) и  $e$  (101) и в одном случае отмечены грани пирамиды  $\mu$  (766).

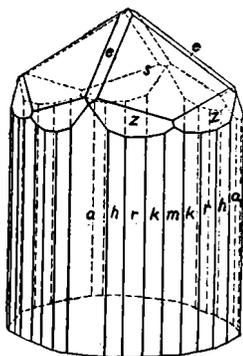


Фиг. 1. Ново-Дурулгуевское месторождение (пегматит).

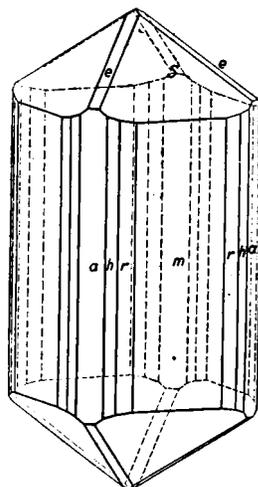
На фиг. 2, 3, 4, 5 и 6 представлены касситериты кварцевых жил, причем все кристаллы касситеритов на рисунках вычерчены в их идеальном развитии. Касситериты Иульгинского месторождения (фиг. 2), переданные нам Ю. А. Одинцом и А. Г. Шпилько, обладают короткостолбчатым габитусом; иногда кристаллы несколько удлинены по оси  $c$ . Двойники очень часты. Величина кристаллов от 5 мм до 2—3 см; реже они бывают несколько больше. На краях просвечивают. Наблюдавшиеся формы приведены в табл. 7 (стр. 79), объединяющей данные о формах всех измеренных образцов.



Фиг. 2. Иульгинское месторождение.



Фиг. 3. Чердожское месторождение (кварцевые жилы).



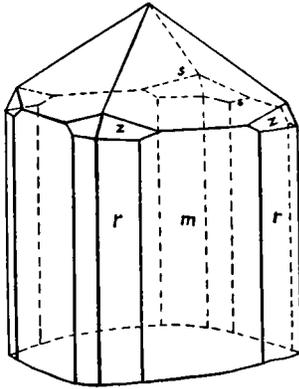
Фиг. 4. Зеренское месторождение (темный касситерит).

Касситериты из кварцевых жил Чердожского месторождения (фиг. 3) получены от М. Ф. Стрелкина. Кроме данных, приведенных об этих касситеритах в табл. 7, нужно отметить, что на очень многих просмотренных кристаллах всегда наблюдается грань  $s$ , часто попадаются грани  $e$  и реже — грани  $z$ .

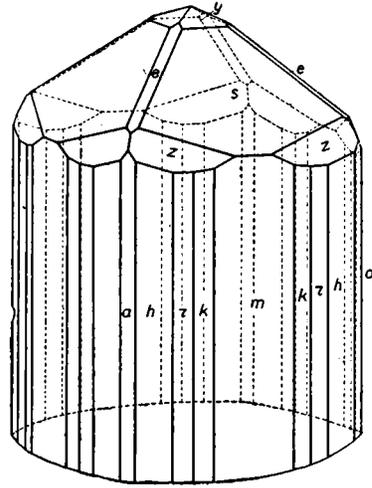
Что касается зоны призмы, то в ней развиты все указанные в табл. 7 формы. Величина кристаллов колеблется от 2—3 мм до 3—4 см. На краях кристаллы просвечивают. Двойники наблюдаются редко. Кристаллы короткостолбчатые.

Касситериты из Зеренского месторождения, полученные от О. Д. Левицкого, представлены темными, просвечивающими на краях кристаллами, величина которых колеблется в пределах нескольких миллиметров, и светложелтыми кристаллами. Для измерения удалось отобрать только один темный кристалл (фиг. 4). Кристаллы сильно удлинены по оси *c*. Двойники чрезвычайно часты и в индивидуумах двойников также лучше всего развиты грани *m* и *s*.

В Киргилляхском месторождении (материал получен от М. М. Константинова) касситерит представлен темными кристаллами двух генераций, отличающихся величиной зерен. Измерены кристаллы более крупные, величина которых варьирует от 2—3 мм до 1 см. Они чрезвычайно просты,



Фиг. 5. Киргилляхское месторождение.



Фиг. 6. Полуостров Пэвек, Чаунский район, Чукотка.

бедны формами (фиг. 5). На краях кристаллы просвечивают. Двойники попадаются часто. В кристаллах этого месторождения очень хорошо выражена структура песочных часов.

Касситерит с Пэвекского полуострова (Чаунский район, Чукотка), переданный нам Ю. А. Одинцом и А. Г. Шпилько, характеризуется разнообразием форм (фиг. 6), приведенных в табл. 7.

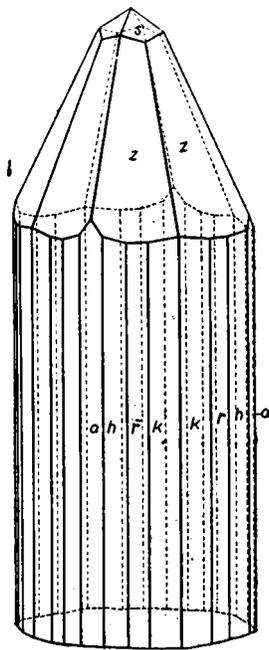
Следует отметить, что при измерении одного из кристаллов в зоне призмы наблюдался сильный луч роста в пределах  $\varphi 36^{\circ}05' - 52^{\circ}32'$  с наиболее яркими сигналами, отвечающими по индексам граням *m* (110),  $\lambda$  (9·10·0) и *A* (780).

Кристаллы большей частью короткостолбчатые, реже несколько удлинены по оси *c*. Размер их колеблется в пределах нескольких миллиметров. На краях они просвечивают. Двойники распространены нередко.

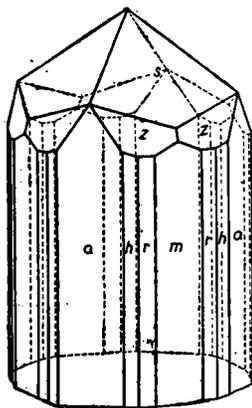
К этой же группе относится касситерит из Ипшатиинского месторождения, несколько крупных (3 см) кристаллов которого переданы нам М. Н. Ивантишиным. Кристаллы эти с неровными искаженными гранями, и установить полностью их морфологию не представляется возможным. С несомненностью установлены грани *s* (111), *e* (101) и *z* (231), *a* (100) и *r* (320). Грань *s* выражена лучше других граней пирамиды, что же касается зоны призмы, то грани *a* и *r* развиты не сильно. Можно предполагать, что соответственно грани *s* развита хорошо грань *m* (110), однако именно в этой части форма кристалла наиболее искажена. Общий габитус кристалла короткостолбчатый. Пирамиды кристалла темные, как и внутренняя его часть. Внешние же части кристалла — зона призмы — светлые, т. е. в данном случае наблюдается структура песочных часов, характерная для многих касситеритов.

Кристаллы касситеритов из сульфидно-касситеритовых месторождений изображены на фиг. 7, 8, 9 и 10.

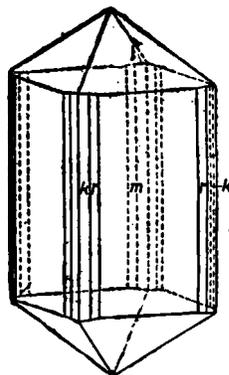
Касситериты Такфонского месторождения (фиг. 7) получены от К. К. Клюевой. Результаты гониометрического исследования восьми кристаллов приведены в табл. 7.



Фиг. 7. Такфонское месторождение.



Фиг. 8. Хапчерангинское месторождение.

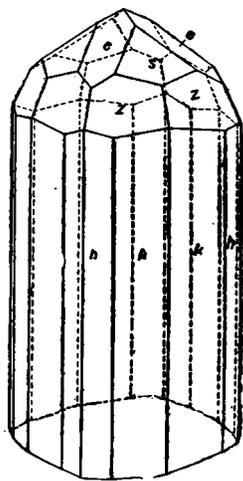


Фиг. 9. Имтанджинское месторождение.

щадки на кажущейся выпуклой грани  $m$ . Иногда ясно видно, что кажущаяся единая грань  $m$  на самом деле состоит из двух граней, и сигналы их отвечают граням  $k$ . Поэтому во всех подобных случаях мы считаем, что на кристалле в каждом квадранте имеются по две грани  $k$ , а не единственная грань  $m$ . Величина кристаллов касситерита из этого месторождения составляет 2—3 мм в длину. Кристаллы хотя и темные, но просвечивают на краях. Двойники очень редки.

На фиг. 8 изображен кристалл касситерита из Хапчерангинского месторождения. Многие темные и медово-желтые кристаллы были измерены Е. Е. Флинттом, который передал их автору. Габитус кристаллов призматический, короткостолбчатый, иногда несколько удлиненный по оси  $c$ . Величина кристаллов не превышает 1—2 мм в длину. Двойники редки.

Из переданных нам М. М. Константиновым образцов касситерита Имтанджинского месторождения удалось отобрать для измерения только два кристалла из более крупных (2—3 мм). Эти кристаллы (фиг. 9) имеют призматический, несколько вытянутый по оси  $c$  габитус. Чрезвычайно большое число кристаллов было просмотрено нами под лупой и микроскопом, однако ни на одном из кристаллов не было обнаружено грани  $z$ . Цвет кристаллов этого касситерита темный, на краях они просвечивают. Двойники редки.



Фиг. 10. Бургавлийское месторождение.

Последним из этой группы касситеритов является касситерит Бургавлийского месторождения, один кристалл которого (фиг. 10) как типичный для этого месторождения был передан автору членом-корреспондентом Академии Наук СССР С. С. Смирновым. Габитус кристалла призматический, сильно удлинённый по оси *c*. Величина кристаллов около 3 мм в длину; на краях они несколько просвечивают.

Из всех измерений разнообразных по генезису кристаллов касситерита и по известным литературным данным можно выделить два типа кристаллов касситерита.

1. Касситериты из пегматитовых жил всегда имеют дипирамидальный габитус, который создается гранями *s* и *e*. В редких случаях могут быть другие грани пирамиды. Зона призмы часто отсутствует вовсе, или если грани призмы имеются, то развиты чрезвычайно плохо и никакого влияния на габитус кристалла не оказывают.

2. Касситериты из всех прочих оловорудных месторождений характеризуются развитием граней пирамиды и граней призмы. В этом типе можно различить более высокотемпературные формы от более низкотемпературных форм. Первые отличаются развитием зоны призмы и преимущественно граней пирамиды *s* и *e*; грань *z* может присутствовать, но в подчиненном развитии. Кристаллы от изометричных до короткостолбчатых. Более низкотемпературные касситериты, кроме граней пирамиды *s* и *e*, чаще несут грань *z*; зона призмы у них несколько богаче развита, и их кристаллы имеют габитус от короткостолбчатого до удлинённого по оси *c*. Эта удлинённость создается или развитием призм (Бургавлийское месторождение), или сильным развитием граней *z* (Такфон). Необходимо особенно подчеркнуть, что резких различий между касситеритами этого второго типа не существует. Наоборот, имеются постепенные переходы от одних к другим, не говоря уже об отступлениях от отмеченных общих закономерностей. Так, Имтанджинский касситерит по крайней мере не всегда несет грань *z*, которая очень часто наблюдается в более высокотемпературных касситеритах. Хапчерангинский касситерит значительно менее вытянут по оси *c*, чем касситериты Зеренского, Пэвекского и других месторождений.

3. К этим двум кристаллическим типам следует добавить деревянистое олово, кристаллографически не поддающееся определению, с радиально-концентрическим строением затвердевшего геля.

Факт чрезвычайно близкого сходства габитуса, химического состава и других свойств касситеритов, о которых будет сказано ниже, из кварцевых, кварцево-полевошпатовых жил и из сульфидно-касситеритовых образований требует своего объяснения. Сульфидно-касситеритовые жилы почти единодушно относятся всеми исследователями к гидротермальному типу. Что касается кварцевых и кварцево-полевошпатовых жил с касситеритом, то они иногда трактуются как пневматолитовые образования, чаще же их относят к промежуточной, переходной фазе выделения между пневматолитической и высокотемпературной гидротермальной фазами. Рассматривая парагенетические ассоциации минералов (табл. 8, стр. 80) в этих жилах, нужно признать, что отнесение того или иного месторождения к чисто пневматолитической фазе образования, или к переходной от этой фазы к гидротермальной, является делом весьма субъективным. Роль гидротермальной фазы в образовании того или иного месторождения оценивается обычно с точки зрения наличия сульфидов, которым различными исследователями приписывается большее или меньшее значение. Наличие же таких минералов, как черный или даже полихромный турмалин, берилл и светлая слюда, заставляет авторов приписывать то или иное значение пневматолитической фазе в образовании рудного тела, хотя никаких других доказательств в пользу пневматолита в очень многих случаях не имеется. Безусловно, не отрицая роли пневматолитической фазы в образовании некоторых оловорудных месторождений, нам

Кристаллическое исследование касситеритов

Таблица 7

Тип месторождения	Название месторождения	Число измеренных кристаллов	Габитус	Наблюдавшиеся формы	Наиболее часто встречающиеся формы	Формы, создающие габитус кристалла
Пегматиты	Ново-Дурулгуевское . . . . .	1	Дипирамидальный	$s(111)$	—	$s$
	Иульгинское . . . . .	3	Короткостолбчатый	$s(111), e(101), z(321)$ $a(100), m(110), r(320)$ $h(210), c(001)$	$s, e, r, h$	$s, r, h$
Кварцевые жилы	Чердоянское . . . . .	3	»	$s(111), e(101), z(321)$ $a(100), m(110), h(210)$ $r(320), k(430)$	$s, a, m, h, r, k$	$s, a$
	Зеренское . . . . .	1	Призматический, удлиненный по оси $c$	$s(111), e(101), z(321)$ $a(100), m(110), h(210)$ $r(320)$	—	$s, m$
	Киргилляхское . . . . .	2	Призматический, слабо удлиненный по оси $c$	$s(111), z(321), m(110)$ $r(320)$	—	$s, m$
	Пэвекское . . . . .	7	Короткостолбчатый	$s(111), e(101), y(355)$ $z(321), a(100), m(110)$ $h(210), r(320), k(430)$	$s, z, a, m$	$s, m, h$ (когда присутствует)
	Такфонское . . . . .	8	Копьевидный, удлиненный по оси $c$	$s(111), z(321), a(100)$ $m(110), h(210), r(320)$ $k(430)$	$z, k$	$z, k$
Сульфидно-касситеритовые жилы	Хапчерангинское . . . . .	—	Призматический, несколько удлиненный по оси $c$	$s(111), z(321), a(100)$ $m(110), h(210), r(320)$	$s, a, m, r$	$a, m, r$
	Имтанджинское . . . . .	2	»	$s(111), e(101), a(100)$ $m(110), h(210), r(320)$ $k(430)$	—	$s, m$
	Бургавлийское . . . . .	1	Призматический, удлиненный по оси $c$	$s(110), e(101), z(321)$ $h(210), r(320), k(430)$	—	$s, e, z, k$

## Парагенезис минералов оловорудных месторождений

Тип месторождения	Название месторождения	Ассоциации минералов	Автор	Генезис
Пегматиты	Кара-Су (грейзен)	Кварц, микроклин, альбит-олигоклаз, мусковит, шерл, полихромный турмалин, апатит, гранат, берилл, петанит, сподумен, амблигонит, лепидолит (мало), касситерит, колумбит	Ю. А. Одинец и А. Г. Шпилько (рукопись, 1935)	Пневматолитический
	Завитая (грейзен)	Кварц, полевой шпат, гранат, сподумен, зеленый и розовый турмалины, берилл, светлая слюда, лепидолит, касситерит, тантало-ниобаты		То же
	Чегем (грейзен)	Кварц, альбит-олигоклаз, мусковит, касситерит, пирит (редко); в шлихах найдены апатит и колумбит	И. А. Смирнов и А. М. Минаков (1936)	То же
	Билляги-Дон (грейзен)	Кварц, альбит, берилл, светлозеленоватая слюда, касситерит	Д. И. Щербаков <sup>1</sup>	То же
	Ново-Дурулгуевское (грейзен)	Кварц, ортоклаз-пертит, альбит, турмалин, мусковит, касситерит	И. Г. Ченцов (рукопись, 1938)	То же
	Урунхай (грейзен)	Кварц, ортоклаз, альбит, берилл, мусковит, касситерит	И. Г. Ченцов <sup>1</sup>	То же
	Верхнее Баймураинское (грейзен)	Кварц, микроклин, Mn-гранат, сподумен, топаз, берилл, турмалин, апатит, светлая слюда, касситерит, колумбит, фосфаты Mn и Fe	М. Ф. Стрелкин (рукопись, 1938)	То же

Кварцевые и кварцево-полевошпатовые жилы	Ималка	Кварц, ортоклаз-пертит, флюорит, берилл (редко), касситерит; очень мало куприта и медной зелени	И. Г. Ченцов (рукопись, 1938)	То же
	Иультинское	Кварц, берилл, флюорит, светлая слюда, касситерит, вольфрамит, шеелит, арсенопирит	Ю. А. Одинец и А. Г. Шнилько <sup>1</sup>	То же
	Зеренское	Кварц, кальцит, мусковитоподобная слюда, касситерит, пирит, галенит	О. Д. Левицкий (рукопись, 1938)	Пневматоэндогидатогенный
	Чердомяк (кварцевые жилы)	Кварц, графит, игольчатый турмалин, флюорит, реже: берилл, альбит, мусковит; касситерит, шеелит, арсенопирит, халькопирит, самородный Вi, реже: станнын, пирротин, вольфрамит	М. Ф. Стрелкин (рукопись, 1939)	То же
	Чердомяк (кварцево-альбитовые жилы)	Кварц, альбит; иногда берилл, мусковит; немного касситерита, арсенопирита	То же	Эндогидатогенный
	Шумиловское (грейзен)	Кварц, топаз, флюорит, касситерит, вольфрамит; ничтожные количества пирита, арсенопирита, висмутина	О. Д. Левицкий (рукопись, 1938)	Пневматолитический
	Шумиловское (кварцевые жилы)	Кварц, топаз, мусковит, касситерит, вольфрамит; ничтожные количества пирита	То же	Эндогидатогенный
	Зун-Ундур	Кварц, полевой шпат, турмалин, берилл (редко), арсенопирит, вольфрамит, касситерит; редко пирит, халькопирит	О. Д. Левицкий (печатается)	То же
	Онон	Кварц, флюорит, берилл, светлая слюда типа циннвальдита, касситерит, пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит и др.	—	Пневматолитический
Сульфидно-касситеритовые жилы	Хапчеранга	Кварц, кальцит, хлорит, касситерит, пирит, арсенопирит, пирротин, халькопирит, станнын, сфалерит, галенит	А. А. Амирасланов, А. Г. Темерецкая и А. А. Алексеев (рукопись)	Эндогидатогенный
	Тарбальджей	Кварц, ортоклаз, топаз, светлая слюда, касситерит, вольфрамит, арсенопирит; мало станнына, сфалерита, халькопирита, галенита, пирита, марказита	Е. А. Радкевич (рукопись, 1938)	Пневматоэндогидатогенный
	Такфон (гнезда в скарнах)	Кварц, кальцит, касситерит, арсенопирит и др.	Ю. А. Арапов и др. (рукопись)	Эндогидатогенный
	Имтанджа	Кварц, хлорит, пирротин; подчиненные минералы: серицит, анкерит, кальцит, турмалин, сидерит, галенит, арсенопирит, касситерит, сфалерит, халькопирит	Г. А. Падалка (рукопись)	—

<sup>1</sup> По личным сообщениям.

представляется, что касситерит в таких месторождениях мог выделиться в гидротермальную фазу. Это, в частности, относится к тем месторождениям, где хотя и имеется черный или полихромный игольчатый турмалин, но касситерит выделился позже этого минерала. Что касается наличия берилла, то в последнее время известны месторождения, где берилл гидротермального происхождения. Так, Келлнером (цитируем по Г. Бергу, 1937) описаны месторождения изумруда гидротермального происхождения в Колумбии; Н. А. Смолянинов (рукопись) описывает аквамарин гидротермального происхождения в кальците Джидинского вольфрамового месторождения. Таким образом, в тех случаях, когда касситерит выделяется несколько позднее или почти одновременно с бериллом (Иультинское месторождение), это еще не означает, что оба эти минерала выделились в пневматолитовую фазу и что здесь не сказалась фаза гидротермальная.

Наши современные знания о температурных пределах и различных условиях выделения некоторых минералов и, в частности, таких, как апатит, игольчатый турмалин, берилл, флюорит, светлая слюда (если точно не доказано, что это циннвальдит, лепидолит и т. п.), показывают, что одного парагенезиса недостаточно, чтобы однозначно решить вопрос о той или иной фазе образования рудного тела.

Вместе с тем, можно отметить и такие процессы, как грейзенизация, которые свидетельствуют о несомненном участии пневматолитовой фазы в образовании рудного тела (Шумиловское месторождение), особенно, если в этом процессе участвует фтор, входящий в состав топаза и других минералов.

На ряду с этим необходимо подчеркнуть, что почти в любом оловорудном месторождении ту или иную роль играют сульфиды и другие минералы гидротермального происхождения. Отсюда можно сделать вывод, что во всех оловорудных кварцевых и кварцево-полевошпатовых жилах касситерит если образуется в пневматолитовой фазе, то в последней ее стадии, когда она переходит в гидротермальную фазу. Именно в этом обстоятельстве нужно искать причину сходства в свойствах касситерита из указанных месторождений и из сульфидно-касситеритовых жил. Температура выделения касситерита во всех этих рудных проявлениях, конечно, не одинакова и в общем случае она является более низкой в месторождениях сульфидно-касситеритового типа; соответственно с этим мы отмечаем некоторые изменения в габитусе касситеритов, которые, как уже выше указывалось, в сульфидно-касситеритовых жилах более вытянуты по оси *c*, чаще несут грань *z* и призматическая зона которых богаче.

Остается выяснить, чем вызвана отмеченная ранее резкая разница в габитусе и в других свойствах касситеритов из кварцевых, кварцево-полевошпатовых и сульфидно-касситеритовых жил, с одной стороны, и касситеритов из пегматитовых жил — с другой, где касситерит в подавляющем большинстве случаев, если не всегда, выделяется не в магматическую стадию, а в пневматолитовую и даже в гидротермальную фазы пегматитового процесса. Более чем вероятно, что температуры этих фаз пегматитового процесса мало чем отличаются от температур пневматолитовой и гидротермальной фаз, в течение которых шло образование кварцевых и кварцево-полевошпатовых оловорудных месторождений. Отсюда необходимо сделать вывод, что разница в габитусе касситеритов не может объясняться только температурными условиями их выделения.

Между тем общеизвестно, что состав растворов, в которых происходит рост кристаллов, сильно влияет на габитус их.

Концентрация же тех или иных химических компонентов в продуктах пегматитового процесса как процесса кристаллизации остаточного расплава, содержащего много летучих, отлична от концентрации химических

компонентов растворов, из которой выделяются кварцевые рудные тела. Это подчеркивает в своей работе по гранитным пегматитам А. Е. Ферсман (1932); об этом же с предельной ясностью высказывается Феннер, который говорит, что «...остаточные расплавы, представленные пегматитами, состоят, главным образом, из кварца и полевого шпата (по крайней мере те, которые произошли из более кислых магм), в то время как во многих сульфидных месторождениях, особенно пирометасоматических, содержатся большие количества основных элементов, даже тогда, когда источником их была гранитная, монцитонитовая или другая кислая магма. Для этого случая отмечается большая разница в составе агента переноса, по сравнению с пегматитами.

«Несмотря на попытки найти аналогию или сходство между пегматитами и сульфидными рудными месторождениями и тенденцию рассматривать один тип как переходный к другому и несмотря на отдельные образования, которые действительно являются переходными и кажутся подтверждающими такой взгляд, я считаю, что между ними существует коренное и определенное различие, зависящее от двух родов процессов, происходящих в магме.

«В одном случае происходит в самом начале выделение из магмы в газообразной форме, в другом — образуется жидкий раствор, постепенно изменяющийся по составу. В последнем также могут содержаться большие количества летучих веществ и образоваться позже типичные пневматолитические процессы, но характер компонентов во втором случае, вероятно, отличается от характера их в первом, и именно от этого различия зависит, выделится ли данный элемент в летучей форме или останется в остаточном расплаве». В русском переводе статьи вместо слов «и именно» ошибочно стоит «потому что».

Различия концентраций тех или иных химических компонентов в жидких и газообразных веществах, из которых выделяются касситериты разных типов, лучше всего подтверждаются примесями, которыми характеризуется касситерит из пегматитовых жил. Последний во всех случаях содержит, как это видно из приведенных выше химических анализов и спектроскопических исследований, значительные количества  $(\text{Nb} + \text{Ta})_2\text{O}_5$ , Mn, Zr и Hf, чаще содержит Be и никогда не содержит V, столь частой примеси касситеритов кварцевых, кварцево-полевошпатовых и сульфидно-касситеритовых жил.

Этими отличиями концентраций химических компонентов в растворах, из которых образуется касситерит в пегматитовых жилах и в прочих оловорудных месторождениях, объясняются, по всей вероятности, резкие различия в габитусе кристаллов касситеритов.

### III. КРИСТАЛЛООПТИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ КАССИТЕРИТОВ

**Показатели преломления.** Константа  $N_0$  определялась автором при консультации физика А. Г. Колотушкина методом линзы, описанным Веденеевой, Грум-Гржимайло и Волковым (Wedenejewa, Grum-Grzimaýlo u. Wolkoff, 1936) в сплавах пиперина с иодидами As и Sb. При этом методе две щепотки сплава наносятся на одно предметное стекло. На одну щепотку сплава помещается линза, а в другую — вносится порошок минерала и смесь эта покрывается покровным стеклом. Предметное стекло с обеими щепотками сплава нагревается на электрической плитке и после расплавления и последующего охлаждения интерферометром определяется с помощью линзы показатель преломления сплава, а в порции с заплавленными зернами минерала уравниваются показатели преломления сплава и минерала в монохроматическом свете. Так как нагревание обеих щепоток сплава происходит одновременно, то показатели преломления обеих порций сплава после расплавления и последующего остывания одинаковы. В виду того, что касситерит одноосен

и в любом срезе этого минерала имеются колебания по  $N_0$ , то для определения  $N_0$  касситерита пригоден каждый осколок зерна. Значительно труднее определить уверенно в сплавах  $Ne$ . Даже, выбирая из многих осколков минерала такой, который имеет наибольший показатель преломления, нет уверенности, что этот наибольший показатель преломления есть  $Ne$ . Кроме того, последний можно определить только в сплавах серы с селеном, работа с которыми значительно менее удобна, чем работа со сплавами пиперина с иодидами  $As$  и  $Sb$ . Эти обстоятельства заставили нас отказаться от измерений  $Ne$  прямым путем и математически вычислить  $Ne$ , определив величину двупреломления. При определении величины двупреломления мы столкнулись с обычной в этих случаях трудностью — с определением толщины шлифа. Вследствие большой разницы между показателями преломления касситерита и канадского бальзама, в шлифе хорошо видны «рисунки» верхней и нижней поверхностей касситерита. Наводя на фокус сначала верхнюю, а затем нижнюю поверхность шлифа, можно легко определить толщину шлифа. Чтобы лучше видеть нижнюю поверхность шлифа, мы полировали верхнюю поверхность его до покрытия покровным стеклом.

Для ряда касситеритов удалось, кроме того, искусственно выпилить призмы, ребра которых были параллельны оптической оси кристалла, и на гониометре определить оба показателя преломления. Эти последние определения нужно считать истинными. Результаты всех этих определений сведены в табл. 9. Из этой таблицы видно, что показатели преломления  $N_0$ , измеренные на гониометре, чрезвычайно хорошо совпадают с измеренными в сплавах. Что же касается величины двупреломления и показателя  $Ne$ , то они в ряде случаев также хорошо совпадают, в других же случаях отличаются друг от друга на 10—15%. Вероятнее всего, эта ошибка получилась вследствие неточного определения толщины шлифа.

Общим выводом, который вытекает из приведенных в табл. 9 данных, является то, что ни величины показателей преломления, ни величины двупреломления не изменяются закономерно в разных по генезису касситеритах, и эти константы не могут быть использованы для диагностики типа касситерита. Отметим несколько частных. Призма, выпиленная из чердооякского касситерита, охватывала светлую и темную части минерала. Показатели преломления были измерены для обеих частей отдельно, и верхние цифры против этого касситерита в таблице относятся к темной, а нижние — к светлой части касситерита. Как видно из этих данных, показатели преломления для темной части оказались меньше на 0.004, чем для светлой части минерала. То же самое наблюдается у зунундурского и пультинского касситеритов (измерения в сплавах). Обратная картина отмечается у зеренского касситерита, где показатели преломления темных касситеритов больше, чем у светлых.

В некоторых касситеритах при определении  $N_0$  в сплавах оказалось, что линия Бекке исчезает при разных осколках, заплавленных в общей щепотке сплава, при неодинаковой длине световой волны. Таким образом, получились две величины  $N_0$  для светлой части зунундурского, для урунхайского и сохондинского касситеритов. Так как расхождения в величинах показателей преломления не могли объясняться точностью метода, то пришлось искать причину этих отклонений в аномальной двуосности касситеритов и большие величины  $N_0$  считать  $N_m'$ .

Изучение касситерита в шлифах подтвердило наличие таких аномалий. Из исследованных касситеритов 14 оловорудных месторождений СССР касситериты 6 месторождений оказались аномально двуосными. В зональном касситерите из Такфонского месторождения, в одной из неокрашенных зон, было отмечено весьма незначительное расхождение ветвей креста; в другой неокрашенной и в окрашенной в красно-бурый цвет зонах того же касситерита расхождение ветвей креста было большим. Зональ-

Таблица 9

Тип месторождения	Название месторождения	Определение в сплавах No 1			№ (вычисленное математически)	Определение под микроскопом		Определение на гониометре по методу призмы			Истинная толщина зерна в мм
		I определение	II определение	Среднее		№—No	Толщина зерна в мм	No	№	№—No	
Петматиты	Ново-Дурулгуевское . . . . .	2.017	—	2.017	2.094	0.077	0.023	—	—	—	—
	Урунхай . . . . .	2.013	2.001	2.013 2.001	2.096	0.095	0.028	—	—	—	—
	Верхнее Баймурзинское . . . . .	1.988	1.988	1.988	2.084	0.096	0.038	—	—	—	—
Кварцевые и кварцево-полевчатые жилы	Ималка . . . . .	2.002	—	2.002	2.101	0.099	0.037	2.0009	2.0998	0.0989	0.037
	Иультинское, темная часть . . . . .	1.995	—	1.995	2.088	0.093	0.035	—	—	—	—
	» светлая » . . . . .	2.003	—	2.003	2.092	0.089	0.049	1.9991	2.0836	0.0845	0.052
	Шумиловское, из кварцевых жил . . . . .	2.001	2.004	2.002	2.096	0.094	0.034	2.0027	2.0974	0.0947	0.034
	Зеренское, темная часть . . . . .	2.005	2.006	2.005	2.098	0.093	0.033	—	—	—	—
	» светлая » . . . . .	1.996	2.001	1.998	2.091	0.093	0.033	—	—	—	—
	Чердонок, из кварцевых жил . . . . .	1.998	1.999	1.998	2.085	0.087	0.020	2.0010 2.0048	2.0992 2.1033	0.0982 0.0985	0.017
	» из кварцево-альбитовых жил	1.997	—	1.997	2.080	0.083	0.062	—	—	—	—
	Улу-тау . . . . .	2.003	—	2.003	2.097	0.094	0.024	—	—	—	—
Зун-Ундур, темная часть . . . . .	1.997	—	1.997	2.079	0.082	0.035	—	—	—	—	
» » светлая » . . . . .	2.004 1.999	—	2.004 1.999	2.081	0.082		—	—	—	—	—
Сульфидно-касситово-ригитовые жилы	Такфон . . . . .	1.994	1.991	1.992	2.074	0.082	0.028	—	—	—	—
	Тарбальджей . . . . .	2.009	—	2.009	2.105	0.096	0.032	—	—	—	—
	Сохондо . . . . .	1.999 1.989	—	1.999 1.989	2.076	0.087	0.038	—	—	—	—
Россы	Бирское (деревянистое олово) . . . . .	1.991	—	1.991	—	—	—	—	—	—	—
	Нижняя Еруда . . . . .	1.989	1.994	1.991	—	—	—	—	—	—	—

<sup>1</sup> I и II определения производились в двух самостоятельных заплавлениях.

ные касситериты из Чердооякского, Иульгинского и Шумиловского месторождений заметно двуосны. Еще большая двуосность обнаружена была в касситеритах Урунхайского и Сохондинского месторождений, для которых и были найдены при определении в сплавах сильно отличающиеся по величине показатели преломления.

Двуосность в касситеритах Урунхайского, Сохондинского и Шумиловского месторождений была настолько большой, что ее можно было измерить. Однако вследствие большого двупреломления касситерита и большой дисперсии установить выходы оптических осей его удалось только в монохроматическом свете. Кроме того, большая разница в показателях преломления минерала и сегментов Федоровского столика требует внесения больших поправок. Поэтому приводимые ниже в табл. 10 данные углов  $2V$ , измеренные на Федоровском столике в желтом свете, безусловно несколько менее точны, чем результаты, получаемые для обычных породообразующих минералов.

Т а б л и ц а 10

№ п/п.	Название месторождения	Величины $2V$ , измеренные на Федоровском столике в желтом свете по двум осям
1	Касситерит Сохондинского месторождения. Неокрашенная зона зерна . . . . .	38°
2	Тот же касситерит. Окрашенная в красный цвет зона того же зерна . . . . .	21°
3	Касситерит Урунхайского месторождения. Неокрашенная часть зерна . . . . .	25°
4	Касситерит Шумиловского месторождения. Неокрашенная зона зерна . . . . .	0°
5	Тот же касситерит. Окрашенная в красный цвет зона того же зерна . . . . .	9°
6	Тот же касситерит. Следующая неокрашенная зона того же зерна . . . . .	0°
7	Тот же касситерит. Следующая окрашенная в красный цвет зона того же зерна . . . . .	8°

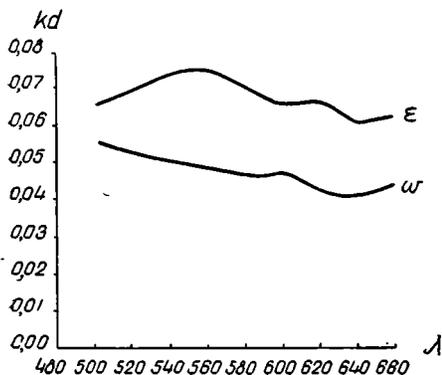
В дополнение к этим данным нужно подчеркнуть, что все касситериты, для которых отмечена двуосность, в большей или меньшей степени зональны или имеют пятнистую окраску. На ряду с зернами и зонами зонально двуосными для тех же касситеритов имеются зерна и зоны, где никакого расхождения ветвей креста наблюдать не удается. Знак у всех аномально двуосных касситеритов остается положительным.

Для касситерита из Зун-Ундурского месторождения нами не обнаружена двуосность, хотя, как видно из приведенных выше данных, у него отмечены колебания в величине показателя преломления. Может быть, это объясняется недостатком у нас материала. В наших шлифах имеется всего несколько подходящих разрезов, а в других разрезах при таких сравнительно малых углах  $2V$  искать аномалии с помощью Федоровского столика даже с применением монохроматического света чрезвычайно трудно.

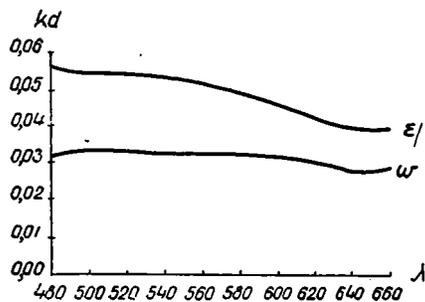
**К о э ф ф и ц и е н т ы п о г л о щ е н и я с в е т а.** Эта константа была уже определена в предыдущей работе для ряда касситеритов, но коэффициенты поглощения света определялись не на разрезах, параллельных оптической оси, а на случайных разрезах, и затем величины коэффициентов поглощения света в направлении колебаний  $N_e$  перечислялись по формуле Малляра, в которой вместо  $N_g - N_p$  были подставлены величины коэффициентов поглощения света (Готман, 1938). Таким образом, было сделано произвольное допущение, заключавшееся в том, что коэффициенты

поглощения света изменяются от кругового до главного сечения индикатрисы в такой же мере, как и величины двупреломления. Эти вычисления были произведены на основании определения на Федоровском столике угла  $\alpha$ , образуемого перпендикуляром к сечению, для которого производилось определение коэффициентов поглощения света и оптической осью. Кроме того, толщина шлифа определялась математически.

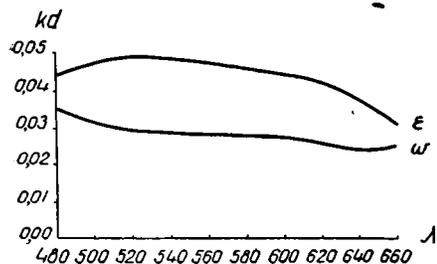
Чтобы избежать необходимости вносить какие-либо произвольные допущения и освободиться от ряда ошибок, неизбежных при определении угла  $\alpha$ , при определении величины двупреломления, которая получена была по разности между показателями преломления, определенными



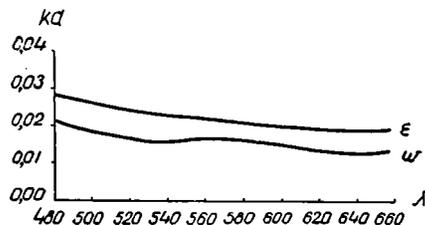
Фиг. 11. Ново-Дурулгуевское месторождение.



Фиг. 12. Урунхайское месторождение.



Фиг. 13. Верхнее Баймурзинское месторождение.



Фиг. 14. Пулытинское месторождение.

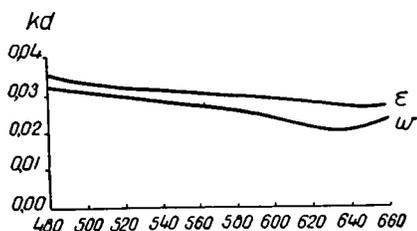
в сплавах, мы в настоящей работе вели определения величин коэффициентов поглощения света на разрезах, параллельных оптической оси, для которых была определена толщина при измерении величины двупреломления. Вся работа по определениям коэффициентов поглощения света была проведена автором, при консультации физика Н. М. Меланхолина, в кристаллооптической лаборатории ВСЕГЕИ, руководимой проф. Н. Е. Веденеевой, на микроскопе, снабженном фотометрическим окуляром системы Н. Е. Веденеевой и Н. М. Меланхолина.

Все величины коэффициентов поглощения, данные в кривых (фиг. 11—23), пересчитаны при условии  $d$  (толщина зерна) = 1  $\mu$ .

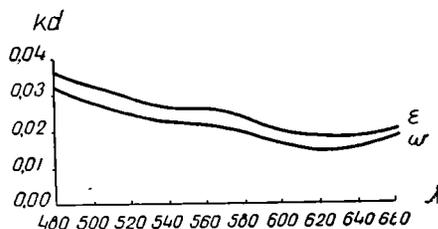
При рассмотрении кривых коэффициентов поглощения света необходимо иметь в виду, что, вследствие большой разницы в показателях преломления касситерита и канадского бальзама, происходит значительное отражение света, которое учесть не представляется возможным. Поэтому абсолютная наблюдавшаяся величина коэффициентов поглощения света, показанная на кривых, больше истинной, и все кривые расположены несколько выше по ординате, чем это соответствует действительности; но так как эта разница в показателях преломления для всех образцов прак-

тически одинакова, и все данные приведены к одинаковой толщине зерен, то отражение света одинаково влияет на величины коэффициентов поглощения. Это позволяет сравнивать кривые поглощения света различных касситеритов между собой.

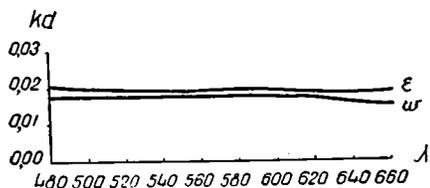
На фиг. 11—13 изображены кривые поглощения света в касситеритах из пегматитовых месторождений. Особенности этих кривых заключаются в том, что, во-первых, обе кривые каждого образца расположены сравнительно высоко по оси ординат. Отдельные точки кривых поглощения света в направлении колебаний обыкновенного луча редко спускаются ниже величины  $kd = 0.025$ . Высокое расположение кривых по оси ординат



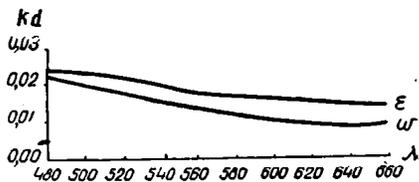
Фиг. 15. Шумиловское месторождение.



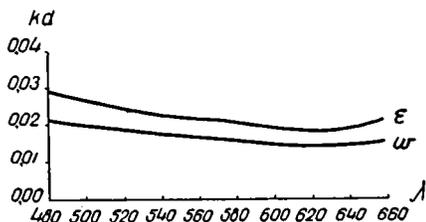
Фиг. 16. Чердынское месторождение (касситерит из кварцевых жил).



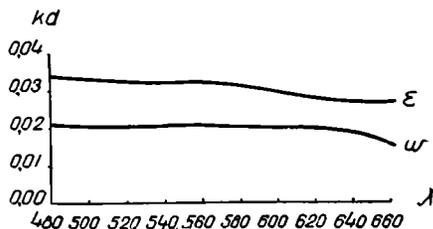
Фиг. 17. Чердынское месторождение (касситерит из кварцево-альбитовых жил).



Фиг. 18. Зеренское месторождение (темный касситерит).



Фиг. 19. Зеренское месторождение (светлый касситерит).

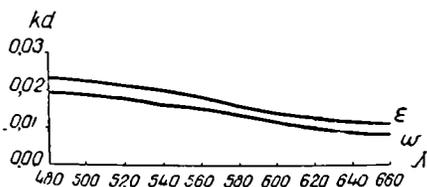


Фиг. 20. Зун-Ундурское месторождение.

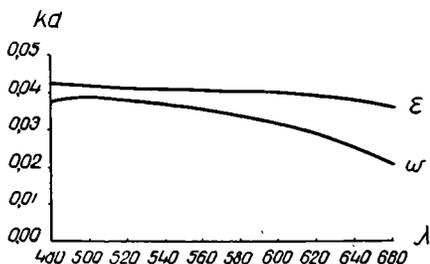
зависит также от толщины зерна, поэтому точность определения этой константы имеет большое значение. Как видно из граф 6 и 10 табл. 9, в двух случаях толщины зерен, определенные разными методами, совпали полностью; в двух случаях ошибки при определении толщины зерна под микроскопом составляют 6—15%. Совершенно очевидно, что высокое положение кривых для данных образцов, по сравнению с положением кривых для других образцов, не может быть объяснено указанными погрешностями в определении толщины зерна. Во-вторых, разница в величинах коэффициентов поглощения света в направлениях колебаний обоих лучей довольно значительна: от 0.006 (что очень редко) до 0.025, т. е. интенсивность плеохроизма в этих образцах очень большая. Под микроскопом это сказывается в резко наблюдаемом плеохроизме: по  $\omega$  — светлый серо-зеленый, по  $\epsilon$  — темный буро-красный; неокрашенные участки зерен касситерита здесь наблюдаются редко.

Кривые коэффициентов поглощения света в касситеритах из кварцевых и кварцево-полевошпатовых жил представлены на фиг. 14—20. Эти кривые сравнительно с предыдущими расположены ниже по оси ординат, а главное, разница между кривыми для направлений колебаний обоих лучей несравненно меньше и лишь изредка достигает величины 0.007; чаще всего она колеблется в пределах 0.002—0.004. Нужно отметить, что эти кривые соответствуют самым темноокрашенным участкам, которые во всех этих образцах хотя и встречаются часто, но не менее часто здесь наблюдаются бесцветные участки зерен. Под микроскопом видно, что эти касситериты резко зональны или пятнисты и окрашенные зоны и участки зерен, соответственно кривым (фиг. 14—20), плеохроируют гораздо слабее, чем касситериты из пегматитовых жил. Среди этого типа касситеритов имеются и такие, в которых явно окрашенные участки зерен под микроскопом являются редкостью (Ималкинское месторождение).

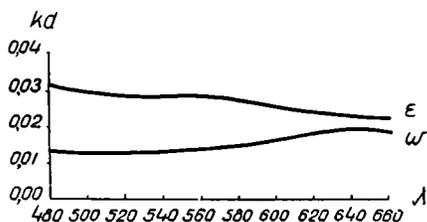
На фиг. 21—23 даны кривые поглощения света в касситеритах из сульфидно-касситеритовых месторождений. Общим для всех кривых является их сравнительно низкое расположение по оси ординат и этим они



Фиг. 21. Сохондинское месторождение



Фиг. 22. Тарбальджейское месторождение.



Фиг. 23. Такфонское месторождение.

мало отличаются от касситеритов из кварцевых жил. Только в тарбальджейском касситерите коэффициенты поглощения несколько больше, но разница между коэффициентами поглощения света в направлениях колебаний обоих лучей для этого касситерита остается незначительной; лишь в красной части спектра эта разница несколько увеличивается. В соответствии с этим под микроскопом в касситерите Тарбальджейского месторождения наблюдается небольшая интенсивность плеохроизма, несмотря на интенсивную общую бурую окраску зерен. Касситерит Такфонского месторождения, обладая меньшими коэффициентами поглощения света, чем касситериты пегматитовых жил и такими же коэффициентами, как все прочие касситериты, в то же время интенсивно плеохроирует; все же разница между коэффициентами поглощения света в направлениях колебаний обоих лучей для этого касситерита меньше, чем для касситеритов из пегматитовых жил. В отношении касситеритов из сульфидно-касситеритовых жил надо заметить так же, как и для касситеритов из кварцевых жил, что кривые, изображенные на фиг. 21—23, относятся к наиболее окрашенным под микроскопом частям зерен касситеритов и что наряду с ними не менее часты бесцветные и значительно менее окрашенные участки зерен.

Все наблюдаемые явления поглощения света в касситеритах позволяют сделать следующие выводы. Схема абсорбции у всех касситеритов одинакова: по  $\omega$  — бесцветный, светлый серовато-зеленый, лимонно-желтовато-

зеленый; по  $\epsilon$  — бурый до густого буро-красного. Поглощение света в касситеритах из пегматитовых жил значительно больше, чем в других касситеритах и одновременно здесь наблюдается максимальная разница между коэффициентами поглощения света по  $\omega$  и  $\epsilon$ . Совершенно бесцветные, не плеохроирующие участки зерен в касситеритах этого типа (если это не разрез, перпендикулярный выходу оптической оси) встречаются не часто. Во всех прочих касситеритах, на ряду с окрашенными, плеохроирующими участками, очень часто под микроскопом наблюдаются совершенно светлые, почти бесцветные участки зерен касситерита даже в разрезах, параллельных оптической оси. Наиболее окрашенные участки касситеритов обладают значительно меньшими коэффициентами поглощения и значительно меньшей разницей между величинами коэффициентов поглощения света по  $\omega$  и по  $\epsilon$ . Лишь в немногих случаях эта разница становится несколько большей, не достигая, однако, той, которая характеризует касситериты из пегматитовых жил.

Таким образом, полученные результаты, в общем, подтверждают сделанные ранее выводы, но отличия между касситеритами из пегматитовых жил, с одной стороны, и касситеритами из других месторождений — с другой, выявились резко; в то же время более ясно определилось сходство в явлениях поглощения света в касситеритах из кварцевых, кварцево-полевошпатовых и из сульфидно-касситеритовых жил (Готман, 1938).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящее исследование свойств касситеритов из различных по генезису месторождений СССР, являющееся продолжением и окончанием начатой автором работы еще в 1936 г., подтверждает и уточняет выводы, которые были опубликованы ранее. Теперь можно с уверенностью отметить целый ряд особенностей, которыми отличаются между собой различные по генезису касситериты. Чтобы не повторять здесь указанных особенностей касситеритов, мы составили «таблицу свойств касситеритов», в которой наглядно изображено изменение свойств касситеритов в зависимости от их генезиса. Из всего изложенного выше и из таблицы свойств касситеритов совершенно ясно видно, что по всем свойствам, вместе взятым, а также и по отдельным свойствам представляется возможным отличить касситериты из пегматитовых жил от прочих касситеритов. Касситериты же кварцевых и кварцево-полевошпатовых жил весьма сходны с касситеритами из сульфидно-касситеритовых жил, и только по совокупности многих признаков, да и то не всегда, можно их различить. Ряд свойств, как удельный вес, величина двупреломления и показатели преломления, вовсе не может служить для различия типов касситерита так же, как и некоторые химические примеси.

Таким образом, изучение касситеритов не позволяет различить все типы касситеритов между собой, и, основываясь только на свойствах касситерита в шлихе или в россыпи, в большинстве случаев нельзя ответить на вопрос о том, является ли источником россыпи кварцево-касситеритовая или сульфидно-касситеритовая жила; но оба последних касситерита в шлихе или в россыпи можно легко и быстро отличить от касситерита из пегматитовых жил. Хотя это — неполное решение вопроса, тем не менее возможность различия касситерита из пегматитовых жил от прочих касситеритов во многих случаях поможет рациональнее ставить поиски коренных месторождений олова. Что же касается разрешения вопроса об источнике россыпного касситерита в случаях, когда будет установлено непегматитовое его происхождение, то здесь, кроме совокупности свойств самого касситерита, разрешению вопроса должен помочь парагенезис минералов в россыпи или в шлихе.

В заключение автор считает своим приятным долгом выразить благодарность заместителям директора Института геологических наук Ака-

# Таблица свойств касситеритов

Наименование свойств	касситериты из пег-матитовых жил	касситериты из кварцевых и кварцево-полевошпатовых жил	касситериты из сульфидно-касситеритовых жил			
Габитус	дипирамидальный ФОРМЫ: С И Р	П Р И З М А Т И Ч Е С К И Й укорочение по оси $x$ удлинение по оси $z$ ФОРМЫ S. Р и зона призм РЕЖЕ      Z(231)      ЧАЩЕ БЕДНЕЕ      зона призм      БОГАЧЕ				
Величина зерен	уменьшение (целье см-ин)	свая большая (целье см-ин)	уменьшение (3мм и меньше)			
Блеск на поверхности граней	У С И Л Е Н И Е (наповый)      (наповый до стеклянного)      (стеклянный)					
Цвет минерала	П О С В Е Т Л Е Н И Е (черный бурый)      (п я т н и с т ы й)					
Прозрачность	н е п р о з р а ч н ы й      У С И Л Е Н И Е П Р О З Р А Ч Н О С Т И					
Цвет минерала в порошке	темно-коричневый часто с черноватым оттенком	П О С В Е Т Л Е Н И Е (св-серые тона до едва окрашенных св-желтоватые тона)				
Зональность	наблюдается реже и слабо выражена	наилучшая и наиболее дается наиболее часто	наблюдается значительно реже			
Двойники	РЕЖЕ      О Б Ы Ч Н ы й      РЕЖЕ					
Химические свойства	<table style="width: 100%; border: none;"> <tr> <td style="width: 50%; border: none;"> <u>увеличение</u> (около 2% и выше) <u>чаще и больше</u> Б О Л Ь Ш Е Б О Л Ь Ш Е РЕЖЕ И МЕНЬШЕ Ч А Щ Е О Ч Е Н Ь Р Е Д О К Н I                 </td> <td style="width: 50%; border: none;"> <math>(Ta+Nb)_2O_6</math> Zr Mn редок Fe мало W Ca, Ba In V                 </td> <td style="width: 50%; border: none;"> <u>уменьшение</u> (десятичные доли % до 0) <u>реже и меньше</u> Н Е С К О Л Ь К О Б О Л Ь Ш Е Б О Л Ь Ш Е Ч А Щ Е И Б О Л Ь Ш Е РЕЖЕ Ч А Щ Е И Б О Л Ь Ш Е Ч А Щ Е И Б О Л Ь Ш Е                 </td> </tr> </table>			<u>увеличение</u> (около 2% и выше) <u>чаще и больше</u> Б О Л Ь Ш Е Б О Л Ь Ш Е РЕЖЕ И МЕНЬШЕ Ч А Щ Е О Ч Е Н Ь Р Е Д О К Н I	$(Ta+Nb)_2O_6$ Zr Mn редок Fe мало W Ca, Ba In V	<u>уменьшение</u> (десятичные доли % до 0) <u>реже и меньше</u> Н Е С К О Л Ь К О Б О Л Ь Ш Е Б О Л Ь Ш Е Ч А Щ Е И Б О Л Ь Ш Е РЕЖЕ Ч А Щ Е И Б О Л Ь Ш Е Ч А Щ Е И Б О Л Ь Ш Е
<u>увеличение</u> (около 2% и выше) <u>чаще и больше</u> Б О Л Ь Ш Е Б О Л Ь Ш Е РЕЖЕ И МЕНЬШЕ Ч А Щ Е О Ч Е Н Ь Р Е Д О К Н I	$(Ta+Nb)_2O_6$ Zr Mn редок Fe мало W Ca, Ba In V	<u>уменьшение</u> (десятичные доли % до 0) <u>реже и меньше</u> Н Е С К О Л Ь К О Б О Л Ь Ш Е Б О Л Ь Ш Е Ч А Щ Е И Б О Л Ь Ш Е РЕЖЕ Ч А Щ Е И Б О Л Ь Ш Е Ч А Щ Е И Б О Л Ь Ш Е				
Плеохроизм	с и л ь н ы й      с л а б ы й					
Парагенезис минералов	<table style="width: 100%; border: none;"> <tr> <td style="width: 50%; border: none;">                     Микроклин Альбит Панталонобаты Li-минералы Ч а с т о Ч а с т о Ч а с т о Ч а с т о  РЕЖЕ И МЕНЬШЕ                 </td> <td style="width: 50%; border: none;">                     Голаз Берилл Муравин Свепые слюды Вольфрамит Шеллит Флюорит РЕЖЕ                 </td> <td style="width: 50%; border: none;">                     РЕЖЕ РЕЖЕ РЕЖЕ РЕЖЕ  Сульфиды Fe, Cu, Pb и Zn                 </td> </tr> </table>			Микроклин Альбит Панталонобаты Li-минералы Ч а с т о Ч а с т о Ч а с т о Ч а с т о  РЕЖЕ И МЕНЬШЕ	Голаз Берилл Муравин Свепые слюды Вольфрамит Шеллит Флюорит РЕЖЕ	РЕЖЕ РЕЖЕ РЕЖЕ РЕЖЕ  Сульфиды Fe, Cu, Pb и Zn
Микроклин Альбит Панталонобаты Li-минералы Ч а с т о Ч а с т о Ч а с т о Ч а с т о  РЕЖЕ И МЕНЬШЕ	Голаз Берилл Муравин Свепые слюды Вольфрамит Шеллит Флюорит РЕЖЕ	РЕЖЕ РЕЖЕ РЕЖЕ РЕЖЕ  Сульфиды Fe, Cu, Pb и Zn				

демии Наук СССР члену-корреспонденту Академии Наук И. Ф. Григорьеву и С. А. Кашину, а также заведующему Минералого-геохимическим сектором того же Института профессору Д. И. Щербакову за то, что они дали возможность автору продолжить и закончить в Институте Академии Наук настоящее исследование по типоморфным особенностям касситерита, начатое в 1936 г. в ВИМС. Автор выражает свою искреннюю благодарность профессору Н. Е. Веденеевой, которая позволила автору провести ряд кристаллооптических определений в руководимой ею лаборатории в ВСЕГЕИ. Автор признателен сотрудникам этой лаборатории, физикам А. Г. Колотушкину и Н. М. Меланхолину, консультациями которых он пользовался при определении показателей преломления касситерита в сплавах и при исследовании величины коэффициентов поглощения света. Наконец, автор благодарит всех упомянутых в настоящей работе лиц за материал, который они предоставили автору, и за сообщения всех необходимых по ходу работы сведений по отдельным оловорудным месторождениям.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Амирасланов А. А., Теремецкая А. Г. и Алексеев А. А. Отчет о геолого-минералогическом изучении Хапчерангинского месторождения. М., Инст. геол. наук Акад. Наук. Рукопись.
- Арапов Ю. А. и др. Очерк минералогии, геохимии и структуры Такфонского месторождения, как особого типа месторождений олова в известняках. Инст. геол. наук Акад. Наук, 1937. Рукопись.
- Берг Г. Геохимия месторождений полезных ископаемых. Перевод с нем., 2-е изд., ОНТИ, 1937.
- Боровик С. А. и Готман Я. Д. О содержании редких и других элементов в касситеритах различного генезиса из месторождений СССР по данным спектрального анализа. Доклады Акад. Наук, нов. сер., 1939, 23, № 4.
- Готман Я. Д. К вопросу о свойствах касситерита в связи с условиями его образования и литература, приведенная в этой работе. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы. Отд. геол., 1938, 16, № 2.
- Готман Я. Д. Некоторые аномалии свойств касситерита. Доклады Акад. Наук, нов. сер., 1939, 23, № 5.
- Икорникова Н. Ю. и Севрюгина Е. А. Пирамидальные, но призматического габитуса кристаллы оловянного камня из Восточного Забайкалья. Зап. Горн. инст., 1934, 8.
- Ларионов Я. и Толмачев Ю. М. О химическом составе касситеритов. Доклады Акад. Наук, нов. сер., 1937, 14, № 5.
- Левцкий О. Д. Предварительный отчет Чикойского отряда Забайкальской бригады Геол. инст. Акад. Наук, 1938. Рукопись.
- Левцкий О. Д. Вольфрамовые месторождения Забайкалья. Рукопись (в печати).
- Одинец Ю. А. и Шпилько А. Г. Отчет о геолого-поисковых работах на месторождении Кара-Су (Туркестанский хребет) за 1935 г. Фонды Союзникель-оловоразведки. Рукопись.
- Падалка Г. А. Предварительные заключения о геологическом строении и промышленном значении месторождения Имтанджа. Л., Фонды Всес. Геол. инст. Рукопись.
- Радкевич Е. А. Тарбальджейское месторождение олова. Инст. Геол. наук Акад. Наук, 1938. Рукопись.
- Смирнов И. А. и Минаков М. А. Коренные месторождения олова и золота в Чегемском ущелье. «Минер. сырье», 1936, № 12.
- Смольянинов Н. А. Особенности минералогии Джидинского вольфрамового месторождения. Рукопись.
- Стрелкин М. Ф. Минералогия Чердолянского и Баймураинского месторождений. Инст. Геол. наук Акад. Наук, 1939. Рукопись.
- Феннер К. Н. Пневматологические процессы при образовании минералов и руд. Геология рудных месторождений Западных Штатов США. Сборник, посвященный В. Линдгрену. Перевод с американского издания под ред. проф. И. Ф. Григорьева, ОНТИ, 1937, стр. 84.
- Ферсман А. Е. Пегматиты, т. I, 1932.
- Ченцов И. Г. Импалкинское месторождение касситерита. Инст. Геол. наук Акад. Наук, 1938. Рукопись.
- Шнейдер Ю. А. Морфолого-генетическая схема габитусов оловянного камня. «Проблемы сов. геологии», 1939, № 3.

- A h l f e l d F. Ueber Tracht und Genesis des Zinnsteins. «Fortchr. Min.», 1931, 16, Teil 1.
- Die Erzlagerstätten in der tertiären Magmaprovinz der Bolivianischen Centralanden. «Neues Jb. Min.», 1932, 65, A, H. 2 u. 3.
- 1. The Bolivien Tin Belt. «Econ. Geol.», 1936, № 1.
- 2. Vorläufige Mittheilung über die Ergebnisse meiner Studienreisen in Bolivien. «Zbl. Min. Geol. u. Palaeont.», A, 1936, № 7.
- H e r z e n b e r g R. Colloidal Tin Ore Deposits. «Econ. Geol.», 1936, 31, № 7.
- L a n d e s K. K. The Paragenesis of the Granite Pegmatites of Central Maine. «Amer. Min.», 1925, 10, № 11.
- L i n d g r e n W. Succession of Minerals and Temperatures of Formation in Ore Deposits of Magmatic Affiliations. Trans. A. Y. M. E., 1937.
- W e d e n e j e w a N., G r u m - G r z i m a y l o S. W. u. W o l k o f f A. Interferenzmethode zur Bestimmung des Brechungsexponenten mit dem Mikroskop. «Acta Physicochimica. U. R. S. S.», 1936, 5, № 3.

J. D. GOTMAN

**THE TYPOMORPHIC<sup>1</sup> PECULIARITIES OF CASSITERITE IN THE TIN ORE DEPOSITS OF THE U. S. S. R.**

**S u m m a r y**

As a result of a nearly three years' study, carried out by the author on the dependance of the properties of cassiterite upon its genesis, it has been found possible to distinguish with certainty the cassiterites of pegmatite veins from those of quartz, quartz-feldspar and sulphide-cassiterite veins. As to the cassiterites of quartz and quartz-feldspar veins, on the one hand, and the cassiterites of sulphide-cassiterite veins, on the other, the differences between them are not very distinctly pronounced and they resemble each other in many properties.

In accordance with the above-said, the author distinguishes two types of crystalline cassiterites: (1) cassiterite from pegmatite veins, with a dipyrarnidal habit, and (2) cassiterite from all the other deposits of a prismatic habit, with developed pyramidal faces and prismatic zone. Within this second type we may distinguish the cassiterite of quartz and quartz-feldspar veins, i. e. the higher-temperature ones, from those of sulphide-cassiterite veins, the lower-temperature ones. However, due to the fact that, as shown above, these differences are but slightly pronounced, the author does not consider it, practical to subdivide the second type into two independent subtypes.

All the properties distinguishing cassiterites of a different origin from each other are given in the «Table showing the properties of cassiterite». In addition to this table, it should be mentioned that neither a number of properties, such as specific gravity, value of birefringence and refractive indices, nor some chemical impurities can by no means serve as criterions for distinguishing the types of cassiterite.

Since the cassiterites in pegmatite veins are formed in the pneumatolitic and, possibly, in the hydrothermal stage, and due to the fact that during the same stages the cassiterite of quartz, quartz-feldspar and sulphide-cassiterite veins is formed, it may be assumed that the differences in the properties of cassiterite of pegmatite veins from those of the other crystalline cassiterites are accounted for by the different concentration of some or other chemical constituents in the solutions, from which the cassiterite is formed, rather than by the temperatures of formation. This is confirmed by the composition of the impurities in different cassiterites which will be clearly seen from Table 4, giving the spectral analyses of cassiterites.

To the two types of crystalline cassiterite one should add wood tin, which cannot be determined cristallographically, having a radial-concentric struc-

<sup>1</sup> Under the «typomorphic» peculiarities the author understands such peculiarities of the habit of the composition, and of the properties of minerals, which give the possibility of judging about the conditions of their formation.

ture of a solidified gel. Chemically, it is characterized by such impurities as Ag, Zn, Pb, Mo, As, Sb, Ge, Bi. Moreover, wood tin contains some impurities characteristic of the cassiterites from pegmatite veins; these are Nb, Be, Ga, Mn. Likewise present are W and In, in concentrations peculiar to the most low-temperature cassiterites. These peculiarities of the chemical composition of specimens of wood tin are accounted for, first, by the fact that upon solidifying in the form of colloidal masses they entrapped a considerable number of substances, and second, the presence of impurities from Nb to Sb indicates a wide temperature range during which the formation of wood tin could occur. This is in good agreement with the views of Lindgren (1937) and Herzenberg (1936) concerning the rôle of colloids in the formation of tin-ore deposits.

## СОДЕРЖАНИЕ

	<i>Стр.</i>
С. С. Смирнов, М. М. Дубовик, П. П. Епифанов, А. И. Муромцев, А. О. Розенцвит. Минералогический очерк Яна-Адычанского района . . . . .	f
Введение . . . . .	1
I. Геологический очерк района . . . . .	1
II. Общая характеристика минерализации района . . . . .	5
III. Минералогия района . . . . .	9
A. Гипогенная минералогия . . . . .	9
1. Общие сведения . . . . .	9
2. Некоторые замечания к минералогии района . . . . .	11
3. Характеристика некоторых минералов района . . . . .	15
Б. Супергенная минералогия . . . . .	26
1. Общие сведения . . . . .	26
2. Характеристика некоторых супергенных минералов . . . . .	31
IV. Описание отдельных месторождений района . . . . .	33
A. Группа минерализованных зон дробления . . . . .	33
1. Эге-Хайское месторождение . . . . .	33
2. Алыс-Хайское месторождение . . . . .	39
3. Бургавлийское месторождение . . . . .	41
4. Хаттынахское месторождение . . . . .	47
Б. Арга-Ыннахская группа месторождений . . . . .	49
В. Чалбынская группа месторождений . . . . .	49
V. Некоторые заключения и выводы . . . . .	50
1. Общий характер рудного процесса . . . . .	50
2. Распространенность Яна-Адычанского типа оловянных месторождений в других районах . . . . .	54
3. Положение Яна-Адычанских месторождений в схеме классификации оловорудных проявлений . . . . .	57
Литература . . . . .	60
Summary . . . . .	60
Я. Д. Готман. Типоморфные особенности касситерита оловорудных месторождений СССР . . . . .	63
Введение . . . . .	63
I. Химическое исследование касситеритов . . . . .	64
II. Гониометрическое исследование касситеритов . . . . .	74
III. Кристаллооптическое исследование касситеритов . . . . .	83
Заключение . . . . .	90
Литература . . . . .	92
Summary . . . . .	93

Цена 7 р.