

к Вх-н 42  
18/IV-55



КАДЕМИЯ НАУК СССР

СЕКРЕТНО

Экз. № 205

И. П. КУШНАРЕВ

СТРУКТУРА РУДНОГО ПОЛЯ  
ДЖИДИНСКОГО  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ

---

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР  
1954

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

СЕКРЕТНО

Экз. № **205**

И. П. КУШНАРЕВ

СТРУКТУРА РУДНОГО ПОЛЯ  
ДЖИДИНСКОГО  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

1954



5473

Ответственный редактор  
канд. геол. - мин. наук *Л. И. Лукин*

---

## ВВЕДЕНИЕ

В течение семи лет, с 1941 по 1948 г., автор занимался изучением Джидинского месторождения. Уже с самого начала исследований выяснилось, что для оценки перспектив и планирования дальнейших геолого-разведочных и эксплуатационных работ решающим является правильное понимание структуры месторождения. В то же время никто сколько-нибудь детально этим вопросом не занимался. Поэтому изучение структуры автор поставил перед собой в качестве главной задачи. Представлялось необходимым не только выяснить генезис рудовмещающих трещин, но и разобраться в общем ходе процесса рудоотложения в связи с формированием структуры рудного поля и района в целом. Такая постановка вопроса требовала составления новых геологических карт различных масштабов как для рудного поля, так и для более широкого района. При этом пришлось уделить серьезное внимание петрографическому изучению зеленокаменной кембрийской толщи и интрузивных пород. В результате автору удалось расчленить зеленокаменную толщу и существенно изменить представления о геологическом строении района. Кроме того, были выделены два интрузивных (кimmerийских?) цикла и уточнен состав жильного комплекса и возрастного соотношения отдельных его членов.

Для установления характера тектонических подвижек, проявившихся в процессе минерализации, а также для выяснения положения оруденения в общем ходе формирования месторождения пришлось достаточно большое внимание уделить изучению минералогического состава различных жил. В итоге было установлено, что молибденовое оруденение развивалось в два, а вольфрамовое — в пять отдельных этапов, связанных с одной и той же рудоносной интрузией. Молибденовое оруденение древнее даек лампрофиров, а вольфрамовое моложе их.

Характеристике структуры месторождения посвящен отдельный раздел, который обобщает все итоги наблюдений.

Выделяются три крупные эпохи в формировании структуры рудного поля. В последнюю из этих эпох, наиболее важную в формировании месторождения, главное значение имели многократные вертикальные импульсы, связанные со становлением молодой рудоносной интрузии.

Вся совокупность проведенных исследований показывает, что Джидинское месторождение является весьма сложным, своеобразным типом. Отдельные этапы его могут быть сопоставлены с различными жильными вольфрамовыми месторождениями СССР и зарубежных стран.

В проведении полевых исследований совместно с автором участвовали техники-геологи Н. Г. Иванов и М. Д. Уткин и геолог Н. В. Ларина. При камеральных работах автор пользовался консультациями С. Ф. Машковцева и И. С. Вольнского. Спектральные и рентгеноструктурные анализы минералов были сделаны научными сотрудниками Института геологических наук АН СССР Л. Н. Индиченко и Н. Н. Слудской.

При оформлении работы автор получал многочисленные критические указания и советы от О. Д. Левицкого, Л. И. Лукина, А. В. Пэка, Е. П. Солюшкина, А. В. Дружинина и особенно от Ф. И. Вольфсона. •

---

## ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ И ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ РАЙОНА ДЖИДИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Рудное поле Джидинского месторождения находится в Закаменском районе Бурят-Монгольской АССР, приблизительно на меридиане западного окончания озера Байкал, вблизи границы с Монгольской Народной Республикой. Оно расположено на водораздельном хребте между реками Гуджиркой и Инкур — верхними притоками рек Мырген-Шено и Модонкуль, впадающих справа в р. Джиду. Ближайшим наиболее крупным населенным пунктом является г. Городок, расположенный в 8 км севернее месторождения.

До Великой Октябрьской социалистической революции Джидинский район не изучался. Лишь в 1895 г. его посетил Д. А. Ячевский (1898), который по наличию покровов базальта в долинах рек установил проявление новейшего вулканизма. В 1923—1924 гг. в Джидинском районе ряд геологов занимался поисками золота, причем многие из них отметили наличие в шлихах вольфрамита и касситерита.

В 1929 г. А. В. Арсентьев при проведении геологических маршрутов по р. Мырген-Шено и его притоку р. Гуджирке обнаружил в шлихах гюбнерит. Основываясь на данных А. В. Арсентьева, Восточно-Сибирский геологический трест в 1932 г. направил в этот район геолого-разведочные партии М. В. Бесовой, К. А. Шалаева, Е. И. Рамбашевского и В. И. Коробова.

Поисково-разведочный отряд А. Л. Молдавского, входивший в состав партии М. В. Бесовой, вел разведку вольфрамоносной россыпи в пади Гуджирка. В результате этих работ, а также указаний бурята-охотника Шампи Ямпилова на наличие крупной вольфрамовой россыпи в пади Инкур, на водораздельном хребте между этими падями вскоре было открыто коренное Джидинское месторождение. В 1933 г. в районе сел. Михайловки (среднее течение р. Джиды) на р. Булуктай К. А. Шалаевым было открыто Булуктайское молибден-воль-

фрамовое месторождение, а отрядом П. И. Налетова в верховьях р. Джиды найдено Гарбагатайское золото-серебряное месторождение. Отрядом М. В. Бесовой, по указаниям местных жителей, был в дальнейшем обнаружен целый ряд месторождений угля в юрской толще.

В 1935 г. в районе были завершены региональные геологосъемочные работы и П. И. Налетов, К. А. Шалаев и Т. Т. Деуля начали составление сводной геологической карты масштаба 1 : 200 000. Несколько позже (1941) они опубликовали первую сводную работу, суммирующую большой, многолетний материал, собранный всеми предыдущими исследователями. В этой работе приводится схема стратиграфии и тектоники, характеризуется магматизм района и доказывається связь редкометаллового оруденения с молодыми (юрскими?) интрузиями.

В 1935 г. П. П. Зотов (1936) составил схематическую геологическую карту молибденового участка месторождения. Его представление о форме молодой интрузии как этмолита оказалось ошибочным.

Для познания геологического строения района Джидинского месторождения большое значение имели работы Ю. А. Спейта (1937—1938), который составил первую сводную геологическую карту рудного поля в масштабе 1 : 2000 и окружающего района в масштабе 1 : 10 000, дал более полное описание слагающих его пород и наметил основные черты тектоники. В 1936 г. М. В. Бесова производила дальнейшее изучение месторождения и детализацию геологической карты (1939). Результаты этих работ изложены в геологической записке к подсчету запасов, составленной ею совместно с Т. В. Буткевич.

К тому же периоду относятся и минералогические исследования Н. А. Смольянинова (1940), который обнаружил на месторождении много новых минералов как среди первичных руд, так и в зоне их окисления, причем им доказана значительная миграция молибдена в зоне окисления и дана сводная парагенетическая таблица минерализации. Работа Н. А. Смольянинова до сих пор представляет исключительную ценность.

Таким образом, в период, предшествующий Великой Отечественной войне, при изучении и разведке коренного месторождения главное внимание было направлено на изучение геологии района месторождения, а также на поиски и прослеживание рудных жил. Кроме того, проводилось серьезное изучение минералогического состава руд и петрографическое исследование горных пород рудного поля.

В период Великой Отечественной войны и в послевоенный период, в соответствии с запросами практики, месторождение и окружающий его район изучались значительным коллективом геологов. Большой фактический материал по документации

рудоносных жил за это время был накоплен рудничными геологами Н. К. Нефедовым, В. А. Груздевым, С. С. Тетиловым, а также автором настоящей работы. Более региональный характер имеют работы Л. М. Афанасьева (1945—1948). Он занимался петрографическим исследованием интрузивных пород рудного поля, а с целью сравнения изучал также обширную область, охватывающую бассейн р. Джиды и некоторые районы Западного и Восточного Забайкалья. Этим автором впервые доказано, что так называемый Джидинский интрузивный комплекс, относившийся ранее то к палеозойскому, то к варисскому интрузивным циклам, является разновозрастным. Часть слагающих его интрузивов относится к каледонскому, другая — к варисскому, а некоторые из них к мезозойскому циклу. Л. М. Афанасьев убедительно показал, что молодые (юрские) гранитоиды прорывают мелафировый комплекс верхнего палеозоя, и подтвердил взгляды П. И. Налетова и др. (1940) о связи редкометалльной минерализации с молодым интрузивным циклом. В процессе этих работ Л. М. Афанасьевым было открыто в среднем течении р. Джиды небольшое коренное месторождение олова в грейзенах.

Исследования автора на Джидинском месторождении были начаты с марта 1941 г.

В 1941—1942 гг. была выяснена форма молибденового штокверкового оруденения, доказано наличие двух этапов молибденовой минерализации и выяснены основные черты развития структуры молибденового участка.

В следующие годы (1943—1944) исследования автора охватили уже все рудное поле, причем впервые для месторождения в целом были установлены этапы минерализации, доказана разобщенность во времени более древней молибденовой минерализации и вольфрамовой, составлены геологические карты всего рудного поля в масштабе 1 : 5000 и молибденового участка (рудник Первомайский) в масштабе 1 : 1000, а также серия горизонтальных и вертикальных разрезов, позволяющих уверенно вести карьерные разработки. Кроме того, на основании целого ряда вновь составленных геологических карт и разрезов дана схема развития структуры рудного поля.

В 1944—1947 гг. автор продолжал заниматься изучением структуры рудного поля и окружающего района. Своим участием в различное время в этой работе значительную помощь оказали нам Н. Г. Иванов, Н. В. Ларина и М. Д. Уткин. Нам удалось расчленить зеленокаменную толщу кембрийского возраста, изменить прежние представления о стратиграфии и решить ряд вопросов о взаимоотношениях интрузий и связанных с ними даек, а также о соотношении последних с рудоносными жилами.



Наше основное внимание было обращено на изучение структуры месторождения и в частности на решение вопроса о генезисе трещин, характере трещинной тектоники и тектонических движений, предшествующих каждому этапу минерализации. С целью воссоздания истории формирования района и рудного поля выяснялись взаимоотношения дайковых комплексов разновозрастных интрузий, а также вопросы стратиграфии и тектоники района в периоды геосинклинального и платформенного его развития. Несмотря на целый ряд исследований, проведенных в районе Джидинского месторождения, его нельзя считать достаточно изученным. И само месторождение, и особенно прилегающий к нему район заслуживают постановки более детальных поисково-съемочных работ.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ БАССЕЙНА р. ДЖИДЫ

Бассейн р. Джиды расположен в Западном Забайкалье, южнее озера Байкал. Северной окраиной его является южный склон хребта Хамар-Дабан, а южной — Джидинский хребет, по которому проходит государственная граница СССР с Монгольской Народной Республикой. Западная граница района на значительном расстоянии определяется Джидинским хребтом, частично же возвышенностью Восточного Саяна. Общее протяжение р. Джиды, впадающей в р. Селенгу, около 500 км.

Первая сводная работа, посвященная характеристике геологического строения этой огромной площади, равной почти 20 000 км<sup>2</sup>, написана П. И. Налетовым, К. А. Шалаевым и Т. Т. Деуля (1941). Их более поздние работы не вносят ничего принципиально нового в предложенную ими схему геологического строения района.

П. И. Налетов, К. А. Шалаев и Т. Т. Деуля дают следующую стратиграфическую колонку для района.

### Саянский комплекс

Кристаллическая свита: пироксен-амфибол-известковистые породы, гнейсы, биотитовые сланцы, кристаллические известняки, мигматиты и др. (докембрий).

Зонмурунская кристаллическая свита: известняки, сланцы, гнейсы и др. (докембрий?).

Биту-джидинская метаморфическая свита: хлоритовые, серицитовые, известковистые и глинистые сланцы, известняки, кварциты и др. (древний палеозой или протерозой).

### Джидинская толща кембрия

Хохюртовская свита: сланцы, песчаники, известняки, кварциты и др. (См<sub>1</sub><sup>1</sup>—См<sub>2</sub><sup>1</sup>).

Собственно джидинская свита: песчаники, сланцы, известняки, туфогенные образования, эффузивы (См<sub>2</sub><sup>1</sup>—См<sub>2</sub><sup>2</sup>).

Гусиноозерская свита: песчаники, сланцы, конгломераты и др. ( $J_3$ — $Cr_1$ ).

«Вершинные» базальты.

Древние рыхлые отложения.

«Долинные» базальты.

Современные рыхлые отложения.

Схема вулканических циклов дается названными исследователями в виде отдельной таблицы. При этом выделяются каледонский, варисский и альпийский (нижнеюрский или верхнеюрский, верхнемезозойский, третичный и четвертичный) вулканические циклы, с которыми связано образование разнообразных интрузивных и эффузивных пород.

Указанным выше авторам не удалось наблюдать нормальной стратиграфической последовательности древних свит. Везде, где отмечались контакты выделенных свит, они оказывались тектоническими. Это привело к условности в установлении возрастной последовательности свит. Можно полагать, что некоторые из них окажутся либо фациальными разностями соседних свит, либо породами одной и той же свиты, в различной степени метаморфизованными интрузиями.

Л. М. Афанасьев (1948) в своей последней работе дает следующую, несколько упрощенную стратиграфическую колонку для Джидинского района:

1. Докембрийские отложения.
2. Интрузия гранито-гнейсов.
3. Кембрийские отложения.
4. Нижнепалеозойский интрузивный комплекс:
  - а) интрузия ультраосновных пород,
  - б) интрузия гранодиоритов,
  - в) интрузия гранитов и граносиенитов.
5. Эффузивная свита верхнего палеозоя.
6. Мезозойский интрузивный комплекс: интрузия лейкократовых гранитов и граносиенитов.
7. Угленосная свита ( $J_3$  —  $Cr_1$ ).
8. Молодые изверженные породы (сиенит-диориты, микросиениты, базальты).

Ниже мы перейдем к краткой характеристике свит, составляющих район, внося ряд коррективов в обе схемы стратиграфии района.

Следует оговориться, что характеристики отдельных свит будут даны нами с различной степенью детальности, соответственно значению, которое мы им придаем в решении интересующих нас задач.

Докембрийские отложения могут быть разделены на архейские и протерозойские.

Породы архейского возраста развиты преимущественно за пределами описываемого нами района, на Хамардабанском хребте. В состав их входят различного состава парагнейсы, в меньшей мере ортогнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы, реже известняки. По составу, степени метаморфизма и другим признакам этим породам полностью соответствуют комплексы пород, выделенные С. В. Обручевым (1942) в Восточном Саяне и в верховьях р. Джиды и относимые им к архею. В стратиграфической схеме П. И. Налетова (1941) указанному составу пород соответствует так называемый саянский комплекс.

Протерозойские породы имеют большее распространение. Ими сложены южные предгорья хребта Хамардабан. В изученном нами районе они слагают северо-восточную часть и прорваны многочисленными интрузивами гранитоидов. По данным С. В. Обручева (1942), для низов свиты пород протерозойского возраста характерны различные кристаллические сланцы, в средней ее части наблюдаются известняки, выше которых залегают кварц-хлоритовые, серицитовые сланцы, местами кварциты и филлиты.

Указанному комплексу пород соответствует битуджидинская метаморфическая свита, выделенная П. И. Налетовым и др. (1941). Для Джидинского района П. И. Налетов и другие отмечают тектонический контакт между этой свитой и породами саянского комплекса, вследствие чего истинное стратиграфическое положение битуджидинской свиты неясно.

По данным отмеченных авторов, докембрийские образования сложены в сильно сжатые складки северо-восточного простирания. Они прорваны интрузивами мелкозернистых аплитовидных мусковитовых, биотитовых и биотит-амфиболовых гранитов, с которыми связаны весьма мощные контактовые изменения вмещающих пород. Граниты этого типа широко развиты в Восточном Саяне. К сопровождающим их многочисленным пегматитовым дайкам приурочены крупные месторождения слюды.

П. И. Налетов, К. А. Шалаев и Т. Т. Деуля (1941) джидинскую толщу кембрия делят, как уже отмечалось, на две свиты — нижнюю хохюртовскую песчано-сланцевую толщу, развитую в северной части района, и верхнюю эффузивно-осадочную — собственно джидинскую свиту, располагающуюся южнее ее. По данным отмеченных авторов, хохюртовская свита имеет тектонические контакты как с докембрийскими осадками, так и с эффузивно-осадочной свитой. Песчано-сланцевая (хохюртовская) свита состоит из чередующихся пород — песчаников, известковистых, кварц-мусковитовых и биотитовых сланцев, реже кварцитов, известняков и характеризуется

значительной фациальной изменчивостью. В ней найдены органические остатки, позволяющие определить возраст ее как кембрийский (П. И. Налетов и др., 1941).

Следующая — эффузивно-осадочная толща (собственно джидинская свита, по П. И. Налетову), согласно нашим данным, делится на три пачки пород (от древних к молодым): 1) известняки, мощностью более 700 м; 2) переслаивающиеся эффузивные и осадочные породы, состоящие из плагиоклазовых, роговообманковых и диабазовых порфиритов и др., а также известковистые, глинистые и другие сланцы, мощностью около 2000 м; 3) туфы с редкими прослойками сланцев, порфиритов и известняков, мощностью более 500 м.

В известняках первой пачки М. В. Бесова (1938) обнаружена фауна археоциат, отнесенную к  $Sm_1^2$ — $Sm_2^1$ . В других местах района рядом других исследователей была также обнаружена фауна, отнесенная приблизительно к тому же возрасту. Кембрийские отложения смяты в крутые, иногда опрокинутые на юго-запад складки северо-западного простирания ( $325$ — $300^\circ$ ) и прорваны основными и ультраосновными интрузивами (пироксенитов, меридотитов и дунитов), связанными, очевидно, с наиболее ранним этапом каледонской складчатости. Эти интрузивы обычно имеют межпластовый характер при мощности до нескольких сот метров и длиной иногда более 10 км. Наиболее распространены они среди пород эффузивно-осадочной свиты.

Следующим, более молодым комплексом интрузивных пород являются так называемые джидинские гранитоиды. Л. М. Афанасьев (1946, 1948) показал, что они относятся к двум различным циклам каледонского диастрофизма. Более древними из них являются кварцевые диориты и гранодиориты; со вторым, более молодым циклом связаны граниты и граносиениты. Как те, так и другие часто наблюдаются совместно, образуя крупные массивы, центральные части которых сложены гранитами или граносиенитами.

Контакты между гранитоидами обоих циклов резкие. Различаются они и по степени метаморфизма. Кварцевые диориты и гранодиориты обычно имеют резко выраженную планпараллельную (гнейсовидную) текстуру, в то время как граниты и граносиениты сохранили свежий облик. Проводить различие между этими последними и более молодыми юрскими интрузивными породами того же состава вообще трудно, так как пока еще для этого нет достаточно четких петрографических признаков.

Структурным контролем локализации каледонских гранитоидов служат крупные региональные разломы и лишь в част-

ных случаях антиклинальные складки. Среди первых должен быть отмечен разлом, разделяющий песчано-сланцевую толщу и породы архея. Вдоль него наблюдается серия крупных интрузивных массивов. Примером структуры второго типа служит антиклинальная складка меридионального простирания, контролирующая расположение кварцевых диоритов на самом Джидинском месторождении. К дайковым дериватам каледонских интрузий гранитоидов (1-го и 2-го циклов) Л. М. Афанасьев (1948) относит жильные породы диоритового состава — диорит-порфириды, габбро-порфириды и спессартиты, а также дайки микрогранитов, гранит-порфиоров, пегматитов, аплитов, сиенит-порфиоров и спессартитов, перечень которых точно соответствует (исключая неуказанные здесь керсантиты и бостониты) дайковому комплексу молодых (юрских) интрузий. С указанными выводами Л. М. Афанасьева мы не можем согласиться. Мы считаем, что сколько-нибудь веских оснований для таких построений пока нет. К сожалению, Л. М. Афанасьев в своих выводах совершенно игнорирует некоторые фактические данные, на чем мы остановимся ниже.

Нам представляется необоснованной и возрастная последовательность кембрийских свит, принятая П. И. Налетовым (1941). Мы считаем, что более древней свитой является эффузивно-осадочная, а более молодой — песчано-сланцевая (хохуртовская). Основания для такого представления следующие.

1. Эффузивно-осадочная свита характеризуется значительно большим региональным динамометаморфизмом по сравнению с песчано-сланцевой.

2. Крупные интрузивные массивы каледонского возраста тяготеют к полосе распространения эффузивно-осадочной свиты, представляющей, по видимому, зону воздымания антиклинориевого типа. В то же время среди собственно-песчано-сланцевой толщи подобные интрузивы не отмечены и проявляются лишь вдоль тектонического контакта ее с породами.

3. Породы юрского возраста залегают только на породах песчано-сланцевой толщи и у ее контакта с более древними докембрийскими породами, а также на последних, что указывает на прогибание этого участка по сравнению с соседними. Характер этого прогибания не ясен.

На размытой поверхности кембрийских и докембрийских толщ и прорывающих их каледонских интрузивов с резким угловым несогласием залегают вулканогенная формация верхнего палеозоя («мелафировый комплекс», по П. И. Налетову).

В Джидинском районе, по данным П. И. Налетова (1941), в основании этой формации отмечаются конгломераты изменчивой мощности (от 0 до 100 м и более). Выше они сменяются

песчаниками, редко сланцами, переслаивающимися с различными эффузивами основного, кислого и в меньшей мере щелочного состава, а также их туфами. Последние и составляют основную часть комплекса, мощность которого достигает в рассматриваемом районе 1500 м. Органических остатков среди пород этой свиты найдено не было.

В Центральном Забайкалье, представляющем, согласно М. С. Нагибиной и И. В. Лучицкому (1948), переходную зону от платформы (Западного Забайкалья) к геосинклинали (Восточному Забайкалью), характер осадков этой свиты несколько иной. В основании ее здесь также залегают конгломераты изменчивой мощности. Выше наблюдается переслаивание эффузивов основного и кислого состава с конгломератами, песчаниками и глинистыми сланцами; в последних была обнаружена фауна, согласно которой нижняя возрастная граница свиты датируется как верхний карбон или нижняя пермь. Мощность свиты в этой области достигает 1000 м.

В Восточном Забайкалье возраст пород, относимых к этой формации, повышается до мезозоя. Здесь в нее включают породы так называемой вулканогенной юры, мощность которой составляет 500—700 м. Нижняя возрастная граница этой свиты здесь точно не установлена и понижается при переходе от Восточного к Западному Забайкалью; верхняя же возрастная граница ее фиксирована строго налеганием на нее пород верхнеюрского — нижнемелового возраста. Сравнение пород этой формации, произведенное М. С. Нагибиной и Л. М. Афанасьевым для Западного и Центрального Забайкалья, показало их исключительное сходство. Это дает основание параллелизовать их и соответственно считать время формирования этой свиты от верхнего карбона до верхней юры. В описываемом нами районе рассмотренная свита занимает значительные площади к востоку от меридиана среднего течения р. Джиды.

По данным П. И. Налетова, К. А. Шалаева, Т. Т. Деуля (1941) и более новым данным Л. М. Афанасьева (1948), эффузивный комплекс прорывается серией разнообразных гранитоидов и их даек. Л. М. Афанасьев (1945, 1946, 1948) выделяет лейкократовые граниты, гранит-порфиры, граносиениты, кварцевые сиениты, сиениты и жильные дериваты этих интрузий. В последней своей работе (1948) он указывает, что внедрение даек (дериватов этих интрузий) протекало в два этапа. К первому из них относятся: 1) гранит-порфиры, 2) кварцевые порфиры, 3) кварцевые сиенит-порфиры, 4) пегматиты, 5) аплиты, а ко второму — бостониты и керсантиты. К сожалению, каких-либо обоснований такой последовательности внедрения дайковых пород в этой работе не приведено. Однако в более ранней своей работе Л. М. Афанасьев (1945) отмечал, что дай-

ками бостонитов пересекаются интрузивы лейкократовых гранитов, граносиенитов и сиенитов. Наши исследования на Джидинском месторождении показали, что дайки бостонитов, а также кварцевых и бескварцевых сиенит-порфиров (темного цвета) пересекаются дайками гранит-порфиров, апофизами гранит-порфирового массива, с которым генетически связана рудная минерализация. Кроме того, на основании взаимных пересечений даек было установлено, что вслед за внедрением гранит-порфиров и микрогранит-порфиров локализовались пегматиты, аплит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры (серые), керсантиты и спессартиты. Вместе с тем Л. М. Афанасьевым и другими исследователями отмечалось, что дайки бостонитов, широко развитые в районе, обладают удивительно выдержанным составом и структурой, что дает нам основание считать их своего рода «стратиграфическим горизонтом», позволяющим выделить два этапа молодых интрузий. К первому этапу нами относятся лейкократовые граниты, граносиениты, кварцевые сиениты и сиениты. Дайковыми дериватами их являются кварцевые и бескварцевые сиениты (темного цвета) и бостониты. Ко второму этапу следует отнести гранит-порфиры и лейкократовые граниты, макроскопически близкие аналогичным породам первого этапа.

Дайковый комплекс этого этапа (от древних к молодым) следующий: 1) гранит-порфиры и микрогранит-порфиры (ранее относившиеся к кварцевым порфирам); 2) пегматиты; 3) аплит-порфиры; 4) кварцевые сиенит-порфиры (серые); 5) керсантиты; 6) спессартиты.

Молодые интрузии обычно слагают массивы небольшой площади, обычно не превышающей 0,5—1,5 м<sup>2</sup>. Это, очевидно, связано в одних случаях с их формой (штоки), а в других и с глубиной эрозионного среза (куполовидные интрузии и едва вскрытые батолиты). Отмечается локальная приуроченность этих массивов к антиклинальным складкам и зонам дробления у контактов метаморфических пород с каледонскими интрузивами. С этими молодыми интрузиями и связано интересующее нас редкометальное молибден-вольфрамовое оруденение.

Верхняя возрастная граница этих интрузий определяется тем, что галька подобных пород была встречена в конгломератах гусиноозерской свиты, относимой по находкам флоры к верхней юре — нижнему мелу (J<sub>3</sub> — Cr<sub>1</sub>).

Гусиноозерская свита представлена континентальными образованиями и распространена в Джидинском районе в виде отдельных разобщенных пятен. Обычно в состав нее входят конгломераты, песчаники, сменяющиеся выше мергелями, а также глинистыми и горючими сланцами с прослоями угля промышленной мощности. Породы этой свиты обычно смяты в



весьма пологие брахиантиклинальные и брахисинклинальные складки, нарушенные впоследствии различно ориентированными сбросами незначительных амплитуд (первые метры).

Гусиноозерская свита рассекается серией сравнительно малочисленных даек сиенит-диоритов, микросиенитов и базальтов. Кроме того, базальты образуют наиболее молодые покровы, среди которых П. И. Налетовым (1941) выделяются «вершинные», излившиеся на сильно пенепленизированную поверхность, и «долинные», излившиеся сравнительно недавно, когда пенеплен был приподнят и расчленен обильной речной сетью. Потоки лав, изливавшихся главным образом из вулканов центрального типа, перекрывали делювиальные и аллювиальные отложения. Впоследствии они были пропилены реками, и в таких участках часто наблюдаются типичные каньоны.

Общая схема стратиграфии и вулканизма района бассейна р. Джиды, с учетом сделанных нами поправок, может быть представлена в виде следующей таблицы.

Осадочные и эффузивные образования	Интрузии	
Современные аллювиальные и делювиальные отложения (Q)		
«Долинные» базальты (Q)		
Древние аллювиальные и делювиальные отложения (Q)		
«Вершинные» базальты (T <sub>г</sub> — Q)		
Гусиноозерская свита (J <sub>3</sub> — Cr)	Дайки базальтов, микросиенитов и сиенит-диоритов	
Конгломераты, песчаники, мергели, горючие сланцы, угли		
Вулканогенная формация (C <sub>3</sub> — J <sub>3</sub> ) («мелафировый комплекс»)	1. Лейкократовые граниты и гранит-порфиры 2. Лейкократовые граниты, граносиениты, сиениты	Этапы
Конгломераты, песчаники, сланцы и главным образом основные, кислые и щелочные эффузивы и их туфы		
Кембрий		
Песчано-сланцевая свита (хортутовская свита)	1. Лейкократовые граниты, граносиениты, сиениты	Этапы
Переслаивание песчаников, различного рода сланцев, реже известняков, кварцитов.	2. Кварцевые диориты и гранодиориты	

Киммерийские

Каледонские

Кембрий

Эффузивно-осадочная свита (собственно джидинская свита). 1. Известняки. 2. Переслаивание метаморфических сланцев с плагиоклазовыми, роговообманковыми и диабазовыми порфиритами. 3. Туфы с редкими прослоями других пород. Общая мощность более 3200 м.

Этапы

Протерозой (биту-джидинская свита). Гнейсы, кристаллические сланцы, известняки, кварц-хлоритовые, серицитовые и другие сланцы, кварциты, филлиты.

Архей (саянский комплекс). Мигматиты, гнейсы, кристаллические сланцы, известняки, амфиболиты.

Интрузии

3. Основные интрузии — дуниты, пироксениты, перидотиты

Мелкозернистые лейкократовые гнейсированные граниты

Каледонские

Докембрийские

5473



## КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О РУДОНОСНОСТИ И РАЗВЕДАННОСТИ ДЖИДИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Минерализованная площадь рудного поля Джидинского месторождения, длиной около 4 км и шириной 2 км, вытянута в широтном направлении. Восточная ее половина сложена породами эффузивно-осадочной свиты кембрийского возраста, смятыми в крутые складки. Эта свита прорвана кварцевыми диоритами каледонского возраста, слагающими западную часть района.

На контакте отмеченных пород располагается небольшой массив гранит-порфира юрского возраста, с которым генетически связано молибденовое и вольфрамовое оруденение. Оруденение концентрируется в самостоятельных обособленных рудных телах и представлено следующими типами: жильным, штокверковым и редко вкрапленным.

К жильному типу относится практически все промышленное вольфрамовое оруденение и небольшое число промышленных и непромышленных кварц-молибденитовых жил. Большинство кварц-вольфрамитовых жил располагается в кварцевых диоритах западной части рудного поля, значительно меньшее их количество встречено в центральной его части среди гранит-порфиров и совсем небольшое число жил наблюдается в восточной половине минерализованной площади среди пород эффузивно-осадочной свиты. Около 65% кварц-вольфрамитовых жил имеет широтное простирание и южное падение под углами 45—60°. Остальная их часть характеризуется преимущественно северо-западным (312°) простиранием и падением на юго-запад под углами около 60°; в меньшей мере распространены жилы северо-восточного простирания с падением на юго-восток под такими же углами. Сравнительно редки жилы широтного простирания, падающие почти вертикально, а иногда на север под углами 40—45°.

Кварц-молибденитовые жилы могут быть разделены на полого- и крутопадающие. Первые залегают вблизи контакта

вмещающих пород с гранит-порфирами; они имеют различные простирания, но всегда падают полого ( $20-25^\circ$ ) в сторону интрузивного массива. Крутопадающие жилы имеют достаточно разнообразные простирания; они залегают в гранит-порфировом массиве и очень редко выходят за его пределы.

К штокверковому типу относится фактически все промышленное молибденовое оруденение, залегающее в массиве гранит-порфира и приуроченное к его апикальной части. Форма промышленного штокверкового оруденения напоминает деформированную шляпку гриба, которую как бы футляром подобной же формы облекают забалансовые руды. Штокверковое вольфрамовое оруденение наблюдается среди кварцевых диоритов в области максимальной концентрации кварц-вольфрамитовых жил различных простираний. Контуры и промышленная ценность этих руд полностью еще не выяснены.

Вкрапленное оруденение тесно связано со штокверковыми молибденовыми рудами. Оно выражено небольшими зонами неправильной формы и незначительной длины.

Процесс минерализации месторождения развивался в семь последовательных этапов. Молибденовое оруденение было образовано в первые два этапа. Вольфрамовая минерализация отделена от молибденовой этапом внедрения лампрофировых даек (керсантитов и спессартитов). Ее формирование, включая и наиболее ранний этап образования безрудных микроклиновых жил, проходило в пять этапов. Доказательств указанных положений мы здесь не приводим, потому что этому вопросу посвящен специальный раздел работы.

На рудных участках всех перечисленных типов минерализации, по мере их обнаружения, с 1933 г. производятся разведочные работы. Естественная обнаженность в пределах рудного поля ничтожно мала. Поэтому поиски выходов рудных жил и их прослеживание на поверхности производились путем проведения серии магистральных канав меридионального простирания (вкрест простирания большинства жил и даек), а также канав и расчисток по жилам. Молибденовое (Первомайское) месторождение разведывалось шурфами, пройденными по сетке  $20 \times 20$  м, которые также были использованы для молибденометрической съемки. Всего при разведке поверхности вместе с разведкой россыпей к 1 января 1947 г. было вынуто  $188\,000$  м<sup>3</sup> грунта, из которых на разведку коренного месторождения было затрачено около  $130\,000$  м<sup>3</sup>.

Помимо сети шурфов и канав молибденовое месторождение было разведано скважинами по сетке  $50 \times 50$  м до глубины в среднем в 100 м. По осям типичных скважин было пройдено четыре глубоких шурфа. В результате перечис-

ленных разведочных работ удалось в основном разведать месторождение и утвердить запасы высоких категорий.

Вольфрамовое месторождение (рудник Холтасон), помимо канав и небольшого количества скважин, разведывалось преимущественно горными работами, главным образом штольнями и штреками. Общая длина горизонтальных выработок составляет здесь свыше 20 км. Горными выработками жилы разведаны по падению на 400—450 м от современной дневной поверхности.

С 1943 г. большое распространение на месторождении получило подземное алмазное бурение горизонтальных скважин. Это позволило осветить интервалы между параллельными жилами и дало возможность обнаружить ряд слепых промышленных жил. Разведочные работы позволили сократить общее количество жил с 275 приблизительно до 200, главным образом за счет соединения отдельных выходов жил. В качестве такого примера можно привести жилу со сложным номером 6-151-82-26-4-255, длиной около 1350 м. Общей контролирующей структурой для этой жилы является крупный разлом, в пределах которого она имеет четковидную форму, вследствие чего отдельные ее участки считались самостоятельными жилами. В других случаях можно говорить о сложных жилах, которые состояются пучком расходящихся и иногда вновь сходящихся жил (жила 102-200-253-103, см. карту). Из 200 известных на месторождении жил только около двадцати разведано штольнями и штреками и лишь двенадцать подвергаются эксплуатации.

Было выяснено, что жилы нередко следуют по контактам даек, широко развитых в пределах рудного поля. При этом они не всегда приурочены к одному из контактов, а часто переходят с одной стороны дайки на другую (жила № 3 и др.) или даже несколько удаляются в сторону вмещающих пород (кварцевых диоритов).

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Как видно из геологической карты (1) района Джидинского месторождения, главными комплексами слагающих его пород являются: эффузивно-осадочная толща кембрийского возраста, кварцевые диориты, кварцевые сиениты и сиениты, граниты и гранит-порфиры, а также многочисленные жильные дериваты последних. Эффузивно-осадочная толща занимает всю восточную часть площади района. Это сложный комплекс пород. В своей нижней части он слагается известняками, которые выше переходят в толщу чередующихся между собой порфиритов, глинистых, песчаных сланцев и других осадочных пород. Верхние горизонты толщи слагают туфы, состоящие из обломков подстилающих пород, сцементированных вулканогенным материалом. Весь этот комплекс пород смят в две крутые складки меридионального простирания, переходящего на юго-востоке в северо-западное. Возраст свиты определяется как кембрийский на основании находок фауны археоциат в известняках. Среди этого складчатого комплекса наблюдаются полосы пироксенитов, превращенных в серпентиниты, частично в амфиболиты. Последние нередко отмечаются на отдельных участках и среди порфиритов, и в кварцевых диоритах. По времени внедрения пироксениты относятся условно к каледонскому циклу. С несколько более молодой интрузией этого же цикла связывается массив кварцевого диорита, рвущий эффузивно-осадочный комплекс и занимающий почти всю западную часть планшета. По форме и размерам этот интрузив должен быть отнесен к батолиту. Незначительные площади в пределах района занимают кварцевые сиениты и сиениты, образующие два массива. Один из них располагается в ядре Мыргеншинской антиклинальной складки севернее пади Зуевской, второй прорывает кварцевые диориты у пос. Холтасон. По форме оба эти массива представляют собой штоки или небольшие куполовидные интрузивы. На основании сходства с интрузиями подобного

состава, рвуцми мелафировый комплекс палеозоя, они, как и те, относятся к юрскому (?) возрасту. К молодым интрузиям приблизительно того же возраста относятся и лейкократовые граниты Сухого Ключа, внедрившиеся в ядро Мыргеншинской антиклинальной складки в ее южной части (в пределах нашего района), и гранит-порфиры, занимающие приблизительно центральную часть района. Гранит-порфиры внедрились в зону контакта кварцевых диоритов и кембрийских метаморфических пород. Около последнего интрузива концентрируется большое количество дайковых пород, связанных с молодыми интрузиями. Они приурочены к зонам разломов преимущественно широтного и северо-восточного простирания. Ниже мы перейдем к более подробному описанию пород, слагающих район.

### СТРАТИГРАФИЯ

Эффузивно-осадочная толща — наиболее древний комплекс пород, слагающих район. Как уже отмечалось, по составу она расчленяется нами на три пачки пород (от древних к более молодым).

1. Известняки с единичными прослоями сланцев, мощностью более 700 м.

2. Толща перемежающихся эффузивных и осадочных образований с преобладанием последних. Из осадочных пород следует отметить различные разновидности сланцев кремнистых, кварц-хлоритовых, серицитовых, известковистых, песчано-глинистых и др. Реже встречаются песчаники и чрезвычайно редко конгломераты. Эффузивы представлены главным образом диабазами, роговообманковыми порфиритами, значительно менее развиты альбитофиры и спилиты. Мощность пачки около 2000 м.

3. Туфы с редкими прослойками сланцев, известняков и диабазовых порфиритов; приблизительная мощность более 500 м.

Все эти породы сильно метаморфизованы, довольно сходны между собой, и при беглом осмотре создается впечатление, что они представляют собой монотонную зеленокаменную толщу. Учитывая к тому же очень плохую обнаженность, легко можно объяснить слабую изученность характеризуемых пород, долго остававшихся совершенно не расчлененными. Так, первоначально Ю. А. Спейт (1936, 1937) и М. В. Бесова (1938) среди зеленокаменной толщи выделили только известняки и отдельные участки серпентинитов и амфиболитов. Впоследствии лишь Л. М. Афанасьев (1944) доказал возможность расчленения описываемой толщи; им были выделены прослои кварцитовых песчаников, альбитофиров и полосы амфиболитов и сер-

пентинитов. Дальнейшее расчленение было произведено нами в 1944—1945 гг. совместно с Н. В. Лариной и в 1946 г. с М. Д. Уткиным. Поскольку макроскопически отличать отдельные горизонты в монотонной зеленокаменной толще совершенно невозможно, из всех взятых образцов делались прозрачные шлифы, изучение которых, как правило, шло параллельно с проведением съемки. В результате удалось выделить прослой известковистых песчаников, глинистых и метаморфических сланцев, плагиопорфиров, диабазовых порфиров, туфов и других разновидностей пород. Были также прослежены полосы серпентинитов в северной части района. В процессе этого изучения выявилась крупная роль порфиров в строении средней части толщи и туфов — в верхней пачке. Все вместе взятое позволило значительно уточнить структуру района.

Поскольку значительная часть пород эффузивно-осадочной толщи описывалась рядом авторов, а основное внимание в предлагаемой работе уделяется рассмотрению структурных вопросов, мы считаем возможным привести лишь сжатую петрографическую характеристику пород, остановившись несколько подробнее на описании тех разновидностей, которые раньше не изучались.

Известняки образуют наиболее крупные выходы в восточной части планшета, в районе Мырген-Шеню — Сухой Ключ, где слагают ядро антиклинальной складки с осью, вытянутой в меридиональном направлении. Другой выход известняков наблюдается приблизительно в центре закартированной площади и приурочен к ядру второй антиклинали меридионального направления. Кроме того, прослеживаются тонкие прослой известняков и известковых сланцев среди туфов и других пород. Известняки представляют собой серые и светлосерые тонкозернистые породы обычно с массивной и очень редко со слоистой текстурой. Изучение известняков под микроскопом в проходящем свете показывает, что они состоят из мелких (в среднем 0,05 мм) зерен кальцита с неправильными зубчатыми контурами. Углистое вещество обычно придает породе желтовато-буроватый оттенок, наблюдаемый только под микроскопом. Структура породы гранобластическая. На основании находок фауны археоциат и мшанок, сделанных М. В. Бесовой (1938), возраст известняков определен как  $Сп_1^1$  и  $Сп_1^2$ . Совершенно условно к этому же возрасту относится и вся лежащая выше осадочно-эффузивная толща, не содержащая фаунистически охарактеризованных горизонтов.

**Песчаники.** По данным Л. М. Афанасьева (1945), макроскопически песчаники имеют массивное или сланцеватое сложение и зеленовато-серую окраску. Под микроскопом видно,



что сложены они угловатыми, плохо окатанными зернами кварца и зернами сильно серицитизированного полевого шпата. Цементом служит кварцево-глинистый материал, в составе которого имеются хлорит, кальцит и гидрокислы железа. В перечне пород, слагающих район, песчаники ранее отмечались Ю. А. Спейтом (1936) и М. В. Бесовой (1938), но на геологической карте до последнего времени не были выделены, потому что известны были только по отдельным находкам в свалах. В коренном залегании песчаники встречены на правом и левом склонах Гуджирской пади; вытянуть их по простиранию нам не удалось.

Кремнистые сланцы впервые выделены Л. М. Афанасьевым (1945) в виде одной полосы на правом и частью на левом склонах пади Гуджирки, среди эффузивно-осадочной толщи. Впоследствии Н. В. Ларина встретила их в виде прослоя среди известняков, на правом водораздельном гребне ручья Нарын. Полоса кремнистых сланцев, выделенных Л. М. Афанасьевым, имеет видимую мощность (по обломкам в делювии) около 150—200 м, а в магистральной канаве № 66 даже 250 м.

Нами было выяснено, что дальше к северу эти породы не прослеживаются. Повидимому, мощность их значительно меньше той, что указывает Л. М. Афанасьев, и они постепенно переходят в глинистые метасланцы. Кремнистые сланцы имеют светлосерую окраску, несколько отличающуюся от общего зеленого тона окружающих пород. Они состоят преимущественно из кварца (70—85%), который образует полоски, вытянутые преимущественно в одном направлении. При этом зернышки кварца, слагающие отдельные полоски, иногда несколько отличаются по крупности от зерен, слагающих соседние полоски. Полосчатость (слоистость) в кремнистых сланцах подчеркивается также струйчатым расположением хлорита и серицита.

Известковистые сланцы и песчаники встречаются в виде нескольких прослоев среди эффузивно-осадочных пород. Макроскопически это зеленовато-серые породы, в которых уже макроскопически можно легко различить зерна кальцита, слагающие главную массу породы. Под микроскопом видно, что они состоят главным образом из кальцита, образующего многочисленные зерна, которые в сланцах рассеяны среди каолининовой массы, а в песчаниках и песчано-глинистых сланцах встречаются совместно с глинистым материалом. В составе цемента характеризуемых пород часто наблюдаются серицит, хлорит и окислы железа. Последние, как правило, развиваются по магнетиту, реликты которого находятся в породе в виде единичных зерен. В составе обломочного материала

песчаников наблюдаются окатанные и слабо окатанные угловатые зерна кварца, реже полевого шпата. Сланцеватая текстура породы проявляется либо в ориентированном расположении прослоек, несколько различающихся по минералогическому составу, либо в струйчатом расположении хлорита, серицита и некоторых других минералов.

Глинистые сланцы наблюдаются в тех же обнажениях, что и ранее охарактеризованные породы. Макроскопически описываемые породы имеют сланцеватое сложение и темную, нередко почти черную, темнозеленую, серовато-зеленую окраску; реже встречаются светлозеленые разновидности. Сланцеватое сложение породы отчетливо выявляется и под микроскопом, где оно подчеркивается ориентированным расположением чешуйчатых или зернистых минералов, изменением минералогического состава отдельных полосок и изменением окраски последних.

В состав глинистых сланцев входят минералы каолиновой группы, а также хлорит, серицит, карбонат, актинолит, эпидот. По преобладанию того или иного из этих минералов могут быть выделены следующие разновидности: глинисто-серицитовые, глинисто-хлоритовые, глинисто-карбонатные, глинисто-актинолитовые, глинисто-эпидотовые и др. При этом следует иметь в виду, что в каждой из выделенных групп пород наблюдаются в тех или иных количествах все ранее перечисленные минералы. Наряду с этим, почти всегда в сланцах выявляются гидроокислы железа, придающие породе буроватую окраску.

Кварц-серицитовые сланцы довольно часто наблюдаются в той же толще, что и охарактеризованные выше разновидности. Состоят они главным образом из кварца и серицита с небольшой примесью хлорита. Серицит часто является преобладающей составной частью и слагает цемент породы. Сланцеватость пород хорошо выражена ориентированным расположением слюды и частично кварца. С этим направлением совпадает система сближенных трещинок, наблюдаемых в обнажениях.

Кварц-хлоритовые сланцы от описанных выше отличаются тем, что вместо серицита в них распространен зеленый хлорит, придающий темнозеленую окраску и подчеркивающий сланцеватую текстуру породы. В этих породах также часто наблюдается богатая вкрапленность магнетита, частично перешедшего в бурые водные окислы железа. Следует отметить, что вкрапленность магнетита в породах вообще носит региональный характер, но содержание ее значительно варьирует в отдельных слоях и даже в пределах одних и тех же слоев.

Порфиритовые псевдосланцы неоднократно отмечались С. Ф. Машковцевым при описании обнажений, вскрытых магистральными канавами на правом склоне Гуджирки. Макроскопически они не отличаются от других пород зеленокаменной толщи, но легко определяются под микроскопом. Порода сложена кварцем, кислым плагиоклазом, слабо окрашенной слюдкой, пиритом и гидроокислами железа, развитыми по пириту. Структура породы порфиробластовая, текстура полосчатая с чечевицевидным расположением групп более крупных зерен кварца, остатков полевых шпатов и слюдки. В массе отмеченных минералов встречаются кристаллы альбит-олигоклаза, размером до 1,5 мм, нередко в виде призм, вытянутых длинными осями в одном направлении, что можно считать указанием на развитие в породе первичной флюидальной текстуры. Отдельные чечевицы, сложенные агрегатом зерен кварца, иногда слагают своеобразные полоски. Происхождение последних неясно. Не исключена возможность, что они представляют собой раздавленные (гранулированные) вкрапленники. Однако они могут являться и вторичными образованиями.

Помимо отмеченных минералов, в породе присутствует существенная примесь пирита. Размеры зерен его колеблются от десятых долей миллиметра до самых мельчайших кристалликов. Наличие пирита в данном случае можно рассматривать как показатель проявления гидротермальной деятельности. В первичном виде порода, вероятно, отвечала по составу кислому эффузиву типа порфира, а затем в результате динамометаморфизма и гидротермального воздействия была превращена в кристаллический сланец.

Различные количественные соотношения кварца, серицита, хлорита, каолинита, роговой обманки, эпидота и других минералов позволяют выделить целую серию местных разновидностей метаморфических сланцев, охарактеризовывать которые порознь автор не считает необходимым.

Из эффузивных образований, развитых в пределах Джиндинского рудного поля, следует отметить прежде всего плагиоклазовые порфириты, входящие в состав мощных пластов, перемежающихся с различными метаморфическими сланцами. Это плотные темнозеленые породы, местами сильно рассланцованные, местами почти совершенно не сланцеватые. Изучение шлифов показывает, что породы состоят главным образом из олигоклаза, слагающего как фенокристаллы размерами от 0,2—0,3 до 1—1,5 мм, так и основную массу, где размер зерен колеблется от тысячных долей миллиметра до 0,03—0,05 мм.

Из вторичных минералов в породе большим распространением пользуются светлозеленый хлорит, эпидот и кальцит.

Последний образует тонкие жилы и линзочки, а также отдельные неправильные участки. Стекло в основной массе не отмечается, хотя утверждать, что оно отсутствовало, трудно из-за сильного метаморфизма, приведшего к образованию вторичных минералов. Почти во всех случаях в породе наблюдается сильный катаклиз, который выражается раздробленностью и изогнутостью кристаллов полевых шпатов, а также их волнистым угасанием и наличием серии жилок, выполненных вторичными минералами, главным образом кальцитом. Степень карбонатизации, хлоритизации и эпидотизации в различных обнажениях неодинакова, как и степень динамометаморфизма. Обычно структура породы порфирировая, основной массы — панидиоморфнозернистая, иногда трахитоидная. В тех же случаях, когда метаморфизм проявился интенсивно и привел к образованию кристаллических сланцев с четко выраженной сланцеватостью, порода приобретает облик псевдопорфирита.

Роговообманковые порфириды встречаются в тех же полосах, что и плагиопорфириды. От последних они отличаются наличием как во вкрапленниках, так и в основной массе зеленой роговой обманки, часто замещенной хлоритом. Измерения фенокристаллов плагиоклаза на столике Федорова дали следующие результаты:

1-е измерение. Закон срастания альбитовый, плагиоклаз	№ 23
2-е       »       »       »       »       »	№ 26
3-е       »       »       »       »       »	№ 27

Среднее из трех измерений дает № 25, т. е. плагиоклаз относится к олигоклазу. Структура породы и характер ее изменения совершенно аналогичны плагиопорфиритам.

Диабазовые порфириды и спилиты встречаются в различных частях тех же полос, что и описанные выше породы. По общему облику диабазовые порфириды трудно отличимы от плагиопорфиритов и часто в поле ошибочно принимаются за последние. При изучении шлифов видно, что диабазовые порфириды сложены плагиоклазом, альбитизированным по краям и сосюритизированным в центральных частях, а также авгитом, почти полностью замещенным зеленым хлоритом.

Порода характеризуется обильным развитием магнетита, вкрапленность которого местами составляет до 15% площади шлифа. Плагиоклаз и авгит, замещенный вторичными минералами, слагают как основную массу породы, так и вкрапленники. Помимо альбитизации, эпидотизации и хлоритизации,

в породе проявляется в различной степени процесс карбонатизации. Вместе с тем достаточно интенсивно проявлен катаклаз, который выражен в раздроблении зерен породообразующих минералов и прежде всего плагиоклаза. Раздробление пород и замещение породообразующих минералов вторичными образованиями нередко приводят к полной утрате первичной структуры. В большинстве случаев все же в той или иной мере сохраняется офитовая структура основной массы. Иногда удается наблюдать проникновение диабазовых порфиритов в карбонат-глинистые сланцы в виде очень четких послойных инъекций.

Наряду с диабазовыми порфиритами, в пределах Джидинского рудного поля изредка отмечаются спилиты. Существенную роль они играют среди обломков туфов. Спилиты сложены в основном измененными (каолинизированными) кристаллами плагиоклаза, занимающими до 80% площади шлифа. Остальную часть породы составляют хлорит и окислы железа, окрашивающие ее в бурый цвет; кое-где сохраняется и магнетит. Структура породы трахитоидная.

Альбитофиры впервые отмечены Л. М. Афанасьевым, а впоследствии и нами. Они обнажаются в виде небольших выходов. Согласно данным Л. М. Афанасьева, альбитофиры характеризуются относительно хорошей сохранностью первичных минералов и структуры и отличаются от окружающих пород более светлой окраской. Вкрапленники в них представлены кристаллами альбита и в отдельных случаях кварца. Основная масса слагается микролитами альбита, а также скоплениями хлорита и эпидота.

Туфы занимают северо-восточную часть рудного поля и образуют полосу, подчеркивающую общее погружение Мыргеншинской антиклинали. Это плотные темные породы, иногда с фиолетовым оттенком. Под микроскопом установлено, что они состоят главным образом из обломков плагиоклазовых порфиритов, диабазовых порфиритов, спилитов и кристаллов плагиоклазов, реже обломков осадочных пород — известняков, метасланцев, а также мелких зерен кварца.

Основная масса породы сложена микролитами плагиоклаза и сгустками хлорита, отмечаются также участки карбоната и скопления чешуек серицита. Мелкие зерна эпидот-цоизитовых минералов и окислы железа придают отдельным участкам породы грязнобурый цвет. Местами эпидот развит обильно, образуя скопления крупных кристаллов. С ним же иногда ассоциирует хлорит, образующий крупные поля зеленой окраски. Туфы, как правило, не рассланцованы.

## ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

### Интрузивы ультраосновных пород

Ультраосновные породы вытягиваются в виде трех полос, залегающих согласно среди эффузивно-осадочной толщи, и, повидимому, представляют собой пластовые интрузии. Наиболее западный массив характеризуемых пород имеет дайкообразную форму и прослеживается на протяжении свыше 10 км, уходя за пределы нашего района; мощность его от 50 до 300—350 м. Этот массив слагается главным образом серпентинитом, среди которого нередко встречаются участки пород, сохранившихся от метаморфизма. Такие породы, по данным микроскопического исследования, состоят из моноклинного пироксена — авгита. Они интенсивно раздроблены вплоть до образования милонита и замещаются серпентином (антигоритом), реже превращены в тальк-карбонатную породу, иногда с примесью серпентина. Среди серпентинитов, слагающих более восточный массив, Л. М. Афанасьев (1945) встретил редкие единичные зерна оливина и на основании этого пришел к заключению, что серпентиниты образовались по перидотитам. В двух других изученных нами массивах оливин не отмечен. Однако следует указать, что в одном из шлифов, помимо авгита, наблюдалось очень небольшое количество основного плагиоклаза. Все это позволяет считать более вероятным, что серпентиниты развились по широксенитам, которые в отдельных участках показывают некоторые колебания в составе. Охарактеризованные породы по аналогии с Восточным Саяном мы склонны считать каледонскими.

### Породы Джидинской интрузии

Под названием Джидинской интрузии П. И. Налетов (1941) выделил комплекс преимущественно кислых гранитоидов, рвущих породы кембрийского возраста. В пределах рудного поля к ним относятся также кварцевые диориты, которые, по представлениям П. И. Налетова и др. (1941), М. В. Бесовой (1938) и др., являются краевой фацией гранитов, располагающихся западнее. Однако в последние годы (1944—1945) Л. М. Афанасьев, изучавший взаимоотношения кварцевых диоритов с гранитами в 8 км от сел. Хужир вверх по р. Джиде у ее скалистых берегов, наблюдал между ними резкий контакт. Эти наблюдения заставляют усомниться в правильности прежних представлений и считать породы разновозрастными, тем более что они подвергнуты различной степени метаморфизма: кварцевые диориты более метаморфизованы, чем граниты и граю-

сиениты. Видимо, они относятся к разным этапам того же каледонского цикла. Кроме кварцевых диоритов, Л. М. Афанасьев (1945, 1946) выделяет на карте в качестве членов единой интрузии габбро, диориты, лейкократовые кварцевые диориты (трондьемиты) и сиениты. Он отмечает, что между всеми этими разностями пород наблюдаются постепенные переходы, за исключением сиенитов, контакты которых с кварцевыми диоритами им не наблюдались вследствие плохой обнаженности. Полученные нами материалы не позволяют полностью согласиться с рядом положений, высказанных Л. М. Афанасьевым. Подробнее об этом сказано ниже.

Кварцевые диориты слагают почти всю западную часть рудного поля и значительную площадь за его пределами. Геологическим картированием установлено, что массив кварцевых диоритов внедрился в ядро антиклинали. Восточный контакт массива, показанный на карте II, имеет меридиональное простирание, согласное с простиранием оси складки, и падает на восток под углами  $45-70^\circ$ . В пределах рудного поля кварцевые диориты пересечены системой даек, многочисленными кварц-вольфрамитовыми и очень редкими кварц-молибденитовыми жилами (см. карту II). Кварцевые диориты макроскопически представляют собой плотные, массивные, серовато-зеленые или зеленовато-серые породы, в которых часто наблюдается полосчатое расположение породообразующих минералов, придающих породе гнейсовидный облик. Обычно полосчатость параллельна простиранию контакта и вытягивается в меридиональном направлении, реже она ориентирована к контакту под углами  $30-45^\circ$ , простираясь в направлении СВ и СЗ. Очень редко отмечается полосчатость, вытягивающаяся в широтном направлении. Во всех наблюдаемых случаях полосчатость падает под крутыми углами, колеблющимися в пределах  $75-90^\circ$ . Иногда простирание полосчатости меняется на очень небольших интервалах и тогда наблюдаются микроскладки сложной формы.

Главными породообразующими минералами кварцевых диоритов является плагиоклаз в виде призматических и таблитчатых зерен, размером  $0,5-3$  мм; он составляет больше половины площади шлифа. Кроме того, в породе содержится  $15-25\%$  роговой обманки и около  $10\%$  кварца. Изредка в породе встречается также калиевый полевой шпат. Из акцессорных наблюдаются апатит, магнетит и титанит. Измерения плагиоклазов на столике Федорова (в шлифах № 3654 и 3878) дали совершенно одинаковые результаты. Плагиоклазы являются зональными, центральные их части более основные, чем краевые. Нередко внутренние зоны кристаллов сосюритизированы.

1-е измерение. Закон сростания альбитовый, плагиоклаз	№ 27	} Централь- ная зона
2-е » » » » »	№ 27	
3-е » » » карлсбадский »	№ 28	
4-е » » » » »	№ 20	} Краевая зона
5-е » » » » »	№ 20	
6-е » » » » »	№ 20	

Как видно из измерений, плагиоклазы относятся к олигоклаз-андезину.

Кварцевые диориты обычно интенсивно метаморфизованы. Роговая обманка частично, а иногда и нацело, замещена хлоритом, биотитом и кальцитом; плагиоклазы в значительной степени серицитизированы. Особенно хорошо процесс метаморфизма проявлен в более гнейсированных участках. Здесь ясно наблюдаются рассланцевание породы и появление вторичных минералов. К последним, повидимому, должен быть отнесен и магнетит, интенсивная вкрапленность которого отмечается в тех же зонах, где развиваются вторичный биотит и хлорит. Нам представляется, что в данном случае структура породы должна быть названа катакластической, а не тахситовой, как ее определяет Л. М. Афанасьев (1945). Став на точку зрения этого исследователя, мы вынуждены были бы признать, что полосчатость, наблюдаемая в кварцевых диоритах, сформировалась в момент кристаллизации породы. Приведенный выше материал и данные, полученные нами при измерениях ориентировки оптических осей кварца (см. ниже), совершенно однозначно указывают на динамометаморфический генезис текстуры и структуры породы. Если же кварцевые диориты претерпели слабый метаморфизм, то в ней наблюдается следующий порядок выделения минералов: роговая обманка, плагиоклаз, кварц; структура породы в этом случае гипидиоморфнозернистая.

Лейкократовые кварцевые диориты встречаются на правом склоне пади Б. Холтасон южнее скважины № 31, где они вытягиваются в виде линзы в меридиональном направлении. Впервые эта разность пород закартирована и описана Л. М. Афанасьевым. Макроскопически лейкократовые кварцевые диориты представляют собой серые среднезернистые породы, характеризующиеся повышенным содержанием кварца.

Плагиоклаз в этих породах составляет около 60% площади шлифов и представлен андезином № 35—40. Остальную часть шлифов слагают обыкновенная роговая обманка и кварц, находящиеся приблизительно в равных количествах. Порода подвергнута интенсивному динамометаморфизму; структура ее катакластическая.



Уралитизированные кварцевые габбро-диориты (или габбро-диориты по Л. М. Афанасьеву) встречаются среди кварцевых диоритов в виде отдельных небольших участков, площадь которых колеблется от единиц до десятков квадратных метров. Так, они были отмечены в целом ряде обнажений вдоль узкоколейной железной дороги в районе Ягодного распадка, вскрыты рядом канав, пройденных при разведке жил № 110, 252 и других, и пересечены рядом скважин (скважины № 13, 31 и др.). Породы эти имеют меланократовый облик и нерезкие, но достаточно заметные на глаз переходы к кварцевым диоритам.

Главными минералами, входящими в состав характеризуемых пород, являются плагиоклаз № 45—55 (по данным Л. М. Афанасьева, 1945), обыкновенная роговая обманка, пироксен (авгит) и редкие зерна кварца (5—7%). Кроме того, в некоторых шлифах наблюдается небольшое количество калиевого полевого шпата, выполняющего промежутку между зернами главных породообразующих минералов. Из аксессуарных встречаются апатит и магнетит. Среди вторичных большое развитие имеют синевато-зеленая уралитовая роговая обманка, вторичный зеленый биотит, зеленый хлорит, эпидот, а также магнетит, мелкие вкрапленники которого постоянно ассоциируются с отмеченными вторичными минералами. Полевые шпаты частично соссюритизированы. Порода интенсивно динамометаморфизована и раздроблена, структура ее катакластическая, причем вдоль зон дробления обильно развиваются вторичные минералы. При бурении скважины № 31 нами установлено интересное взаимоотношение этой породы с кварцевыми диоритами. В керне среди кварцевого диорита был обнаружен остроугольный обломок уралитизированного габбродиорита. Можно думать, что небольшие участки габбро-диоритов среди поля кварцевых диоритов являются также ксенолитами достаточно крупного масштаба.

Габбро было встречено нами в обломках делювия на правом склоне пади Гуджирки в метаморфической толще. Кроме того, Н. В. Ларина отмечала небольшие выходы этих пород на водоразделе между падами Барун-Нарын и ключом Ивановским. В первом случае породы отвечают по составу нормальному габбро, во втором — лейкократовому. Следует отметить, что обе разновидности пород очень сходны как по минералогическому составу, так и по структуре. Микроскопическое изучение показало, что обе разновидности пород сложены основным плагиоклазом, моноклинным пироксеном (авгитом) и бурой роговой обманкой. Из аксессуарных устанавливаются апатит и магнетит. В центральных частях зерна плагиоклаза обычно сильно соссюритизированы. Измерения сохранившихся

зерен на столике Федорова дали следующие результаты (шлиф № 4314):

1-е измерение. Закон срастания альбитовой, плагиоклаз № 68

2-е » » » карлсбадский, » № 68.

Приведенные измерения позволяют отнести плагиоклазы к битовнит-лабрадору.

Пироксен в нормальном габбро вначале замещается зеленой роговой обманкой, в дальнейшем все темноцветные полностью хлоритизируются. Помимо хлорита при этом выделяются эпидот, развитый в виде отдельных крупных зерен либо их скоплений, а также карбонат, проявляющийся мелкими рассеянными кристаллами и тонкими прожилками. Структура породы габбро-офитовая. Поскольку габбро залегают согласно с вмещающими эффузивно-осадочными породами, можно полагать, что они представляют собой послойную инъекцию. Возраст этих пород не ясен, как и взаимоотношения с кварцевыми диоритами. Возможно, что они — жильные дифференциаты последних.

Микродиориты отмечались целым рядом исследователей, а именно М. В. Бесовой (1938), Л. О. Станкевичем, Л. М. Афанасьевым (1945) и др. Они имеют много общих черт с керантитами, в результате чего их часто и относили к последним. Микродиориты слагаются плагиоклазом (60—70%), биотитом и эпидотом. Структура породы панидиоморфнозернистая. Залегают они в виде дайкоподобных и неправильных тел. Указанные выше авторы отмечают постепенные переходы микродиоритов в кварцевые диориты. Нами соотношения этих пород не изучались.

Альбитовые граниты слагают довольно мощную дайку меридионального простирания, проходящую среди кварцевых диоритов, падающую на запад под углом около 65°. Альбитовые граниты представляют собой светлые, почти белые катаклазированные породы, состоящие, по Л. М. Афанасьеву, из альбита (около 50% площади шлифов), кварца (около 40%) и редких листочков биотита, часто замещенных хлоритом. Структура породы катакластическая. От молодых лейкократовых гранит-порфиров описываемые породы отличаются большим развитием темноцветных и резким преобладанием натрия над калием ( $\text{Na}_2\text{O}$ —4,04%,  $\text{K}_2\text{O}$ —1,32%), в то время как в гранит-порфирах соотношение щелочей обратное.

Характеристикой альбитовых гранитов мы заканчиваем рассмотрение пород, относимых к дифференциатам кварцевых диоритов.

В пределах рудного поля время внедрения кварцевых диоритов и их дериватов установить не удается. Однако этот

вопрос решен Л. М. Афанасьевым (1945, 1946) для совершенно аналогичных пород, развитых в районе среднего течения р. Джиды. Здесь им установлено, что кварцевые диориты прорывают породы кембрийского возраста, а на их размытой поверхности залегают породы верхнепалеозойской вулканогенной формации («мелафирового комплекса»).

### Молодые интрузии (J?)

К молодым интрузиям в пределах Джидинского рудного поля мы относим сиениты, кварцевые сиениты, лейкократовые граниты, гранит-порфиры и их жильные дериваты — кварцевые сиенит-порфиры и сиенит-порфиры, бостониты, микрогранит-порфиры, пегматиты, аплит-порфиры, серые кварцевые сиенит-порфиры, керсантиты и сплессартиты.

Сиениты и кварцевые сиениты или граносиениты. Сиениты распространены главным образом на левом склоне р. Модонкуль, т. е. за пределами рудного поля. На площади Джидинского месторождения участок сиенитов был зафиксирован Ю. А. Спейтом (1936), на правом склоне р. Модонкуль у пос. Нижний Холтасон, под названием нордмаркитов. Второй массив аналогичных пород, отвечающих по составу кварцевым сиенитам, отмечен Н. В. Лариной в северной части рудного поля, среди туфов.

Мы считаем возможным отнести их к молодым интрузиям по следующим основаниям.

1. Свежесть пород (степень метаморфизма их одинакова с гранит-порфирами). Маловероятно, чтобы столь свежие породы были дифференциатами интрузии кварцевых диоритов, метаморфизованных до амфиболитов и гнейсовидных пород.

2. Наличие переходов между граносиенитами и сиенитами, причем первые, по данным Л. М. Афанасьева, рвут верхнепалеозойский мелафировый комплекс и относятся к молодым интрузиям.

По описаниям Л. М. Афанасьева (1945), главными минералами, входящими в состав сиенитов, являются: микроклин, плагиоклаз, роговая обманка, биотит; аксессуарные представлены апатитом, магнетитом и титанитом. Микроклин составляет около 60% поверхности шлифов и представлен изометричными и табличатыми зернами, размером до 3 мм, содержащими пертитовые вроски плагиоклаза. Плагиоклаз составляет около 30% площади шлифов. Он образует идиоморфные призматические двойники и по составу отвечает олигоклазу. Роговая обманка представлена зеленой разностью; кристаллы ее имеют удлиненные призмы. Биотит встречается в виде редких

коричнево-бурых пластинок. Кварц присутствует всегда в количестве 5—6% поверхности шлифов.

Кварцевые сиениты слагают массив, расположенный в северо-восточной части рудного поля, а также отмечались Л. М. Афанасьевым близ пос. Холтасон, где они постепенно переходят в сиениты. Отличие их от сиенитов состоит в увеличении кварца до 20% и коричнево-бурого биотита до количеств, равных с роговой обманкой. Из аксессуарных в породе наблюдается апатит. Структура породы сохраняется панидиоморфнозернистой.

К жильным дериватам этих интрузий мы относим кварцевые сиенит-порфиры, сиенит-порфиры и бостониты.

Сиенит-порфиры и кварцевые сиенит-порфиры впервые были встречены нами в магистральной канаве № 69, а затем в обнажениях узкоколейной железной дороги, в том же районе Ягодного распадка и в Магистральной канаве № 25 в районе жил № 26, 3, а также в ряде других участков (см. карту). Наиболее крупная дайка, мощностью около 25 м, установлена в Магистральной канаве № 69. Эта дайка представляет значительный интерес как пример отчетливо проявленной дифференциации. Краевые ее части сложены сиенит-порфирами, которые к центру постепенно переходят в кварцевые сиенит-порфиры. Параллельно с этим происходит и изменение цвета породы от темносерого у зальбандов к розовато-серому в направлении к центру. Все остальные дайки, отмеченные выше, имеют сравнительно небольшую мощность, обычно не превышающую 1 м, и представлены кварцевыми сиенит-порфирами. Около зальбандов всех даек эти породы обычно более мелкозернистые (явление закалки). Главными минералами их являются: микроклин, в меньшей мере плагиоклаз, бурая роговая обманка и кварц; из аксессуарных характерны апатит и магнетит. Калиевый полевой шпат количественно несколько преобладает над плагиоклазом. Биотит составляет около 10—12% площади шлифов. Кварца содержится около 2—3% в сиенит-порфирах и от 10—15 до 20% в кварцевых сиенит-порфирах. Перечисленные минералы слагают как вкрапленники, так и основную массу.

Размер зерен вкрапленников колеблется от 0,5 до 1 мм, реже достигает 10 мм. Зерна основной массы равны 0,01—0,2 мм.

Структура основной массы породы панидиоморфнозернистая.

Зерна плагиоклаза в сиенит-порфирах имеют резко зональное строение. Измерения центральных и периферических зон вкрапленников плагиоклаза на столике Федорова дали следующие результаты (шлиф № 4522):

1-е измерение. Закон срastания альбитовый, плагиоклаз № 42	Центральная зона
2-е       »       »       »       »       »       № 20	Краевая зона
3-е       »       »       »       карлсбадский,       »       № 20	

Как правило, центральные части зерен плагиоклаза почти нацело сосюритизированы.

В кварцевых сиенит-порфирах плагиоклазы не зональны или почти не зональны. Измерения двойников их на столике Федорова дали следующие результаты (шлиф № 3824):

1-е измерение. Закон срastания альбитовый, плагиоклаз № 32
2-е       »       »       »       »       »       № 31
3-е       »       »       »       »       »       № 32

Приведенный фактический материал характеризует условия остывания пород, слагающих мощную дайку. В центральной ее части имело место перемешивание расплава и спокойная обстановка при кристаллизации, в то время как в краевых частях сказались явления закалки. Соответственно это выражается развитием резко зональных плагиоклазов в приконтактных частях этой дайки при отсутствии зональности в плагиоклазах из центральной ее части. При этом номер незонального плагиоклаза соответствует среднему арифметическому из номеров краевой и центральной части зональных плагиоклазов.

Сиенит-порфировая дайка в Магистральной канаве № 69 сечется дайкой гранит-порфира; в ней иногда отмечаются обломки сиенит-порфира в виде ксенолитов.

Бостониты являются наиболее распространенными породами и слагают нередко очень мощные (до 30 м и больше) дайки, прослеживающиеся на протяжении нескольких километров. Простираются эти дайки преимущественно в широтном и северо-западном, реже в северо-восточном и меридиональном направлениях. Слагающие их породы имеют окраску от светло-до темносерой, но иногда встречаются разновидности этих пород почти черного цвета. Они характеризуются плотным сложением и очень характерным шелковистым блеском на свежем изломе, создаваемым кристаллами полевого шпата; последний признак делает возможным легко отличить бостониты в поле. Кроме того, отличительным признаком бостонитов является наличие в них обильной вкрапленности магнетита, реже пирита. Точных взаимоотношений характеризуемых пород с дайками кварцевых сиенит-порфиров пока не наблюдалось. Однако по некоторым косвенным соображениям предположительно можно считать, что бостониты моложе кварцевых порфиров.

Микроскопическое изучение показало, что бостониты слагаются в основном калиевым полевым шпатом и альбитом,

с размером зерен, обычно равным 0,5—5 мм. Альбит относится к № 0—1, что установлено приведенными ниже данными измерений на столике Федорова.

1-е измерение. Закон срастания альбитовый, плагиоклаз № 0—1	} Определено методом Федорова	
2-е       »       »       »       карлсбадский,       »       № 0		} Определены зональным методом
3-е       »       »       »       альбитовый,       »       № 2		
4-е       »       »       »       »       »       № 0		

Альбит и калиевый полевой шпат часто срастаются друг с другом.

Помимо альбита и калиевого полевого шпата в породе в небольших количествах присутствуют бурый биотит (максимум 1—3%) и вкрапленность магнетита. Произведенный нами пересчет химического анализа, заимствованного из работы Л. М. Афанасьева (1945), дает приблизительно следующее процентное соотношение установленных разновидностей полевых шпатов: альбита 60%, калиевого полевого шпата 40%. В очень свежих образцах сростки альбита и калиевого полевого шпата некоторыми исследователями принимались за альбит, и породу одно время (1938 г., М. В. Бесова) даже называли альбититом. В несколько измененных образцах калиевый полевой шпат содержит мельчайшие частицы пелитового вещества и хорошо отличим в проходящем свете от альбита, который остается совершенно свежим. Л. М. Афанасьев (1945) считает структуру этой породы пертитовой и связывает ее образование с распадом твердых растворов. Нам же представляется более правильным считать эту структуру пегматитовой, а самую породу трактовать как закристаллизовавшийся эвтектический расплав или образование, близкое к эвтектике. К такому выводу мы приходим на том основании, что структура характеризуемой породы очень напоминает целый ряд структур искусственных сплавов эвтектических соотношений, как, например, анортит — воластонит:  $MnSiO_3-FeSiO_3$  и т. д. (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, 1940). Иногда кристаллы в породе ориентированы приблизительно в одном направлении и тогда структура ее приближается к трахитоидной.

Бостониты секутся дайками гранит-порфиров, что однозначно установлено в районе скважины № 13 и в канаве, заданной специально для решения этого вопроса, а также в обнажениях узкоколейной железной дороги, в районе Ягодного распадка и в ряде горных выработок II участка рудника Холтасон. К этому же выводу можно придти на основании различной амплитуды перемещения даек обеих разновидностей плоскостью

одного и того же нарушения. Так, гранит-порфиры смещены приблизительно на 45 м, а дайка бостонита — на 180—200 м, считая по вертикали. Кроме того, важно отметить, что бостониты не установлены ни в интрузиве Сухого Ключа, ни в Гуджирских гранит-порфирах, хотя по соседству с этими массивами они обнажаются в изобилии. В этом отношении большой интерес представляют также наблюдения Л. М. Афанасьева (1946), произведенные в районе бассейна р. Джиды, которые показывают, что дайки бостонитов, обладающие удивительным постоянством состава и структуры, пересекают интрузивы лейкократовых гранитов и граносиенитов, прорывающих мелафировый комплекс. По Л. М. Афанасьеву, с этими молодыми интрузиями связан ряд небольших гюбнеритовых жил в районе с. Торей (месторождение М. Байбинское) и оловоносные грейзенизированные пегматиты этого же района. Вместе с тем нами установлено, что бостониты пересекаются дайками гранит-порфиров — апофизами гранит-порфирового массива. Имея в виду, что бостониты очень выдержаны по составу и структуре, т. е. для района могут служить своего рода «стратиграфическим горизонтом», мы считаем себя вправе выделять два интрузивных цикла юрского (?) возраста. К первому, более древнему циклу должны быть отнесены отмеченные выше лейкократовые граниты, граносиениты и, повидимому, сиениты, которые пересекаются дайками бостонитов; ко второму циклу мы относим гранит-порфиры и лейкократовые граниты (типа Сухого Ключа). Дайковыми дериватами первого цикла являются кварцевые и бескварцевые сиенит-порфиры и бостониты; второго (от древних к молодым) — гранит-порфиры и микрогранит-порфиры, пегматиты, аллит-порфиры, серые кварцевые сиенит-порфиры, керсантиты и спессартиты.

Лейкократовые граниты и гранит-порфиры. Гранит-порфиры, с которыми все исследователи генетически связывают молибден-вольфрамовую минерализацию рудного поля, расположены приблизительно в центре него, на водораздельном гребне между падами Инкур на севере и Гуджиркой на юге. Массив гранит-порфира имеет изометричную форму в плане (учитывая Горкинский выход) и куполовидную в разрезах. Общая площадь его составляет 0,5 км<sup>2</sup>. Наличие небольших останцов площадевой кровли (метаморфических сланцев и роговиков) в возвышенных частях массива показывает, что он только что отпрепарирован эрозией. Гранит-порфиры прорывают контакт кварцевых диоритов с эффузивно-осадочной свитой и дают целый ряд апофиз и даек в них. Массив лейкократовых гранитов Сухого Ключа обнажается в 4 км юго-восточнее. Он имеет в плане линзовидную форму и вытянут в северо-западном направлении, согласно простиранию антиклинальной

складки (320—325°), в ядро которой он внедрился. Протяжение массива по длинной оси составляет около 2 км, ширина его 0,9 км и общая площадь 1,2 км<sup>2</sup>. Контакты массива, по Л. М. Афанасьеву, падают в стороны вмещающих пород под углами 75—80°.

Гранит-порфиры макроскопически представляют собой плотные свежие породы светлосерого цвета с порфировыми выделениями кварца и полевых шпатов. Главными составными частями являются кварц, микроклин и альбит, а также очень небольшое количество биотита, часто замещенного мусковитом. Эти минералы слагают как вкрапленники, так и основную массу породы. Размер вкрапленников изменяется от 1 до 5 мм и иногда достигает 10 мм. Размер зерен основной массы колеблется в пределах 0,02—0,2 мм. Акцессорными являются апатит, циркон и сфен.

Кварц составляет приблизительно 25—30% площади шлифов. Во вкрапленниках он наблюдается в виде корродированных зерен.

Микроклин образует изометричные и иногда таблитчатые зерна с прекрасно выраженной микроклиновой решеткой и обычно содержит пертитовые вроски альбита.

Плагиоклаз во вкрапленниках и основной массе представлен альбитом в среднем № 7, что установлено на основании измерений на столике Федорова в шлифе № 562-к («Горькинская» интрузия).

1-е измерение.	Закон сростания альбитовый,	плагиоклаз № 6—7
2-е	»	»
3-е	»	» карлсбадский, № 7

Биотит образует пластинки размером от 0,2 до 1 мм и плеохроирует от темнобурых до светложелтых тонов. Обесцвечиваясь биотит переходит в мусковитоподобную слюдку. Последняя, кроме того, в небольших количествах развивается и по полевым шпатам, ассоциируя при этом с флюоритом, что указывает на ее гидротермальное или пневматолитическое происхождение. В подавляющем большинстве случаев структура основной массы является гипидиоморфнозернистой, иногда гранофиновой.

Количество вкрапленников в породе варьирует в довольно широких пределах, причем отмечается, что их больше в гранит-порфирах с гранофиновой структурой (Горькинский интрузивный выход) (см. фиг. 12). При этом наибольшая оплавленность вкрапленников (округлые и каплевидные формы) наблюдается в гранит-порфирах с гранофиновой структурой основной массы.



Состав лейкократовых гранитов Сухого Ключа, по описаниям Л. М. Афанасьева, весьма сходен. Здесь для пород характерно однородное среднезернистое сложение и гипидиоморфная структура; лишь по северо-западной окраине интрузива отмечена узкая полоса гранит-порфиров, в которой была встречена вкрапленность молибденита. Следует указать, что во всех описанных выходах интрузивных пород переход гранитов и гранит-порфиров в более мелкозернистые аплитовые и даже фельзитовые разности (на что указывал П. П. Зотов, 1936) нами не наблюдался. Мощные дайки гранит-порфиров в своих центральных частях по крупности зерна и структуре не отличаются от гранит-порфиров главного массива. Более мелкозернистыми они становятся лишь вблизи контакта с вмещающими породами (результат закалки). В то же время изменение структуры основной массы от гранофировой до гипидиоморфнозернистой наблюдается даже в пределах одной дайки. Иногда можно видеть и комбинированные структуры, в которых вкрапленники окружены каймами с гранофировой основной массой, в то время как остальные части породы, удаленные от таких кайм, характеризуются развитием гранитной структуры.

**Микрогранит-порфиры** (и кварцевые порфиры) наблюдаются в виде довольно крупных даек, мощностью до 20—25 м, прослеживающихся как вблизи Гуджирской интрузии, так и на значительном удалении от нее. Изредка встречаются также очень небольшие штоки этих пород (правый склон пади Гуджирки восточнее пика Козлиного).

Макроскопически эти породы легко отличаются в поле своей светложелтой, почти белой окраской и плотной основной массой, в которую погружены редкие вкрапленники полевого шпата и кварца. Вопрос о взаимоотношении гранит-порфиров и микрогранит-порфиров оставался неясным и являлся специальной задачей при картировании и разведке месторождения. Н. В. Иванов и М. Д. Уткин в 1949 г. отмечали в пределах одной дайки у Ягодного распадка постепенный переход между указанными породами, но плохая обнаженность не позволила наблюдать детали этого перехода. Позже, в 1946 г., при изучении вольфрамового штокверка нам удалось наблюдать линзовидную полоску микрогранит-порфира приблизительно в середине меридиональной дайки гранит-порфира, обнажающейся у верхнего бремсберга. Мощность этой линзочки равнялась 5 см и она прослеживалась вверх и вниз в обнажении приблизительно на 0,5 м. Изучение под микроскопом показывает, что эти две разновидности пород различаются лишь относительным количеством вкрапленников. В гранит-порфирах они составляют 50—60% поверхности шлифов, а в кварцевых порфирах отмечаются лишь единичные фенокристаллы.

В то же время состав, структура и крупность зерен основной массы остаются одинаковыми в обеих разновидностях пород. Даже такие детали, как небольшие каемки основной массы с гранофировой структурой вокруг вкрапленников в гранит-порфирах, наблюдаются и в микрогранит-порфирах. Все это говорит об исключительной близости времени образования охарактеризованных пород. Создается впечатление, что микрогранит-порфиры представляют собой своеобразные обособления основной массы гранит-порфира, в значительной мере отсепарированные от вкрапленников и отличающиеся более мелкозернистым сложением. Измерения вкрапленников плагиоклазов из дайки микрогранит-порфира, расположенной на значительном удалении от месторождения (восточнее пика Козлиного), показывают, что состав их несколько более основной, чем в гранит-порфирах массива, и соответствует альбит-олигоклазу.

1-е измерение. Закон сростания карлсбадский, плагиоклаз № 12	}	Измерено
		методом Федорова
2-е » » » альбитовый, » № 12	}	Измерено
3-е » » » » » № 12		зональным методом

Пегматиты представляют собой светложелтые породы, состоящие почти исключительно из микроклина и кварца. Залегают они преимущественно в апикальной части самого интрузива гранит-порфиров и в незначительном удалении от него в метаморфических сланцах и роговиках в виде круто- и пологопадающих даек различных простираний. Детальнее эти породы будут охарактеризованы ниже, при описании кварц-молибденитовых жил. Здесь отметим лишь, что пегматиты пересекаются жилами аплит-порфиров. Это совершенно однозначно устанавливается в штольне № 5 (см. фиг. 27), в штольне № 26 (см. фиг. 26), в карьере № 2 (по жиле № 45) и в ряде других мест. Более детально указанные взаимоотношения охарактеризованы ниже.

Аплиты и аплит-порфиры, как и пегматиты, залегают исключительно в виде даек. Количество их с глубиной заметно уменьшается, что устанавливается по данным скважин и горных выработок. Дайки аплитов и аплит-порфиров обычно маломощные и не прослеживаются на сколько-нибудь значительные расстояния как по простиранию, так и по падению. Контакты их с гранит-порфирами резкие.

Аплиты и аплит-порфиры представляют собой светлосерые, плотные породы, состоящие из кварца, микроклина, альбита и очень незначительного количества мусковитоподобной слюдки, в значительной мере вторичной, развитой по биотиту. Эти

минералы слагают как вкрапленники, так и основную массу. Микроклин содержит обычно небольшое количество пертитовых вростков альбита и частично загрязнен пелитовым веществом. Альбит относится к № 5 на основании следующих измерений:

1-е измерение. Закон срastания альбитовый, плагиоклаз	№ 6	} Определе- но методом Федорова
2-е       »       »       »       »       »       »	№ 4	
3-е       »       »       »       »       »       »	№ 5	

Подавляющее большинство отмеченных даек характеризуется наличием в породе порфировых вкрапленников. Вследствие этого порода приобретает порфировую структуру; структура основной массы — аплитовая.

Гранофиры впервые были отмечены нами в карьере № 1 в виде маломощной дайки, частично замещенной кварцем. По общему облику гранофиры ничем не отличаются от аплит-порфиров, и разница состоит лишь в том, что основная масса в них характеризуется гранофировой структурой; однако закономерное прорастание кварца и полевых шпатов в отдельных крупных участках гранофиров может быть следствием окварцевания. Поскольку описанный пример представляет собой единственный случай встречи даек гранофира, вопрос о существовании их как самостоятельного типа приходится считать открытым.

Серые кварцевые сиенит-порфиры были встречены нами в виде даек среди гранит-порфиров. Одна из них наиболее мощная (около 1 м) наблюдалась в карьере № 1; она имеет простирание  $310^\circ$ , падение на северо-восток под углами  $55-60^\circ$ . Вторая маломощная дайка была встречена в глубоком шурфе, заданном по оси скважины № 21 (см. фиг. 32). Во всех отмеченных случаях кварцевые сиенит-порфиры представляют собой светлосеро-зеленоватые порфировидные породы с крупными оплавленными фенокристаллами кварца и полевых шпатов, пересекаемые кварц-молибденитовыми жилками штокверка. Возрастные взаимоотношения их с аплит-порфирами и другими перечисленными выше дайками наблюдать не приходилось; несомненно лишь, что они древнее керсантитов, секущих кварц-молибденитовые жилки. В то же время по составу они являются породами, переходными от гранит-порфиров к керсантитам. Состоят они из плагиоклаза, микроклина, кварца и биотита. Главную массу вкрапленников и основной массы составляют кислый плагиоклаз и микроклин, значительно меньше кварц.

Весьма любопытные данные были получены при измерении плагиоклазов на столике Федорова. Во вкрапленниках измерялись плагиоклазы, образующие пертитовые вроски в крупных кристаллах микроклина; при этом были получены следующие данные (шлиф № 110-к):

1-е измерение. Закон срастания карлсбадский, плагиоклаз № 23  
2-е » » » альбитовый, » № 22

Измерения плагиоклазов основной массы дали несколько иные результаты:

1-е измерение. Закон срастания альбитовый, плагиоклаз № 14  
2-е » » » » » № 14

Это наглядно показывает, что плагиоклазы основной массы более кислые, чем плагиоклазы вкрапленников, относящихся к более раннему поколению минералов. Вкрапленники плагиоклазов слагают около 15% площади шлифов и имеют корродированные, оплавленные контуры. Биотит лишь изредка дает крупные фенокристаллы. Распространен он неравномерно, часто образует отдельные сгустки. Из аксессуарных в породе наблюдаются апатит и редко магнетит. Структура породы порфировая, основная масса микрогранитовая.

Керсанти́ты образуют мощные дайки, протягивающиеся на многие сотни метров. Встречаются они и в гранит-порфирах, но преимущественно распространены в окружающих их породах. Особенно насыщен ими II участок рудника Холтасон, где нередко вдоль даек керсантитов прослеживается ряд промышленных кварц-гюбнеритовых жил. Керсантит представляет собой плотную, серовато-зеленую или зеленовато-серую породу, с хорошо заметной закалкой у контактов. Маломощные дайки по крупности зерен должны быть отнесены к микрокерсанти́там (размер зерен обычно меньше 0,1 мм). Иногда в керсанти́тах наблюдаются единичные вкрапленники полевого шпата и реже кварца, причем последний в основной массе отсутствует.

Главными породообразующими минералами керсантитов являются плагиоклаз и биотит. Калиевый полевой шпат отмечался только Л. М. Афанасьевым (1945) в виде редких ксеноморфных зерен. Из аксессуарных особенно широко развит апатит, по количеству на много превышающий калиевый полевой шпат; реже встречается магнетит, обычно превращенный в гидроокислы железа. Размер зерен породы колеблется обычно в пределах 0,2—0,3 мм. Плагиоклаз, по данным измерений (шлиф № 4161) на столике Федорова, относится к альбито-олигоклазу.

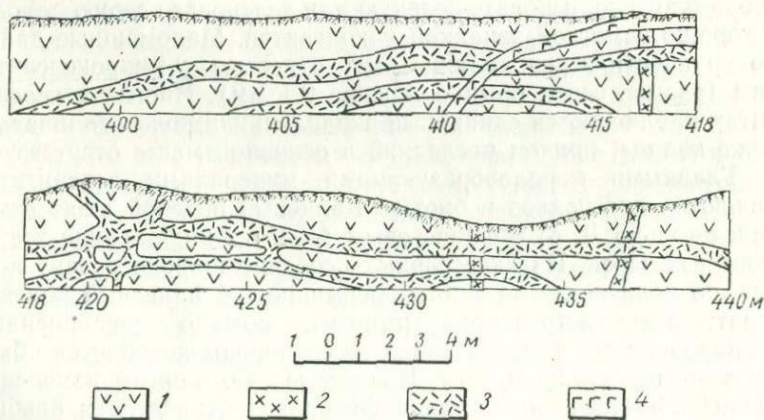
1-е измерение. Закон срастания карлсбадский, плагиоклаз № 10  
2-е » » » альбитовый, » № 10

По количеству биотита выделяются мелано- и лейкократовые разности пород. Структура кersантитов панидиоморфнозернистая, характеризующаяся одинаковым идиоморфизмом плагиоклаза и биотита. В некоторых случаях наблюдалась структура, переходная к гипидиоморфнозернистой (шурф № 808, Гуджирский массив), а также трахитовая (шурф по скважине № 21 и др.) или трахитоидная (магистральная канава № 3, в 248,3 м на юг от горы Лысой). Часто вблизи рудоносных жил в кersантитах развиваются серицит, эпидот и хлорит; два последние обычно преобладают.

Есть указания Ю. А. Спейта (1937), что кersантиты и минетты встречаются совместно в одной дайке, причем первые слагают ее зальбанды, вторые — центральную часть. Нашими наблюдениями это не подтвердилось. Правда, Ю. А. Спейт точно не указывает координаты обнажения, в котором он наблюдал отмеченные взаимоотношения.

Учитывая очень интересную работу Б. М. Куллетского (1944), надо прийти к заключению, что совместного нахождения обеих пород быть не должно, потому что кersантиты являются жильными породами гранитоидного ряда (диоритового), в то время как минетты относятся к сиенитовой ветви и попадают на противоположное поле диаграммы.

Спессартиты проявлены незначительно, в виде маломощных даек, залегающих в кварцевых диоритах в районе Ягодного распадка, а также в ряде обнажений по узкоколейной железной дороге, по правому и левому склонам пади Б. Холтасон и в районе конторы рудника Холтасон, южнее скважины



Фиг. 1. Зарисовка обнажения в выемке узкоколейной железной дороги (отсчет от с.-з. конца ж.-д. моста на СВ).

1 — кварцевый диорит; 2 — гранит-порфир; 3 — кersантит; 4 — спессартит.

№ 31. Лишь в единичных случаях они наблюдались среди пород эффузивно-осадочной толщи кембрия. Полевыми наблюдениями установлено, что дайки керсантитов пересекаются спессартитами. Одно из эффектных обнажений в выемке узкоколейной железной дороги, отчетливо показывающее их возрастные взаимоотношения, видно на приложенной схеме (фиг. 1). Макроскопически спессартиты представляют собой плотные темнозеленые, почти черные породы. Обычно спессартиты слагаются плагиоклазом и зеленой роговой обманкой (30—40%). В небольшом количестве в них встречается, видимо, вторичный биотит. Из акцессорных отмечены небольшие количества апатита и магнетита. Плагиоклаз несколько зонален; измерениями на столике Федорова установлено, что внешняя, более кислая зона относится к андезину № 36; центральная же основнее на 3—5% (шлиф № 3901).

1-е измерение. Закон срastания карлсбадский,	} Определено	} В
плагиоклаз № 36		
2-е измерение. Закон срastания альбитовый,	} Федорова	
плагиоклаз № 38		
3-е измерение. Закон срastания альбитовый,	} Определено	} № 36
плагиоклаз № 35		
4-е измерение. Закон срastания карлсбадский,	} методом	
плагиоклаз № 34		

Из вторичных минералов в спессартитах наблюдаются эпидот, хлорит и кальцит, реже серицит. Хлорит обычно замещает роговую обманку, остальные вторичные рассеяны по всей породе и в значительной степени развиваются по полевому шпату. Карбонат местами образует более крупные самостоятельные зерна или группы зерен. Структура породы гипидиоморфнозернистая, иногда переходящая в панидиоморфнозернистую.

Установленное нами возрастное положение спессартитов заставляет считать их дериватами молодой интрузии, в противоположность ряду других исследователей и в частности П. И. Налетову (1941), М. В. Бесовой (1938), Л. М. Афанасьеву (1946) и др., относящим их к жильному комплексу древней (варисской) Джидинской интрузии.

Весь перечисленный комплекс даек сечется кварц-гюбнеритовыми жилами, которые будут описаны в следующих разделах.

#### КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Интрузивы кварцевых диоритов и гранит-порфиров сопровождаются ореолами контактово-метаморфизованных пород. В пределах рудного поля оба интрузива расположены рядом,

и поэтому часто совершенно невозможно выяснить, какому из них обязана своим образованием данная метаморфизованная порода. Все же создается определенное впечатление, что контактовый метаморфизм, связанный с кварцевыми диоритами, был в общем незначителен. Мощность контактового ореола, окаймляющего гранит-порфиры, составляет, повидимому, более 500 м. Следует, однако, учитывать, что метаморфизованные породы около гранит-порфиров обязаны своим развитием не только термальному метаморфизму, но в значительной степени также и воздействию гидротермальных растворов. Как видно из предыдущего описания и из прилагаемой карты, комплекс пород, подвергшихся метаморфизму, достаточно разнообразен; поэтому мы должны ожидать и разнообразие метаморфических пород. К сожалению, обнаженность участка их развития ничтожно мала, и мы будем вынуждены ограничиться описаниями наиболее часто встречающихся разновидностей. Границы между породами контактово- и регионально-метаморфизованных пород проведены условно, так как переходы между ними совершенно постепенны.

Кварц-биотитовые роговики отмечались в контакте как молодых, так и древних интрузивов. Это плотные темнозеленые породы, иногда со слабо заметной слоистостью и сланцеватостью, выраженной едва намечаемой ориентировкой кварца и биотита. Помимо этих двух минералов в породе присутствует плагиоклаз. Размеры зерен всех минералов более или менее одинаковы и не превышают 0,05 мм. Содержание биотита и плагиоклаза варьирует в довольно широких пределах.

Биотит-плагиоклазовые роговики наблюдались в карьере № 2 (по жиле № 45) у юго-западного контакта массива гранит-порфира и макроскопически не отличимы от отмеченных выше пород. Они характеризуются почти полным отсутствием кварца и состоят главным образом из среднего плагиоклаза (андезина) и бурого биотита в виде мелких беспорядочно расположенных листочков. Количественные соотношения обоих компонентов в породе приблизительно одинаковы.

Кварц-роговообманковые сланцы представляют собой плотную темнозеленую породу. Они встречаются значительно реже других разновидностей и сложены главным образом кварцем и зеленой роговой обманкой. Последняя как бы обтекает зерна кварца и создает сланцеватую структуру породы. В виде отдельных чешуек либо скоплений чешуек в породе встречается хлорит, развивающийся по амфиболу. Кроме того, присутствуют эпидот и редкие кристаллики магнетита и пирита. Роговая обманка (обыкновенная) развита в виде вытянутых кристаллов размерами в 0,1, реже до 0,3 мм. Диаметр

зерен кварца обычно не превышает 0,1 мм. К охарактеризованному типу близки по составу кварц-эпидотовые и кварц-эпидот-актинолитовые роговики и роговиковые сланцы, которые наблюдаются главным образом в восточной части контактового ореола гранит-порфира. Это плотные мелкозернистые темнозеленые породы, состоящие в основном из эпидота, роговой обманки актинолит-тремолитовой группы, кварца, небольшого количества реликтов плагиоклазов, хлорита и вкрапленности магнетита, частью превращенного в водные окислы железа. Структура породы чаще всего роговиковая, редко гранобластическая.

Амфиболиты образуются главным образом за счет порфиритов вблизи зоны контактового ореола молодого интрузива. Кроме того, в значительных количествах они отмечаются среди кварцевых диоритов в виде маломощных, редко крупных полос, согласных с полосчатостью последних. Амфиболиты состоят из разных количеств зеленой роговой обманки и плагиоклазов. Иногда роговая обманка представлена актинолит-тремолитовой разновидностью. Измерения двойников плагиоклазов на столике Федорова дали следующие результаты (шлиф № 3849).

1-е измерение.	Закон срастания альбитовый,	плагиоклаз	№ 35
2-е	»	»	№ 33
3-е	»	» карлсбадский	№ 38

По плагиоклазу и роговой обманке развиваются эпидот и хлорит, в меньшей степени серицит (по плагиоклазу). Из акцессорных отмечается редкая вкрапленность магнетита. Структура породы — гранобластическая.

Горнблендиты встречены в подземной скважине 18-к (штольня № 25), в контакте с кварцевыми диоритами; незначительный выход их отмечался также Н. Г. Ивановым среди кварцевых диоритов, на склоне правого водораздельного хребта пади Б. Холтасон в районе магистральной канавы № 64. Во всех обнажениях порода состоит из обыкновенной роговой обманки, частично хлоритизированной. Образование горнблендита мы склонны связывать с метаморфизмом каких-то основных пород кровли кварцевых диоритов, т. е. считать их ксенолитами основных пород эффузивно-осадочной толщи, метаморфизованных кварцевыми диоритами.

Метаморфизованные известняки встречаются у г. Городок близ контакта с кварцевыми диоритами, они же слагают ядро Мыргеншинской антиклинальной складки. Повидимому, превращение известняков в мраморизованные разновидности в значительной степени связано с явлениями динамомета-



морфизма. У контакта с интрузивами они переходят в чистые мраморы и иногда несколько скарнированы. Под микроскопом видно, что они состоят из зерен кальцита и, как правило, посторонних примесей не содержат. Структура породы обычно мостовидная. Скарнированные известняки были встречены только у интрузива лейкократовых гранитов Сухого Ключа. В них наблюдаются пироксен, гранат, везувиан, волластонит и иногда небольшие количества кварца. Рудных минералов в скарнах не отмечалось. Кварцевые диориты, несомненно, также были подвергнуты контактовому метаморфизму, вызванному более молодой интрузией; он предшествовал гидротермальному метаморфизму, связанному с формированием кварцевых и рудных жил. Еще раньше кварцевые диориты претерпели динамометаморфизм, которым обусловлено развитие в них полосчатости. Выделить изменение пород, связанное с собственно контактовым воздействием, очень трудно, так как обычно наблюдается лишь суммарное воздействие всех процессов метаморфизма. Под микроскопом прежде всего отмечается, что темноцветные компоненты кварцевых диоритов нередко почти полностью замещены хлоритом, вторичным биотитом и эпидотом, а полевые шпаты в значительной мере серицитизированы. Порода сильно катаклазирована и местами, видимо, превращена в своеобразные сланцы. Л. М. Афанасьев, при изучении керн скважин № 13, 14 и 15, отметил кварц-роговообманково-биотитовые ортосланцы, чередующиеся с кварцевыми диоритами. Они представляют собой сланцеватые породы, главными компонентами которых являются плагиоклаз, биотит и кварц, сопровождаемые небольшими количествами эпидота, серицита, хлорита и актинолита. Плагиоклаз в этих породах обычно полностью замещен агрегатом серицита и эпидота. Биотит составляет 15—30% породы и распространен неравномерно, образуя скопления и прожилки, указывающие на его вторичный характер. Структура породы катакластическая, местами гранобластическая.

Плагиоклазовые ортосланцы также выделены Л. М. Афанасьевым при изучении кернов скважины № 14. Они представляют собой породы с полосчатой текстурой, которая обусловлена чередованием линзовидных обособлений белого полевого шпата и темноцветных компонентов. Под микроскопом видно, что главной составной частью характеризуемых пород является плагиоклаз, к которому примешаны мелкие чешуйки биотита, хлорита, а также зерна эпидота и цоизита.

Ширину кольца контактового ореола гранит-порфира различные авторы оценивают в пределах 600—800 м.

## ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ РАЙОНА

Изложенный выше фактический материал позволяет в общих чертах наметить историю развития района. Наиболее древними отложениями являются известняки, в которых сохранилась морская фауна, дающая возможность достаточно точно определять возраст их как нижний и средний кембрий (Ст<sub>1-2</sub>).

Формирование отмеченных осадков происходило, повидимому, в условиях сравнительно неглубокого, но открытого морского бассейна, в который не сносилось сколько-нибудь значительного количества обломочного терригенного материала. В дальнейшем режим бассейна сильно изменился, о чем свидетельствует характер отложений более высоких горизонтов. Последние представлены чередующимися слоями различных кластических осадков, среди которых выделяются глинистые, песчаные, кварцевые, известковистые сланцы, а также песчаники и другие терригенные породы, перемежающиеся с различными эффузивными образованиями — плагиоклазовыми и роговообманковыми порфиридами, диабазовыми порфиридами, альбитофирами, спилитами и др.

Отмеченный комплекс пород позволяет говорить о мощном проявлении к концу кембрийского периода вулканической деятельности. Наличие спилитов и шаровой отдельности в эффузивах, отмеченных П. П. Зотовым (1936), говорит о накоплении их в морском бассейне. Помимо излияния лав из вулканов, происходило и послойное внедрение магм в форме силлов в еще не достаточно консолидированные терригенные осадки. Туфы, слагающие верхнюю часть кембрийской толщи, также свидетельствуют о продолжающейся вулканической деятельности. Наличие же среди них редких прослоев известняков и сланцев дает основание предполагать о существовании морских условий и в этот период.

Внедрение основных и ультраосновных пород, в частности пироксенитов, с образованием крупных межпластовых тел происходило, видимо, в то время, когда осадочно-эффузивная толща сминалась в складки северо-восточного, северо-западного и меридионального (в центральной части района) простирания.

Внедрение пироксенитов, вероятно, происходило в нижнем силуре, как это и полагал Ю. А. Спейт (1937) по аналогии с Восточным Саяном.

Отсутствие фаунистически охарактеризованных палеозойских отложений, более молодых чем кембрий, не позволяет представить достаточно полно картину истории развития структуры района. Она может быть восстановлена лишь в общих чертах, причем в ряде случаев геологический возраст наблюдаемых явлений остается спорным.

По прежним представлениям Ю. А. Спейта (1937) и М. В. Бесовой (1938), осадочно-эффузивная толща была смята в складки северо-западного простирания, причем этими исследователями отмечалась только одна Мыргеншинская опрокинутая на юго-запад складка с осью, погружающейся к северо-западу. Кварцевые диориты, как и более молодые рудоносные гранитоиды, по данным этих же исследователей, внедрились вдоль шарнира синклинали.

Собранный нами фактический материал позволяет предложить несколько иную схему формирования района. Нами было установлено, что в пределах развития эффузивно-осадочной свиты, кроме Мыргеншинской антиклинали, имеется вторая антиклинальная складка, ось которой проходит где-то среди кварцевых диоритов, вблизи контакта их с породами этой свиты. Кроме того, Мыргеншинская складка является складкой диапировой и меняет свое простирание с северо-западного ( $320^\circ$ ) на меридиональное. Вторая антиклинальная складка, расположенная западнее, имеет почти меридиональное простирание ( $350-0^\circ$ ). Ядро ее сложено известняками. В пределах рудного поля можно наблюдать только восточное крыло складки, простирание которого колеблется от  $345^\circ$  на юге до меридионального в более северных частях рудного поля, при постоянном падении этого крыла на восток или северо-восток под углами от  $70-75^\circ$  до  $90^\circ$ . Учитывая, что в пределах бассейна р. Джиды складчатость имеет северо-западное простирание, можно сказать, что описанная выше меридиональная складка представляет местное явление. Тем не менее она определила положение восточного контакта кварц-диоритовой интрузии, занимающей всю остальную (западную) часть описываемого района.

Ниже нами показано, что кварцевые диориты также участвовали в складчатости в качестве жесткой системы. В этот период среди осадочно-эффузивной толщи и среди гранитоидов проявились крупные разломы северо-западного, меридионального и отчасти северо-восточного простирания. Помимо этого, как уже отмечалось выше, в пределах рудного поля наблюдается большое количество тектонических нарушений широтного

простирается с южным и реже с северным падением. К этим разломам приурочено до  $\frac{2}{3}$  общего количества рудных промышленных кварц-гюбнеритовых жил. Возникновение отмеченных нарушений не может быть отнесено к конечным этапам складчатости, подобно перечисленным выше разломам. Вероятно, они представляют собой надвиги, наложенные на складчатость. Поэтому приходится допускать, что в момент заложения рудоносных трещин имело место проявление нового этапа деформации. Характер деформаций, проявившихся на минерализованной площади, будет рассмотрен нами ниже, в разделе, посвященном структуре рудного поля. Здесь же мы ограничимся лишь некоторыми общими замечаниями. Широтные разломы с преимущественным падением на юг и реже на север под углами  $45-60^\circ$  в момент их заложения, вероятно, представляли собой серию надвигов. Местами они ограничивались северо-западными разломами, падающими на юго-запад. Несомненно, трещины всех указанных направлений уже существовали к моменту внедрения первой фазы молодых (юрских?) интрузий, поскольку к ним приурочены дайки сиенит-порфиров и бостонитов. Последние представляют собой дайковую фацию сиенитов и граносиенитов первого интрузивного этапа, обнажающихся в виде мелких штоков и небольших куполов. Со вторым молодым интрузивным этапом связано образование гранит-порфиров, секущих дайки бостонитов, сиенит-порфиров и кварцевых сиенит-порфиров.

Мы считаем, что интрузии обоих молодых (юрских?) этапов являются основной причиной, приводящей к деформации как вмещающих пород, так и их собственной консолидированной коры.

В момент, непосредственно предшествующий развитию минерализации, произошло приоткрытие ранее образованных разломов и проявление сбросовых подвижек. С подвижками по главным разломам связано образование крутопадающих так называемых оперяющих трещин, а вблизи апикальной части интрузива появилась целая серия краевых надвигов и трещин самых разнообразных простираний, с крутыми углами падения. Все эти трещины в дальнейшем оказались минерализованными молибденитом, что привело к формированию молибденового штокверка в гранит-порфирах.

Как видно на приложенной карте, гранит-порфиры прорывают контактную зону кварцевых диоритов и метаморфических эффузивно-осадочных пород, слагающих крыло меридиональной антиклинальной складки.

Второй массив лейкократовых интрузий также обнажается в ядре Мыргеншинской антиклинальной складки северо-западного простирания.

Возраст пород обоих этапов так называемой молодой интрузивной деятельности определяется тем, что они рвут вулканогенную формацию, относимую к верхнему палеозою, и в то же время галька лейкократовых гранитов встречена в гусиноозерских конгломератах верхнеюрского возраста.

С. В. Обручев высказывает предположение о каледонском возрасте описываемых интрузий, основываясь на том, что в юрское время район месторождения характеризовался платформенными условиями, которые не давали возможности проявиться интрузивной деятельности. Такой взгляд противоречит приведенным выше фактическим данным.

Отсутствие юрских отложений непосредственно в пределах Джидинского рудного поля и в его ближайших окрестностях не дает возможности высказать определенное суждение об условиях, которые существовали в то время. Нахождение континентальных озерно-болотных угленосных отложений юрского возраста в 40—65 км к северо-востоку от месторождения Баянгол, представленных глинистыми, углистыми, горючими сланцами с слоями бурых углей, мергелями и песчаниками, дает возможность заключить, что соответствующие фации были развиты в пределах локальных впадин. Складчатость в момент накопления осадков, видимо, была слабо проявлена. Тем не менее небольшие сбросовые подвижки с амплитудой в первые метры, достаточно широко проявились в районе, как это следует из наблюдений в пределах Баянгольского месторождения.

Дальнейшее развитие района продолжалось, вероятно, в континентальных условиях. В конце третичного периода произошло излияние так называемых вершинных базальтов, занимающих верхние части столовых гор. Последнее позволяет полагать, что базальты эти излились на пенепленизированную поверхность, впоследствии приподнятую и расчлененную речной системой.

Новое проявление аналогичной вулканической деятельности произошло в четвертичную эпоху и сопровождалось излиянием так называемых долинных базальтов. Последние распространены в пределах долин, где они местами занимают достаточно большие площади. Эти наиболее молодые эффузивные образования являются результатом излияния лав из вулканов центрального типа, которые местами сохранились со всеми характерными морфологическими признаками. Жерла таких вулканов, как правило, находятся на вершинах конических гор. К таким вулканам, в частности, относится Хурайский, находящийся в 12 км от г. Городка, у сел. Хурай. Количество потоков лав в различных местах отмеченного потухшего вулкана различно, но нередко общая их мощность достигает более 100 м. Реки пропиливают подобные участки базальтов, образуя

иногда узкие каньоны. Долинные базальты наблюдались только в участке долины р. Джиды, отстоящей от месторождения приблизительно в 15 км (в районе Джидинского моста).

В течение четвертичного периода речная сеть, расчленяющая район месторождения, создала в лучшем случае одну террасу, возвышающуюся над поймой на 3—5 м и к краям долины часто постепенно переходящую в конуса выноса отдельных сухих ложков и делювий склонов. Обломочный материал, слагающий дно долины, обычно представляет интересные в промышленном отношении вольфрамовые россыпи, правда в значительной степени уже выработанные.

---

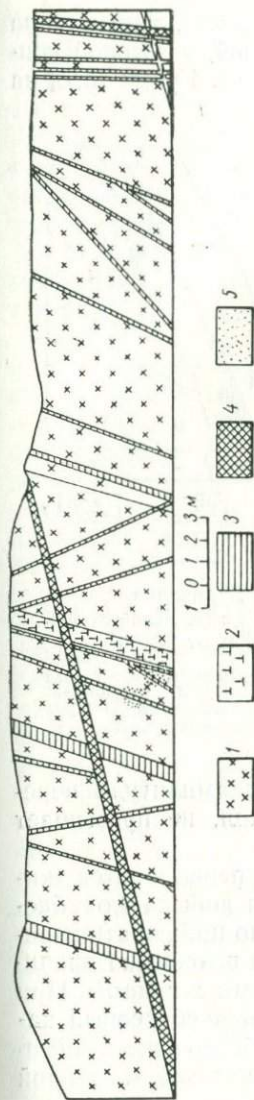
## ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ДЖИДИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

### МОЛИБДЕНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

В одном из предыдущих разделов изложены общие данные о распределении руд различного типа в пределах Джидинского рудного поля и отмечена степень их разведанности. Указано, что молибденовое оруденение концентрируется в апикальной части интрузива и в небольшой степени на некотором удалении от него, во вмещающих породах. Вольфрамовое оруденение в главной своей массе приурочено к серии жил, развитых среди кварцевых диоритов, обнажающихся западнее выхода гранит-порфиоров. Однако наблюдаются также кварц-гюбнеритовые жилы и среди самих гранит-порфиоров, а также восточнее их в породах осадочно-эффузивной толщи. Путем детальных наблюдений нами установлено, что все рудные жилы генетически связаны с единым вулканическим циклом и их формирование протекало в несколько этапов. Каждому из этих этапов предшествует определенный период дробления. В трещины, приоткрывающиеся при дроблении, поступали все новые и новые порции растворов, из которых кристаллизовались минералы рудных жил, характеризующихся своими специфическими парагенетическими особенностями. Ниже мы попытаемся выделить все проявившиеся этапы минерализации и установить особенности каждого из них.

На основании многократных наблюдений над пересечениями кварц-молибденитовых жил кварц-вольфрамитовыми жилами бесспорно установлено, что молибденовое оруденение более раннее, чем вольфрамовое (фиг. 2).

Как уже отмечалось, молибденовое оруденение морфологически представлено рудными жилами и штокверком. Кроме того, выявлено вкрапленное оруденение, отличное по ряду особенностей от обычных штокверков; существенного практического значения оно не имеет. Для жильного типа характерны крутопадающие жилы, имеющие различные элементы залегания

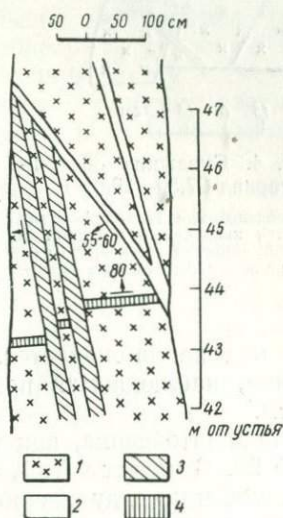


Фиг. 2. Схематическая зарисовка карьера № 1 (верхний уступ).

1 — гранит-порфир; 2 — кварцевый сиенит-порфир (серий); 3 — кварцевые жилы с молибденитом; 4 — кварцевые жилы с вольфрамитом; 5 — вкрапленные молибденовые руды.

и приуроченные главным образом к гранит-порфирам. Крайне подчиненное значение имеют жилы типа жил № 45, 85, залегающие в метаморфических сланцах и роговиках и падающие полого в сторону интрузива.

При изучении кварц-молибденитовых жил нами неоднократно наблюдались пересечения их друг другом с перемещениями типа сбросов. Так, на одном из участков разведочной штольни № 20



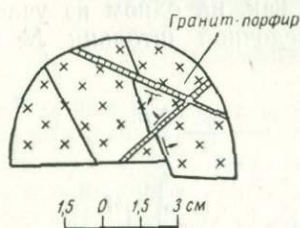
Фиг. 3. Деталь зарисовки кровли штольни № 20.

1 — гранит-порфиры; 2 — кварц-глобнеритовая жила; 3 — кварц-молибденитовая жила № 90 II этапа; 4 — кварц-молибденитовая жила I этапа.

видно, что кварц-молибденитовая жила № 90 сечет безмянную богатую кварц-молибденитовую жилу и перемещает ее части по типу ступенчатого сброса (фиг. 3). Контакты обеих жил с вмещающими породами и между собой резкие и припаянные, т. е. без признаков послерудных подвижек. Многочисленные кварц-молибденитовые жилки штокверка резко обрываются у контакта с жилой № 90. Одновременно следует отме-

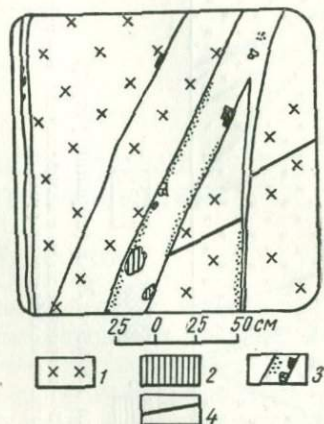


тить, что как безымянная молибденитовая жила, так и жила № 90 пересекаются кварц-гюбнеритовой жилкой, у которой контакты также припаяны к вмещающим породам. Кроме того, на дневной поверхности, в специально заданной расчистке, удалось наблюдать пересечение жилкой № 90 богатой молибденитовой жилы № 91; контакты обеих жил «приварены» к вмещающим породам и послерудных подвижек



Фиг. 4. Скважина 38. Интервал 27,59—30,00 м.

Молибденитовые жилки I этапа секутся кварцевыми жилками со слюдой, пиритом и флюоритом (II этап) с перемещением типа сброса.



Фиг. 5. Зарисовка забоя. Штольня № 27. Жила № 265. 28,2 м от устья.

1 — гранит-порфиры; 2 — гнезда полевого шпата; 3 — кварц-молибденитовая жила № 265; 4 — молибденитовые жилки штокверка.

вдоль них не наблюдается. Горизонтальная амплитуда перемещения, наблюдаемая при пересечении жил, не превышает 1—2 см.

Жилки штокверка, как уже отмечалось, пересекаются жилкой № 90. В карьере № 1, где производится добыча молибденовых руд, и по ряду скважин (фиг. 4) можно наблюдать пересечения богатых молибденитовых прожилков штокверка значительно более бедными кварц-молибденитовыми жилками. При этом во всех наблюдаемых случаях отмечается сбросовый характер перемещения прожилков штокверка. Такое же взаимоотношение наблюдается между жилкой штокверка и жилкой № 265 (фиг. 5).

Характерными минералами более ранних жил являются светлосерый кварц, мусковитовая слюдка, розовый флюорит, голубовато-зеленоватый берилл, молибденит и пирит.

Кварц слагает главную массу жил и в нем в виде вкрапленности наблюдается молибденит, тяготеющий преимущественно к зальбандам. Мусковит также встречается среди кварца в небольших количествах, но его значительно больше у

зальбандов. Здесь же присутствует и берилл, который вообще весьма редко наблюдается в средней части жилы и характерен лишь для грейзенизированных зон. Кристаллы его нарастают часто перпендикулярно к зальбандам жил.

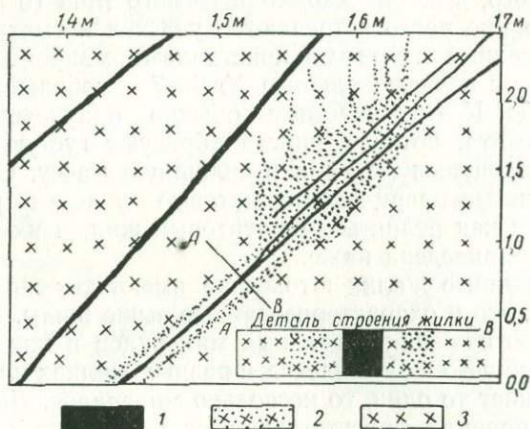
Флюорит встречается в виде редких зерен, рассеянных в кварце; иногда образует небольшие скопления. Значительно чаще он присутствует вблизи зальбандов, чаще в грейзеновых оторочках жил.

Пирит встречается в сравнительно небольшом количестве и неравномерно распределен в жиле. Нередко он наблюдается в виде мелкой вкрапленности и среди гранит-порфира.

Кроме того, в жилах характеризуемого типа (в жиле № 91 и др.) довольно часто встречаются участки пегматитового состава, сложенные крупными кристаллами микроклин-пертита, очень редкими зернами альбита № 6—7 и небольшим количеством кварца. К этим участкам обычно приурочены редкие зерна магнетита, которые иногда образуют густую вкрапленность, сливающуюся местами в сплошную массу. Отмеченные крупнозернистые кварц-полевошпатовые участки рассматриваются нами как реликты пегматитовых жил, и их характеристика будет приведена ниже.

Тонкие рудные жилки штокерка имеют тот же минеральный состав, что и охарактеризованные выше жилы. Но количественные соотношения отдельных минералов в них резко различны. Из общего их комплекса в разных жилках или в их участках выпадает то один, то несколько минералов. Лишь молибденит, как правило, присутствует всегда, образуя нередко тонкие, почти чистые (так называемые сухие) прожилки. Мощност таких прожилков колеблется от тончайших трудноотличимых на глаз проводников до 2—5 см. Иногда можно наблюдать, как тонкие прожилки причленяются к более мощным рудным жилам, охарактеризованным выше. Одна хорошо разведанная и к настоящему времени полностью отработанная богатая молибденитом жила № 91 имеет протяжение около 40—50 м и мощность около 0,15 м, достигая в раздувах 0,25 м. Эта жила быстро выклинивается по падению, так как уже на глубине 20 м от поверхности штольня № 20 ее не подсекает. Эти данные приводят нас к заключению, что отдельные более мощные жилы могут столь же быстро закончиться с глубиной, как и жилки штокерка. Меньшие же по мощности и по протяжению жилы этого типа были встречены в том же карьере № 1 среди гранит-порфиров. Сюда же может быть отнесена ранее встреченная нами жилка в штольне № 20 (см. фиг. 3). Тесно связаны с этим типом оруденения и вкрапленные молибденовые руды, которые в некоторых случаях образуют постепенные переходы к жилам. Так, в карьере № 1 совершенно четко

наблюдалось, как зоны вкрапленных руд сопровождают рудные прожилки (фиг. 6). Из фиг. 6 видно, что у зальбандов жилки в гранит-порфирах на расстоянии 1—1,5 см вкрапленности молибденита макроскопически совершенно не заметно, а затем наблюдается довольно резкий переход к богатым вкрапленным рудам. Крайний контур вкрапленных руд весьма неправилен и, видимо, целиком определяется микротрещиноватостью породы. Нередко от таких зон вкрапленников отходят «сухие» молибденитовые прожилки. Изучение шлифов под микроскопом из описанного участка показывает, что гранит-порфир несколько

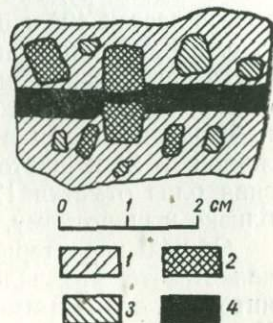


Фиг. 6. Деталь зарисовки карьера № 1.

1 — кварцевые жилки с молибденитом; 2 — вкрапленность молибденита в гранит-порфире; 3 — безрудные гранит-порфиры.

катаклазирован. Кварц породы имеет довольно резкое облачное угасание, полевые шпаты частично замещаются по трещинкам мусковитом, с которым ассоциирует и флюорит, образуя часто зерна, размером в 0,01 мм; в ассоциации с этими минералами наблюдается также пирит. Молибденит вблизи кварцевой жилки появляется в очень небольших количествах; в то же время, как отмечалось выше, количество его резко возрастает в некотором удалении от нее. При этом очень часто молибденит образует отдельные розетки листочков, проникающие по спайности в мусковит, а также по микротрещинкам в зернах кварца или полевого шпата. Установлено, что чем интенсивнее в породе проявлена микротрещиноватость, тем больше образуется в ней слюдки и молибденита.

Не всегда у зальбандов жилки мы имеем «пустую» зону, не содержащую или почти не содержащую молибденита. На той же фиг. 6 видно, что вверх мощность жилки несколько уменьшается и зона вкрапленников подходит непосредственно к контактам рудного прожилка, а на небольшом расстоянии от него полностью прекращается. Иногда выявляются небольшие зоны вкрапленных руд, вовсе не имеющие видимой связи с обособленными рудными жилками. Мощность таких зон вкрапленных руд не превышает 1 м и они обычно имеют небольшое протяжение. Тем не менее в них также наблюдается образование по полевым шпатам слюды в ассоциации с мелкими рассеянными зернами флюорита и выявляется вкрапленность молибденита. Последний нередко образует как бы цепочки чешуек, приурочивающихся к трещинкам. При этом, как правило, кварц в ассоциации с молибденитом не устанавливается. Он появляется только в переходных типах от зон вкрапленников к тонким штокверковым жилкам. Интересно отметить, что при наличии в жилах кварца с молибденовым оруденением мусковит тяготеет к зальбандам этих жил, хоть и не образует сплошной каймы. В ассоциации со слюдой нередко наблюдаются мелкие зерна пирита, очень редко флюорита, молибденита. Заметно, что кварц замещает гранит-порфир, вследствие чего границы жилок с породой



Фиг. 7. Избирательное замещение основной массы гранит-порфира кварцем с молибденитом.

1 — основная масса гранит-порфира; 2 — вкрапленники полевого шпата; 3 — вкрапленники кварца; 4 — кварцевая жилка с молибденитом.

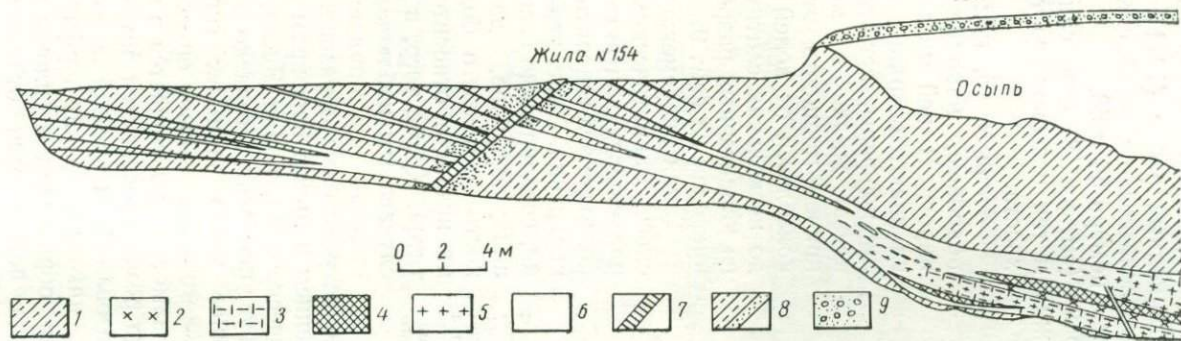
извилисты, иногда зазубрены. В тонких кварц-молибденитовых жилках штокверка иногда удается наблюдать ту же картину замещения, которое, вероятно, и является главной причиной увеличения их мощностей. На фиг. 7, как нам кажется, это видно достаточно убедительно. Кварцевая жилка, секущая вкрапленник полевого шпата, имеет мощность меньше 1 мм, в то время как за пределами этого зерна среди основной массы гранит-порфира мощность жилки резко возрастает до 2,5—3 мм.

Значительно более сложный минералогический состав имеют жилы, залегающие в сланцах. Они достаточно детально изучены, особенно жила № 45, которая полностью отработана и прослежена шаг за шагом. Жила № 45 залегает среди роговиковых сланцев у западного контакта их с гранит-порфиром (см. карту II). В том же районе штольной № 1, заданной для

разведки кварц-гюбнеритовой жилы № 5, была подсечена и начата разведкой аналогичная жила № 85 мощностью 30—34 см. Она проходит параллельно жиле № 45, но расположена несколько ниже по склону. Над жилой № 45 и между жилами № 45 и 85 в скважине № 10 и карьере был встречен ряд параллельных им тонких жилок того же состава. Простираение этих последних жилок 310—325°. Падают они на северо-восток под углом, равным в среднем 20—25°. Жилы того же типа были встречены вблизи северо-восточного контакта гранит-порфиров с метаморфическими породами, у автодороги, идущей к руднику. Здесь рудные жилы прослеживаются в направлении северо-восток 40° и падают полого в направлении к интрузии, т. е. на юго-запад, под углом 25—30°. Максимальная мощность рассматриваемых жил составляет около 20—25 см. Аналогичные же, но более тонкие жилки, мощностью в 2—3 см, наблюдались нами в сланцевом останце кровли между скважиной № 21 и шахтой № 3 в южной апикальной части интрузива близ отметки 1706 м. Простираение этих редких жилок близко к широтному, падение на север под углами 15—20°.

Общей характерной чертой всех рассматриваемых жил является то, что, залегая в сланцах вблизи апикальной части интрузии, все они имеют пологое падение в сторону интрузива. Как показано ниже, выяснение генезиса рассматриваемых пологопадающих жил в значительной степени расшифровывает нам развитие структуры рудного поля в целом в последний период его формирования. Для выяснения условий формирования пологих жил рассмотрим более подробно особенности структуры жилы № 45. Жила эта прослеживается по азимуту от 310 до 320°, редко достигая 330°. Падает она к северо-востоку, в среднем под углами 22—23°, с отдельными изменениями углов падения от 10 до 35—40°. Мощность ее существенно изменяется даже на протяжении 3—5 м, особенно в западной части. Так, например, по линии скважины № 10 мощность ее 1—1,5 м; восточнее, у края карьера № 2, мощность ее достигает 3—3,5 м (фиг. 8).

По направлению к западу жила быстро ветвится на ряд жил, которые постепенно выклиниваются. Выклинивание жилы происходит на очень небольшом расстоянии. Максимальная мощность жилы (3,5 м) в роговиках; при переходе в гранит-порфир она быстро падает и в скважине № 43 не превышает 1 м. Несколько дальше в скважинах № 19 и 21 жила совершенно не подсечена. Выклинивание происходит на расстоянии каких-нибудь 35—45 м. Достигая максимальной мощности в 3,5 м вблизи контакта гранит-порфиров и роговиков, мощность ее также быстро падает в гранит-порфирах; так, в скважине № 43 мощность ее около 1 м и представлена она одной

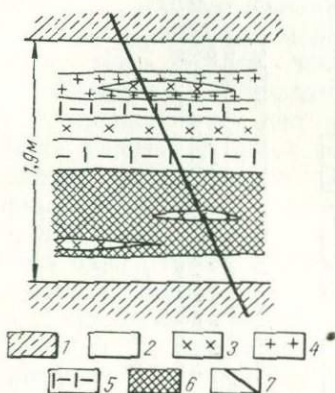


Фиг. 8. Схематическая зарисовка жилы № 45 на южном уступе карьера № 2.

1 — кварц-биотит-плагноклазовые роговиковые сланцы и роговики; 2 — гранит-порфиры; 3 — пегматиты; 4 — аплитовые и пегматондные породы с магнетитом; 5 — аплит-порфиры; 6 — кварцевая жила № 45 с тонкими полосками (реликтами) аплит-порфиров и пегматондов; 7 — жила № 154 роговикового кварца, цементирующая зону Южного сброса; 8 — зона осветленных серицитизированных, флюоритизированных и пиритизированных сланцев у зальбандов жилы № 154; 9 — делювий.

жилой, а несколько более дальними скважинами № 19 и 21 она совершенно не пересекается. На первых этапах разведки и до самого начала эксплуатационных работ (1941) форма жилы № 45 не была выяснена, вследствие чего отдельные ее ветви получили самостоятельные номера 56 и 58.

Как видно из зарисовки (см. фиг. 8) и описания, эти жилы по форме относятся к жилам так называемого типа конского хвоста.



Фиг. 9. Схематический разрез строения жилы № 45.

1 — биотит-плагноклазовый роговик;  
2 — кварц с богатым молибденитом;  
3 — гранит-порфир; 4 — аплит-порфир;  
5 — пегматит; 6 — чередование прослоек пегматитов, аплит-порфиров и кварца с молибденитом; 7 — кварцевая жилка с бериллом и бедным молибденитом II этапа молибденового оруденения.

Жила № 45, как и другие ей подобные, напоминает слоеный пирог. В ней многократно переслаиваются гранит-порфиры, аплит-порфиры, пегматиты и кварцевые жилки с молибденитом, причем мощность этих прослоек колеблется от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Один из характерных разрезов по жиле приведен на фиг. 9.

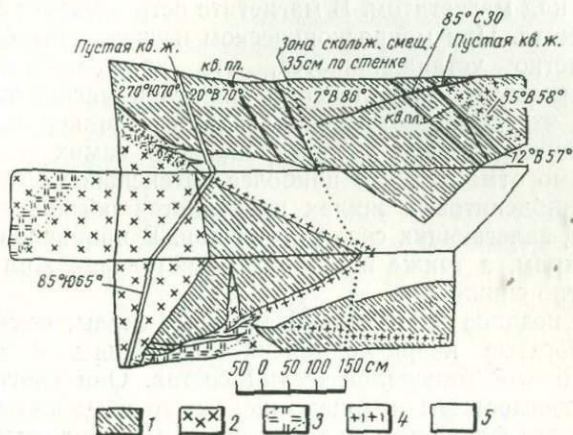
Такая перемежаемость прослоев магматических пород, параллельных контактам жилы, не позволяет установить порядок их внедрения. Лишь редкие перемычки, соединяющие соседние полосы аплит-порфиров, дают возможность говорить о более молодом их возрасте относительно пегматитов. Кроме того, в ряде других случаев мы наблюдали самостоятельные крутопадающие дайки

аплит-порфиров, секущие пегматитовые образования. Следует отметить, что с приближением к гранит-порфирам в жиле № 45 возрастает роль магматического материала. Здесь в значительном количестве присутствует пегматит, в гораздо меньшей мере аплит-порфир и ничтожное место занимает гранит-порфир. Количество кварца, несущего молибденовое оруденение, здесь относительно невелико и заметно увеличивается в направлении роговиковых сланцев, где резче проявляется замещение кварцем магматических образований, и прежде всего пегматита, затем аплит-порфира и, наконец, гранит-порфира. Заканчивается процесс замещения образованием сплошной кварцевой жилы, в которой иногда встречаются отдельные реликты пегматита (см. фиг. 8).

В характеризуемых жилах пегматиты представлены наиболее полно. Поэтому мы считаем необходимым привести

здесь их краткое описание, тем более что самостоятельных даек пегматитов, не замещенных метасоматически кварцем в один из последующих этапов минерализации, мы не наблюдали.

В ряду магматических пород, развитых в пределах описываемого района, пегматиты значительно легче замещаются кварцем и другими минералами. Наши наблюдения показали, что незамещенные их участки состоят в основном из микроклин-пертита, слагающего более  $\frac{3}{4}$  породы, и кварца, занимающего остальную  $\frac{1}{4}$  площади шлифов. Пертитовые вроски плагиоклаза относятся к альбиту № 6—7. Количество их в раз-



Фиг. 10. Штольня № 1. Развертка рассечки второй, пройденной на ЮЗ (рассечка выпрямлена).

Пустая кв. ж. — кварцевая жила; кв. пл. — кварц-плагиоклазовая жила. 1 — роговики; 2 — гранит-порфир; 3 — пегматит; 4 — аплит-порфир; 5 — кварц-молибденитовая жила № 85.

личных частях даек несколько варьирует, и в некоторых случаях наряду с ним наблюдаются и самостоятельные редкие зерна альбита того же состава.

Кварц и полевой шпат изредка образуют типичную пегматитовую структуру прорастания. Обычно же преобладает полевошпатовая часть, и в этом случае порода должна быть названа пегматоидом, так как для нее характерна блоковая структура. Весьма простой минералогический состав, особенности структуры и отсутствие изменения вмещающих пород (роговиковых сланцев) позволяют отнести образование пегматитов к фазе С—D по А. Е. Ферсману (1940).

Дайки пегматитов наблюдались в юго-восточном конце карьера № 2 по жиле № 45 (южный уступ, см. фиг. 8) и по жиле № 85 в забое западной рассечки (фиг. 10). При замещении пегматоидов кварцем, несущим молибденит, в них появ-



ляется мусковитовая слюдка по микроклину, обычно распространяющаяся по трещинкам. Кроме того, здесь встречаются редкие зерна розового флюорита и отдельные кристаллы берилла. Гидротермальная минерализация здесь в общем совершенно аналогична жиле № 91; отличие лишь в несколько меньшем содержании берилла. Следует отметить, что в пегматоиде и аплит-порфире иногда наблюдается густая вкрапленность магнетита (см. фиг. 8) и в меньшей мере пирита. Количественные соотношения этих минералов крайне изменчивы. Иногда пирит отсутствует, в других же участках жил он преобладает над магнетитом. В магнетите встречаются редкие зерна ильменита. При макроскопическом изучении штуфов совершенно четко устанавливается, что кварц-молибденитовые жилки пересекают вкрапленность пирита и магнетита. Весьма вероятно, что образование скоплений этих минералов в виде вкрапленников связано с формированием самих пегматитов. Необходимо отметить, что наиболее интенсивное оруденение в кварц-молибденитовых жилах проявляется обычно в средних их частях, залегающих среди роговиков. В направлении к гранит-порфирам, а также в сторону разветвления жил оруденение заметно снижается.

Более поздние кварц-молибденитовые жилы, секущие описанные богатые кварц-молибденитовые жилы и штокверк, имеют сходный минералогический состав. Они слагаются таким же светлосерым кварцем, желтовато-зеленоватым бериллом, розовым флюоритом и мусковитом. Следует отметить, что пространственное расположение минералов в обоих рассмотренных типах жил также одинаково. Отличие их заключается главным образом в особенностях рудной минерализации и характеризуется 1) резким (в 10—20 раз) уменьшением содержания молибденита, что обычно делает поздние рудные жилы забалансовыми или даже непромышленными; 2) значительным увеличением в них пирита; 3) появлением блеклой руды, с которой местами ассоциирует довольно редкий для месторождения минерал — линдстремит ( $2\text{PbS} \cdot \text{Cu}_2\text{S} \cdot 3\text{Bi}_2\text{S}_3$ ); 4) появлением нового минерала, относящегося к группе титано-ниобатов.

Кварц в более поздних жилах обычно светлосерый, крупнозернистый, не отличимый от кварца описанных выше жил, но иногда характеризуется развитием довольно крупных кристаллов, которые в основании представляют серый кварц, постепенно переходящий затем в морион. Отмеченные кристаллы встречаются всегда только у зальбандов и растут перпендикулярно к последним. Главная же масса кварца жильного выполнения представляет собой сплошную сливную крупнозернистую разность. Второй особенностью рассматриваемых жил является

значительно большее развитие в них берилла. Последний иногда слагает мономинеральные участки, целиком заполняя значительные интервалы в тонких (3—5 см) жилках. В тонких поздних жилках часто встречается также новый минерал, названный пока минералом Z. Кристаллы его имеют шестоватую форму и как бы пронизывают берилл. Минерал этот, как правило, очень сильно изменен и характеризуется шоколадной окраской; в более сохранившихся участках цвет его зеленовато-бурый. В прозрачных шлифах описываемый минерал имеет желтовато-бурый цвет и местами не просвечивает. Состоит он из весьма мелких, не различимых даже при больших увеличениях, агрегатов, дающих в общем не высокие цвета интерференции, точная оценка которых пока затруднительна. По показателю преломления он близок к гранату ( $n \cong 2$ ). Спектральный анализ его, произведенный Л. Н. Индиченко, дал следующие результаты (интенсивности линий спектра элементов):

Si	Al	Fe	Ti	Mg	Ca	Mn	Ba	Sr	K	Na	Li		
Слаб.	Следы	Сильн.	Сильн.	Н. следы	Н. следы	Оч. слаб.	—	—	—	—	—		
Be	Sc	Ga	Ge	Tl	In	Nb	Ta	Zr	Ві	W	Mo	As	
—	Слаб.	—	—	—	—	Выше сред.	—	—	Слаб. +	—	Выше сред.	—	
Sb	Pb	Zn	Cd	Cu	Ag	Au	Sn	Ni	Co	Pt	V	Cr	P
Слаб.	Оч. слаб.	—	—	Следы	—	—	Оч. слаб.	Следы	—	—	—	—	—

Таким образом, из 39 элементов только Fe, Ti, Mo и Nb дают сильные линии, что определяет преобладание их в составе минерала. Ниже мы приводим данные рентгеноструктурного анализа этого минерала, произведенного Н. Н. Слудской. Был снят порошок минерала по методу Дебая — Шерера (условия съемки — Fe — излучение).

№	I	d	
1	Слаб.	3,484	№ — номера линий по порядку
2	Оч. слаб. широкие	2,389	I — интенсивность дебаевских линий по визуальной оценке.
3	" "	2,135	
4	Слаб.	1,892	d — межплоскостные расстояния, соответствующие полученным на пленке отражениям.
5	"	1,703	
6	"	1,670	
7	"	1,489	Величины их вычислены из соотношения

$$\lambda = 2d \sin \varphi,$$

где  $\lambda$  — длина волны,

$\varphi$  — угол отражения, исходя из предположения, что:

$$\lambda_{Fe} K\alpha = 1,934 \text{ \AA}.$$

При съемке диаметр камеры был равен  $2R = 57,9$  мм, диаметр образца (столбика) 0,7 мм, экспозиция 102 mAg (миллиамперчаса).

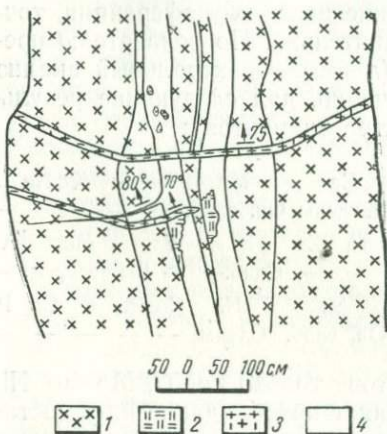
Рентгеновская диаграмма получилась очень слабой, повидимому, вследствие небольшого количества кристаллической фазы. В существующих таблицах аналога нет; очевидно, это новый минерал из группы титано-ниобатов.

К сожалению, у нас не было материала, достаточного для произведения химического анализа и других исследований; поэтому точное определение минерала не могло быть сделано.

В поздних кварц-молибденитовых жилах наблюдается несколько повышенное содержание розового флюорита. Нами уже отмечалось, что эти жилы отличаются также заметным уменьшением молибденита и наличием относительно больших количеств пирита.

Отдельные кристаллы его имеют диаметр 10—15 см. Они часто образуют крупные гнезда и иногда нацело заполняют жилы на всю их мощность.

Кроме того, в жилах отмечается блеклая руда. Она образует гнездовидные скопления либо неправильные жилки, обычно развивающиеся в промежутках между раздробленными зернами кварца. В ассоциации с ней наблюдаются



Фиг. 11. Деталь развертки штольни № 26 на 21—22 м от устья.

1 — гранит-порфир; 2 — пегматит; 3 — аплит-порфир; 4 — кварц-молибденитовая жила № 260 II этапа.

крупные чешуйки мусковита. Очень редко в жилах встречается линдстремит в виде мелких серебристых иголочек среди кварца. К описываемому типу из более крупных относятся жилы № 90, 60, 260, 262, 88, 89 и др. Во многих из них встречаются участки пегматита различного размера, нередко с типичной пегматитовой структурой. По минералогическому составу эти участки совершенно аналогичны пегматитам, встреченным в жилах № 45, 91 и др. Взаимоотношения кварц-молибденитовых жил с дайками иногда очень сложны и на первый взгляд противоречивы. На некоторых из таких примеров следует остановиться особо. Весьма интересны соотношения между аплит-порфиром и жилой № 260, отмеченным в штольне № 26 (фиг. 11). Здесь видны две тонкие дайки аплит-порфира, мощностью в 10—12 см, близкого к широтному простирания, падающие на север под углами

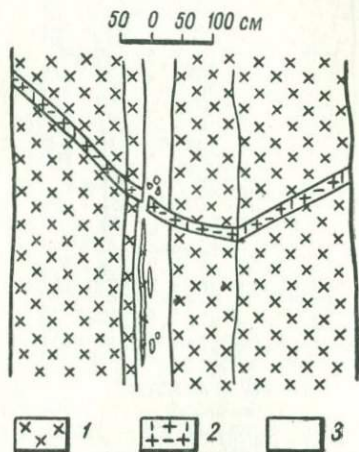
62 и 72°. Они, вероятно, представляют собой ветви одной дайки.

Контакты даек с гранит-порфирами и жилой нормальные (припаянные) и дайки как бы пересекают жилу; в то же время тонкая, быстро выклинивающаяся небольшая апофиза кварцевой жилы пересекает северную дайку. Таким образом, в данном случае наблюдаются противоречивые соотношения, а именно рудная жила и дайки аплит-порфира пересекают друг друга (см. фиг. 11). Вместе с тем при изучении вещественного состава жилы в ней можно наблюдать отдельные интенсивно корродированные и частично грейзенизированные участки пегматитов. Состав пегматитов совершенно тождествен образованиям, охарактеризованным выше. Здесь развиты микроклин-пертит, составляющий приблизительно  $\frac{3}{4}$  площади шлифов, и кварц, занимающий остальную  $\frac{1}{4}$  площади. Структура породы местами типичная пегматитовая.

Аналогичные соотношения наблюдаются в штольне № 5 по жиле № 60 на расстоянии около 108 м от ее устья (фиг. 12).

Кварц-молибденитовая жила залегает среди гранит-порфира. В кровле выработки заметно, что эта жила как бы пересекается дайкой аплит-порфира; однако последняя приблизительно в центре жилы прерывается (сечется) кварцем, среди которого отмечаются угловатые обломки аплит-порфира. Помимо этого, в кварце есть многочисленные корродированные участки пегматита.

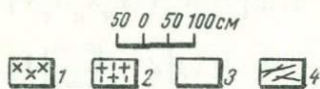
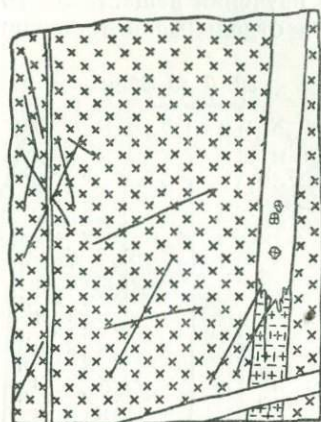
Объяснение наблюдаемым соотношениям мы видим в следующем. До образования рудных жил произошло внедрение пегматитов по трещинам и разломам; после этого эти дайки (иногда до 1 м мощности) были пересечены дайками аплит-порфира. Новые небольшие подвижки, более четко проявившиеся в одних участках (см. фиг. 12) и не проявившиеся в других (см. фиг. 11), создали пути для циркуляции гидротермальных растворов, которые вызвали избирательное замещение пегматита. В то же время гидротермальная минерализация в аплит-порфирах не развивалась, и они оказались не замещен-



Фиг. 12. Развертка участка штольни № 5 (в 4 м от МТ 5).

Взаимоотношение жилы и аплит-порфира. 1 — гранит-порфир; 2 — аплит-порфир; 3 — кварц-молибденитовая жила № 60 II этапа.

ными. Этим, вероятно, объясняется незначительная протяженность по простиранию и падению богатых молибденитовых жил среди гранит-порфиров, так как эти жилы развились только по пегматитам. Примером служит жила № 91 и ряд безымянных, образованных замещением пегматитовых даек, внедрившихся в трещины разрыва. Фактический материал, приведенный выше по жиле № 45, говорящий о более раннем возрасте пегматитов по отношению к аплит-порфирам, а также описанные факты



Фиг. 13. Деталь зарисовки карьера № 1.

1 — гранит-порфир; 2 — аплит-порфир;  
3 — кварцевые жилы; 4 — тонкие  
кварц-молибденитовые жилки.

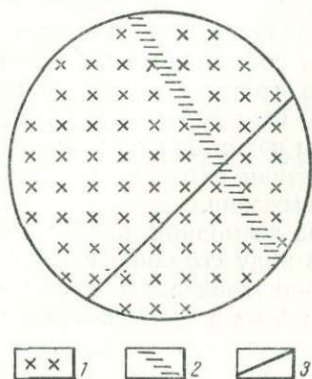
избирательного метасоматоза подтверждают этот вывод. Интересный случай замещения кварцем и другими жильными минералами аплит-порфира (гранофира?) наблюдался в карьере № 1 (фиг. 13). Здесь дайка аплит-порфира в верхней части обнажения замещена кварцем на полную мощность; контакт между ними неправильный, зазубренный, с клиновидными выступами кварца, переходящего в серию тонких жилок. Приведенный пример также отчетливо указывает на избирательный метасоматоз, потому что гранит-порфир, в котором залегает указанная дайка, не замещается. По способности подвергаться замещению кварцем породы могут быть расположены в следующий ряд: пегматит, аплит-порфир и гранит-порфир.

### Околожильные изменения

Околожильные изменения рассмотренных разновидностей жил одинаковы и будут описаны совместно. Грейзенизация гранит-порфиров у зальбандов кварц-молибденитовых жил, отмечавшаяся всеми исследователями месторождения, связывалась ими и во времени, и в пространстве с процессом оруденения.<sup>1</sup> Наши наблюдения не позволяют полностью согласиться с подобным представлением. При документации нами наблюдалось,

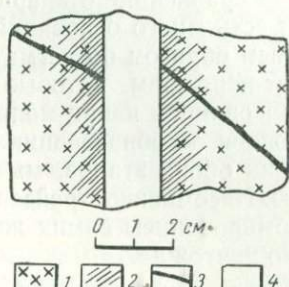
<sup>1</sup> Очень часто термин «грейзенизация» применяется к месторождению слишком широко, так как к грейzenам относят гидротермальное изменение любой породы района типа березита, сопровождающей кварц-вольфрамитовые жилы.

что грейзены в подавляющем большинстве случаев не образуют более или менее симметричной каемки вдоль зальбандов жил. Они проявляются опорадически и часто находятся то у одного, то у другого ее зальбанда, а в ряде случаев вовсе отсутствуют, и тогда участки грейзена встречаются внутри самой жилы, среди кварца, подобно отторженцам, либо в виде неправильных участков, развивающихся по реликтам пегматита.



Фиг. 14. Зарисовка керна скважины № 38 (интервал 30,2—32,01 м).

1 — гранит-порфир; 2 — грейзен;  
3 — «сухая» молибденовая жилка.



Фиг. 15. Зарисовка керна скважины № 36 (интервал 9,94—12,57 м). Кварцевая жилка с молибденитом (II этап) сечет и перемещает молибденовую жилку (I этап).

1 — гранит-порфир; 2 — грейзен;  
3 — «сухая» молибденовая жилка I этапа;  
4 — кварц-молибденовая жилка II этапа.

Апофизы, отходящие от главных рудных жил, пересекают грейзены, развитые около их зальбандов, и в то же время сами грейзенами не сопровождаются. Ряд рудных жил и в частности жилы № 86, 87 и 88 почти совершенно не содержат грейзеновых оторочек. В таких случаях каких-либо заметных на глаз изменений около жил вообще не наблюдается. Не сопровождаются грейзенами, как правило, и жилки штокверка. Больше того, имеются случаи, когда такие жилки пересекают грейзенизированные полосы; последние иногда развиты вне всякой связи с кварцевыми жилками (фиг. 14). Однако изредка все же встречаются маломощные кварц-молибденитовые жилки, сопровождающиеся относительно симметричными каемками грейзена (фиг. 15). Такие образования мы склонны связывать с возникновением трещин вдоль грейзенизированных полос в момент,

непосредственно предшествующий формированию кварцевых жилок.

Состав грейзенов довольно своеобразен. Главные минералы его — крупнозернистый микроклин, мусковитовая слюдка и розовый флюорит, которые сопровождаются иногда большим количеством берилла. Как правило, среди этих минералов отмечается очень небольшое количество кварца. В некоторых случаях в жилах отсутствует берилл, а иногда и кварц; тогда порода состоит из полевого шпата, мусковита и флюорита. Изложенный фактический материал заставляет придти к выводу, что образование грейзенов представляет собой процесс, более ранний по сравнению с кварц-молибденитовыми жилами. Вместе с тем есть много оснований считать, что грейзены развивались главным образом по пегматитам или пегматоидам и отчасти по гранит-порфирам, которые впоследствии замещались кварцем с образованием кварц-молибденитовых жил.

Говоря об образовании грейзенов до молибденовой минерализации обоих этапов, мы имеем в виду создание главной их массы. Несомненно, грейзены частично развивались и совместно с формированием самих жил, но роль их в этом случае совершенно ничтожна.

### **Общие выводы о развитии молибденового оруденения**

Подводя итоги изложенному, можно сделать следующие выводы.

1. Процесс молибденовой минерализации протекал в два этапа.

2. Конец первого этапа завершился залечиванием трещин, по которым циркулировали растворы. Новому возобновлению гидротермальной деятельности предшествовало повторное дробление, приоткрывание ранее образованных трещин и сбросовые перемещения по ним, что вызывало иногда наложение одного типа минерализации на другой.

3. Промышленная концентрация молибдена связана с первым этапом.

4. Процесс минерализации был высокотемпературным, о чем свидетельствуют список минералов и характер их отложения.

5. Околорудное изменение, представленное грейзенизацией, — процесс более ранний по отношению к обоим этапам молибденовой минерализации.

Геохимические особенности двух описанных этапов молибденовой минерализации состоят в следующем:

1. Резкое уменьшение отложения и, очевидно, привноса соединений молибдена во втором этапе сравнительно с первым.

2. Значительное увеличение выноса и отложения железа в виде пирита во втором этапе при сравнительно небольших его количествах в первом.

3. Появление во втором этапе молибденовой минерализации таких элементов, как висмут, свинец, мышьяк, сурьма, и редких элементов — титана и ниобия, входящих в состав линдстремита, блеклой руды и минерала Z из группы титано-ниобатов. При этом такие минералы, как блеклая руда, встречаются иногда в значительных количествах. Чаще встречается и минерал Z, чем линдстремит.

## ВОЛЬФРАМОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

### Кварц-вольфрамитовые жилы

Как уже отмечалось выше, вольфрамовая минерализация является несколько более поздней по отношению к молибденовой. Соотношение жил, относящихся к обоим типам минерализации, особенно хорошо видно в карьере № 1 (см. фиг. 2), где кварц-молибденитовые жилки различной мощности секутся с небольшими смещениями кварц-вольфрамитовыми жилами, имеющими мощность 7—10 см. Следует отметить, что контакты пересекающихся жил нормальные, «припаивные».

Не менее наглядный пример приводился нами при изложении данных наблюдений по штольне № 20 (см. фиг. 3). Обратных взаимоотношений ни разу никем из исследователей месторождения не отмечалось. Важно подчеркнуть, что вольфрамовое и молибденовое оруденение обычно пространственно разобщены, лишь изредка наблюдалось наложение их друг на друга. В последнем случае имело место приоткрывание трещин вдоль кварц-молибденитовых жилок перед проявлением вольфрамовой минерализации. При этом обычно контакты обоих типов жил достаточно четки. Вместе с тем в такого рода жилах, как правило, не наблюдается симметрии в расположении вольфрамового и молибденового оруденения: жилки первого типа ориентированы несколько косо относительно вторых и переходят от одного зальбанда к другому. Кроме того, на грейзенизацию, обычно локально проявленную у молибденовых жил, накладывается беззитизация, связанная с вольфрамовой минерализацией. Вольфрамовое оруденение проявилось в двух формах — жильном и штокверковом.

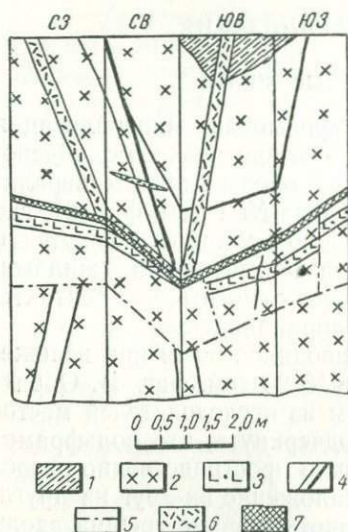
Прежде чем перейти к описанию отдельных типов вольфрамовых жил, следует показать место вольфрамового оруденения в общем ходе процесса формирования рудного поля. Факты, освещающие этот вопрос, не многочисленны, но собраны с возможной тщательностью и, как мы думаем, являются достаточно



убедительными. В глубоком шурфе, заданном по оси скважины № 21 с целью проверки точности опробования керна скважины на молибден, удалось наблюдать весьма интересные факты (фиг. 16 и 17).

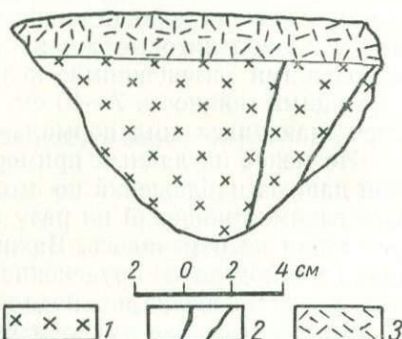
1. Гранит-порфиры, слагающие стенки шурфа на протяжении 1 м, в верхней части содержат очень небольшой останец кровли — зеленых роговиков, у контакта с которыми включающие их породы сохраняют тот же размер зерна и структуру.

2. Как гранит-порфиры, так и роговики пересекаются дайкой керсантига, мощностью 0,10 м, простирание ее 310—315°, падение у дневной поверхности на юго-запад, под углом 56°. С глубиной дайка приобретает более крутое падение под углом до 80°. Контакты дайки с вмещающими породами нормальные, припаянные (см. фиг. 16).



Фиг. 16. Схематическая зарисовка стенок глубокого шурфа, пройденного по оси скважины № 21.

1 — роговики; 2 — гранит-порфиры; 3 — кварцевый сиенит-порфир (серый); 4 — кварц-молибденитовые жилки; 5 — тектонические нарушения; 6 — керсантиг; 7 — кварц-вольфрамитовая жила.



Фиг. 17. Деталь зарисовки шурфа по скважине № 21 (интервал 1,5—3 м от устья). Керсантиг сечет молибденитовые жилки в гранит-порфире.

1 — гранит-порфир; 2 — кварц-молибденитовые жилки I этапа; 3 — керсантиг.

3. Немного ниже керсантиговой дайки в шурфе наблюдается дайка кварцевого сиенит-порфира, мощностью 10—12 см; она имеет также нормальные контакты с гранит-порфирами.

4. Обе эти дайки пересекаются кварц-гюбнеритовой жилкой, мощностью около 7—10 см. Простирание ее северо-северо-восточное (15°), падение на юго-восток, под углом около 35°. Жила эта состоит из серого кварца, похожего на кварц молибденитовых жил, гюбнерита, очень небольшого количества сери-

цитовый слюдки, пирита и розовато-фиолетового флюорита. Около контактов наблюдается березитизация вмещающих пород, особенно сильно проявленная в керсантитовой дайке на значительном расстоянии от контакта жилы. Контакты жилы, а также дайки керсантитов и гранит-порфиров сорваны, породы несколько растащены и на контакте превращены в дробленый до глины материал. Перемещение, связанное с этой жилкой, небольшое, но проявлено отчетливо и имеет горизонтальную амплитуду, равную нескольким сантиметрам.

5. Отмечено, что неминерализованные трещины и частые тонкие кварц-молибденитовые жилки штокверка, контролируемые трещинами, пересекают дайку кварцевого сиенит-порфира и иногда смещают ее (см. фиг. 16).

6. Тщательными наблюдениями установлено, что кварц-молибденитовые жилки не пересекают дайку керсантита, а резко обрываются у ее контактов. Это настолько ярко проявлено, что даже тонкая линзочка лампрофира в 2,5—3 см не пересекается рудными жилками, мощностью 0,5—1,5 см (см. фиг. 16).

7. Трещиноватость, наблюдаемая в гранит-порфирах и в дайке кварцевого сиенит-порфира, в керсантите отсутствует. Керсантиты представляют собой плотную монолитную породу, в которой очень редко встречаются трещинки, перпендикулярные к зальбандам и не соответствующие трещинам в гранит-порфирах. Возникновение трещин в дайке керсантита, очевидно, связано с ее остыванием. В таком случае можно полагать, что данный участок после кристаллизации керсантитов не пертерпел достаточно сильных напряжений, способных вызвать образование трещин в этой дайке.

В штуфах, извлеченных при проходке горных выработок, всегда наблюдается резкое окончание кварц-молибденитовых жилок, утыкающихся в дайку керсантита, и ни разу не встречено жилок, секущих последнюю. Просмотр шлифов из самой дайки и из контакта ее с гранит-порфирами показывает, что у контакта в пределах 2—3 мм гранит-порфиры несколько дроблены, а кварц в них имеет облачное угасание.

Линия контакта керсантита с гранит-порфиром несколько извилиста. На контакте обе породы, особенно керсантиты, березитизированы и обогащены серицитом, флюоритом и очень небольшим количеством пирита. Однако это изменение, видимо, связано с проходящей здесь кварц-вольфрамитовой жилой. В тех участках, где березитизация развита слабее, четко видно, что плагиоклазы не нарушены и сохраняют свою форму, а редкие вкрапленники кварца в гранит-порфире даже на расстоянии 1,5—2 мм от контакта с дайкой не обнаруживают облачного угасания, что подтверждает отсутствие подвижек по контактам после внедрения керсантита.

В результате осмотра дайки керсантитов, залегающей в гранит-порфирах и подсеченной штольной № 20, внутри нее были установлены только тонкие линзовидные жилки кварца с фиолетовым флюоритом и серицитом. Сама же дайка в значительной степени превращена здесь в березит в связи с проявлением кварц-вольфрамовой минерализации. Наблюдать взаимоотношения кварц-молибденитовых жилок штокверка с дайкой керсантита здесь не удалось, поскольку такие жилки на этом участке отсутствуют.

Таким образом, нами установлено следующее возрастное положение керсантитов.

1. Керсантиты моложе кварцевых сиенит-порфиров.

2. Керсантиты моложе кварц-молибденового, но древнее кварц-вольфрамового оруденения. Нами было установлено также, что керсантиты секутся спессартитами, а последние — кварц-гюбнеритовыми жилами. Это дает право считать, что лампрофиры моложе молибденового оруденения и древнее вольфрамового. Отсюда отнюдь не следует, что автор собирается значительно разрывать во времени процесс молибденовой и вольфрамовой минерализации и связывать их генетически с различными интрузиями. Подробнее этот вопрос мы осветим несколько ниже.

Многие исследователи Джидинского месторождения отмечали различный характер минерализации кварц-гюбнеритовых жил. Подробнее всего этот вопрос изложен в работе Н. А. Смольянинова (1940). Однако, как нам представляется, этим автором несколько напрасно выделены в виде самостоятельных типов мелкие жилки, отображающие скорее местные особенности распределения минералов в пределах жил, чем особый их тип. В момент посещения Н. А. Смольяниновым Джидинского месторождения оно было еще очень мало разведано и вскрыто. В результате Н. А. Смольянинов наблюдал взаимоотношения отдельных типов жил только по образцам из свалов. Мы же имели возможность изучать взаимоотношения минералов в течение длительного срока, когда месторождение вскрывалось на различных горизонтах значительным количеством горных выработок. В результате нам удалось произвести более детальные наблюдения над рудными жилами и дать новую классификацию кварц-гюбнеритовых и кварц-молибденитовых жил, несколько отличную от предложенной Н. А. Смольяниновым. По минералогическому составу и взаимоотношениям нам удастся выделить четыре типа кварц-гюбнеритовых жил.

К первому типу жил мы относим немногочисленные кварц-гюбнеритовые жилки, которые наблюдаются в гранит-порфирах и среди кварцевых диоритов района Инкурского мыса. Одна из наиболее мощных безымянных жил этого типа обнажается

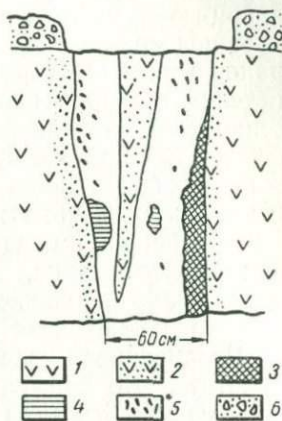
против компрессорной, выше тропинки, идущей от штольни № 1 Первомайского рудника к штольне Капитальной рудника Холтасон. Простирание этой жилы 352°, падение восточное под углом 80°. Суммарная мощность в одной из вскрывающих ее канав равняется 55—65 см (фиг. 18). Самым распространенным минералом, входящим в состав жил рассматриваемого типа, является кварц светлосерого цвета, иногда с переходами к темносерому. Кроме того, присутствуют мусковитовая слюдка и розовато-фиолетовый или фиолетово-розоватый флюорит. Изредка встречаются также гнезда зеленовато-голубоватого берилла. Из рудных минералов отмечаются гюбнерит, а также небольшие количества пирита и линдстремита. Как минералогическая редкость встречаются сульфиды свинца, цинка, меди и висмута. В некоторых случаях вдоль зальбандов характеризуемых жил наблюдаются полевошпатовые оторочки, как это видно, например, на фиг. 18.

Маломощные части жил состоят почти из одного микроклина с пертитовыми вростками кислого плагиоклаза и редких зерен альбита, образующих самостоятельные зерна. Замеры зерен плагиоклаза на столике Федорова зональным методом дали следующие результаты:

1-е измерение.	Закон сростания альбитовый,	плагиоклаз № 8
2-е	»	»
3-е	»	карлсбадский, № 10

Среднее из трех измерений дает плагиоклаз № 8.

Жильный кварц проникает в полевои шпат в виде тонких просечек и неправильных вростков и отчетливо замещает его. Флюорит образует тонкие секущие жилки, линзочки и отдельные зерна среди полевого шпата. С кварцем ассоциирует и крупночешуйчатый серицит, развивающийся в небольшом количестве по полевым шпатам. Гюбнерит в этих жилах развит в промышленном количестве. Он обычно распределен крайне неравномерно, а в тонких жилках среди гранит-порфиров иногда образует гнезда, которые на протяжении 2—3 десятков сантиметров занимают всю мощность жилы.



Фиг. 18. Зарисовка стенки шурфа.

1 — кварцевый диорит; 2 — бериллизированный кварцевый диорит; 3 — пегматоид; 4 — берилл; 5 — гюбнерит; 6 — дельювий.

Характерно для жил этого типа то, что вместо гюбнерита, широко распространенного на Джидинском месторождении и справедливо отмечаемого всеми исследователями как одну из его особенностей, здесь мы имеем типичный вольфрамит. Он образует кристаллы черного цвета даже в тонких пластинках. Черта его буровато-зеленая. Наличие гюбнерита в первом типе кварц-гюбнеритовых жил весьма характерно. Кроме того, следует подчеркнуть, что линдстремит, указанный в перечне минералов этих жил, встречается здесь не реже (если не чаще), чем галенит, с которым он может быть легко спутан в поле, особенно, если он мелкозернист и рассеян в кварце и других сульфидах. Вообще же сульфиды не характерны для этого типа жил, исключая лишь пирит, встречаемый достаточно часто. Не характерен для этих жил также и шеелит.

Изменение вмещающих пород, сопровождающих жилы описываемого типа, выражается в березитизации, которая очень слабо проявляется в гранит-порфирах, но интенсивно развита в кварцевых диоритах, роговиках и лампрофирах.

Рассматривая явление березитизации, следует прежде всего отметить, что при ее формировании не имел места привнос кремнезема. Березиты представляют собой такие образования, в которых первоначальная порода замещена серицитовой слюдкой с флюоритом и пиритом, рассеянными в виде мелкой вкрапленности, распределенной обычно неравномерно. Охарактеризованный тип жил как самостоятельный был в свое время выделен Н. А. Смольяниновым (1940), причем этот исследователь выделял их даже в сложных рудных жилах, содержащих несколько типов минерализации, наложенных друг на друга. Непосредственных пересечений жил рассматриваемого типа с другими наблюдать не удалось. Однако сходство их минералогического состава с более высокотемпературными молибденовыми жилами позволяет считать их более ранними. Рассмотренный тип рудных жил изучен еще очень слабо.

Второй тип кварц-гюбнеритовых жил характеризуется наличием триплита и наиболее распространен на месторождении. Типичным примером его является жила № 240, залегающая в метаморфических сланцах и роговиках восточнее молибденового месторождения. К этому типу также может быть отнесена жила № 5, проходящая среди гранит-порфиров (рудник Первомайский) и жилы № 30, 102 и другие, залегающие в кварцевых диоритах (рудник Холтасон).

Главными минералами всех этих жил являются молочно-белый кварц, серицитовая слюдка, бесцветный или фиолетовый флюорит и редко встречающийся триплит —  $(Mn, Fe)_2(PO_4)F$ ; очень редко отмечается также берилл (жила № 240). Из рудных минералов присутствуют гюбнерит, шеелит, блеклая руда,

пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, реже линдстремит, еще реже станнин и очень редко мелкие единичные зерна кубанита. Из вторичных минералов отмечается халькозин, образующийся по галениту.

Триплит встречается в очень небольших количествах, но отмечен почти во всех перечисленных выше жилах. Берилл встречен лишь в жиле № 240 в виде небольшого гнезда. Помимо молочно-белого кварца, в жилах наблюдается кварц сероватой окраски, иногда гребенчатый, близкий к горному хрусталу. Как и в охарактеризованных выше жилах, здесь часто встречаются полевые шпаты; они обычно образуют оторочки у одного из зальбандов или слагают неправильные участки внутри самой жилы. Особенно отчетливо это можно видеть в жиле № 5, у устья штольни № 1 рудника Первомайского, где значительная часть жилы со стороны лежащего бока сложена одним полевым шпатом. То же наблюдалось и в жиле № 46, где на отдельных участках почти половина мощности жилы сложена полевым шпатом светложелтого цвета. Хорошо заметно замещение полевого шпата кварцем; он иногда образует неправильные жилки, в которых в отдельных случаях отмечаются гюбнерит и другие рудные и жильные минералы. Под микроскопом устанавливается, что полевошпатовые участки большей частью состоят из нерешетчатого микроклина с пертитовыми вростками кислого плагиоклаза и очень редко альбита, образующего самостоятельные зерна. Таким образом, полевошпатовые участки в рассмотренных здесь жилах совершенно не отличимы от встреченных в жилах первого типа.

Взаимоотношения рудных минералов в жилах второго типа наблюдались нами при просмотре полированных шлифов, приготовленных из образцов апофиз крупных жил (№ 252), самих жил (№ 240) и тонких кварцевых жилок штокверка, расположенных вблизи них. В одном из шлифов было установлено, что из рудных минералов раньше всех выделился пирит, который цементируется следующим по возрасту минералом — гюбнеритом (фиг. 19). Здесь же отмечается линдстремит.

Диагностические признаки линдстремита, указанные Н. А. Смольяниновым (1940), позволяют отличать его по внешним признакам и простейшими реакциями с помощью паяльной трубки. Изучение полированных шлифов позволило нам выявить ряд новых признаков. Они изложены нами в специальной статье (Кушнарев, 1950), и поэтому здесь мы на них не останавливаемся. Отметим лишь, что по данным химического анализа В. А. Орловой (Томск) линдстремит Джидинского месторождения почти точно отвечает составу, подсчитанному теоретически —  $\text{Cu} \cdot \text{Pb} \cdot \text{Bi}_3 \cdot \text{S}_6$ .

Соотношение линдстремита с другими рудными минералами устанавливается недостаточно четко. Можно лишь сказать, что он кристаллизовался позже пирита и сфалерита (фиг. 20).

В жилах описываемого типа весьма распространен шеелит, который обычно не образует самостоятельных кристаллов, а развивается по гюбнериту. Более поздним по отношению к гюбнериту и шеелиту является галенит. Он образует в них жилки и заметно их резорбирует. Иногда хорошо видно, что по галениту развивается халькозин, а также церуссит. В одном шлифе наблюдалось довольно значительное количество станнина, образующего мелкие самостоятельные зерна и эмульсионную вкрапленность в сфалерите.

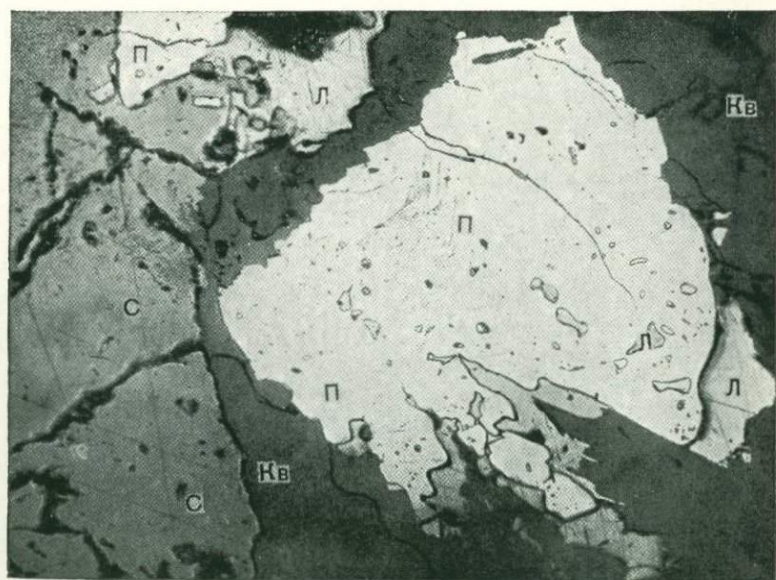
Весьма характерно, что при наличии станнина эмульсионная вкрапленность халькопирита в сфалерите отсутствует, и вообще в таких образцах халькопирит крайне редок. Наоборот, если станнина нет (что бывает чаще), то в сфалерите всегда наблюдается тонкая эмульсионная вкрапленность халькопирита. Таким образом, создается впечатление, что станнин и халькопирит — антагонисты.

В одном из шлифов среди сфалеритов с эмульсионной вкрапленностью станнина было встречено зерно кубанита. В целом для рассмотренного типа жил намечается следующий порядок кристаллизации минералов: триплит (?), пирит, гюбнерит, шеелит, светлая слюдка, сфалерит с эмульсионной вкрапленностью халькопирита, редко станнина, а также халькопирит I, галенит, либо галенит с вкрапленностью линдстремита или линдстремит без галенита, халькопирит II (мало), флюорит (?). Кварц выделяется с перерывами на протяжении всего этапа, создавая ряд генераций.

Околожилные изменения вмещающих пород выражены березитизацией, причем у самого контакта с жилами она проявлена наиболее интенсивно и ослабевает по мере удаления от них. Мощность измененных или «осветленных» пород, как называют их на руднике, с каждой стороны от жилы приблизительно равна ее мощности, но иногда, в случае тонких жил, превышает ее в несколько раз. Характерно, что серицитизация, флюоритизация и развитие вкрапленности пирита во вмещающих породах не сопровождаются окварцеванием вблизи рудных жил. Наоборот, нередко при залегании жил в кварцевых диоритах количество породообразующего кварца в них резко уменьшается, иногда до полного его исчезновения. То же наблюдалось нами при микроскопическом изучении метаморфических сланцев, вмещающих жилу № 240. Вмещающие породы около зальбандов жил и в ксенолитах внутри жил нередко состоят нацело из чередующихся полос фиолетового флюорита и серицита, иногда изогнутых в мелкие складки.



Фиг. 19. П — пирит; Кв — кварц; Гб — гюбнерит; Л — линдстремит.  $\times 46$ .  
Шлиф полированный.



Фиг. 20. П — пирит; Кв — кварц; Л — линдстремит; С — сфалерит.  $\times 46$ .  
Шлиф полированный.



К третьему типу относятся кварц-родохрозитовые жилы с гюбнеритом и значительным количеством сульфидов. Как уже отмечалось выше, представители их немногочисленны. В частности к этому типу относятся жилы № 1, 2 и 24, залегающие в метаморфических сланцах, восточнее Первомайского молибденового месторождения у пос. Горка, а также тонкая жилка, среди кварцевых диоритов, секущая и смещающая жилу № 257 на горизонте штольни Капитальной. Наконец, к этому же типу следует отнести жилку сплошных сульфидов с родохрозитом мощностью около 10 см, отмеченную рядом с жилой № 200 в блоке № 7.

Рассмотренными примерами исчерпывается перечень жил, относящихся к третьему типу минерализации. При этом следует отметить, что только жилы № 1 и 2 являются промышленными объектами, остальные же рудопроявления этого типа маломощны и не представляют практического интереса. Описание жил, относимых к третьему типу, в основном заимствуем у Н. А. Смольянинова (1940), потому что на них новых разведочных работ за период 1941—1946 гг. не производилось. Мы познакомились с характером минерализации рассматриваемого типа главным образом по делювию жил № 1 и 2 и на основании наблюдений над маломощными жилами в забоях. Эти жилы характеризуются сложным строением, обусловленным многократным чередованием полос сульфидов, родохрозита и кварца с гюбнеритом. В более простом случае родохрозит слагает призальбандовые части жилы, а центральная их часть сложена кварцем, среди которого наблюдаются отдельные крупные кристаллы родохрозита и гюбнерита, вкрапленность пирита, а также незначительные количества сфалерита, галенита и халькопирита. Родохрозитовые полосы бедны сульфидами, но в них наблюдаются зерна кварца. Здесь же встречаются мелкие голубоватые кристаллы берилла и флюорит, корродирующий родохрозит. Однако иногда имеются небольшие участки, сложенные почти нацело сульфидами; в других случаях преобладает флюорит, сопровождающийся пиритом. В блоке № 7 (жила № 200) мы наблюдали прожилки сульфидов мощностью 10 см с отдельными кристаллами родохрозита и зеленоватого флюорита.

При просмотре полированных шлифов из сульфидного участка жилы установлено, что процесс минерализации развивался на фоне тектонических подвижек. Наиболее ранним минералом является флюорит, за ним последовательно кристаллизовались кварц, отдельные зерна родохрозита, частично замещенного сульфидами, а также гюбнерит и пирит I генерации. Зерна последнего несколько раздроблены и сцементированы сфалеритом с эмульсионной вкрапленностью халькопирита. В дальнейшем

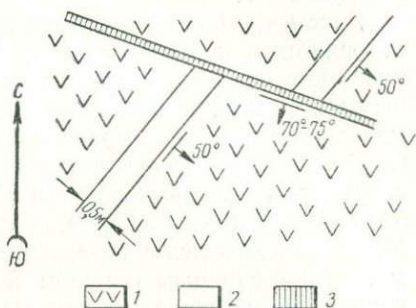
после некоторого раздробления кристаллизовались пирит II генерации и халькопирит, образующие тонкие жилки, а также галенит, корродирующий все ранее выделившиеся минералы. Следует отметить, что замещение предыдущих минералов последующими вообще очень характерно для описываемых жил. Флюорит и кварц выделялись с перерывами на протяжении всего этапа формирования жилы. Наиболее ранняя зеленая разность флюорита концентрируется у зальбандов прожилка и образует очень нечеткие взаимоотношения с сульфидами, слагающими вместе с родохрозитом ее центральную часть. Среди сульфидов преобладают сфалерит и халькопирит. Детальные наблюдения показывают, что перед локализацией сульфидной части жилы по ней происходили перемещения и приоткрывания. Об этом свидетельствуют многочисленные зеркала скольжения, к которым припаяны все более и более молодые минеральные комплексы.

Более сложная жилка наблюдалась в рассечке по жиле № 257, заданной из штольни Капитальной (фиг. 21). Простираение ее северо-западное, падение к юго-западу под углом около  $70^\circ$ ; мощность в редких случаях достигает 7—10 см. В зальбандах ее часто наблюдается микроклин-пертит или нерешетчатый микроклин, совершенно тождественный выше охарактеризованному микроклину в жилах двух предыдущих этапов. Он является наиболее ранним относительно других жильных минералов и замещается кварцем с родохрозитом. В двух последних минералах содержится сравнительно небольшое количество сульфидов, а также кристаллы гюбнерита, флюорита и чешуйки серицитовой слюдки.

Указанный рудный прожилок сечет жилу № 257, относящуюся ко второму типу жил, и смещает ее приблизительно на 1 м по горизонтали.

Суммируя изложенное выше, мы приходим к следующим выводам.

1. Устанавливается пересечение жилы № 257 (предыдущего второго типа) более поздней кварц-родохрозитовой жилой третьего типа.



Фиг. 21. Схематическая зарисовка жил II и III этапов собственно вольфрамовой минерализации.

1 — кварцевые диориты; 2 — кварц-гюбнеритовая жила № 257; 3 — кварц-родохрозитовая жила.

2. Кварц-родохрозитовые жилы третьего типа развиваются также по зальбандам жил второго типа вследствие их повторного приоткрывания (жила № 200, блок № 7).

3. Значительное увеличение сульфидов меди, цинка, свинца и железа в жилах третьего типа сравнительно с предыдущими говорит о более низких температурах их образования.

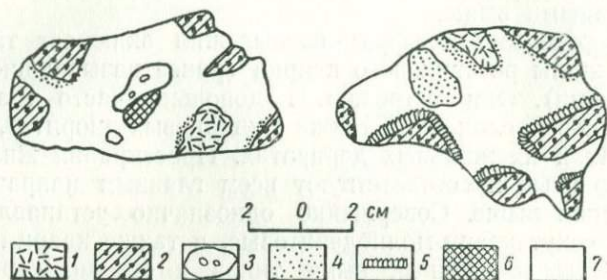
Все это позволяет прийти к заключению, что третий тип жил является самостоятельным и более молодым по сравнению с описанными выше.

Четвертый тип вольфрамоносных жил включает так называемые жилы роговикового кварца (ранее называвшиеся халцедоновыми). Они встречаются довольно часто и залегают в роговиковых сланцах, а также в кварцевых диоритах, гранит-порфирах и их жильных дериватах. Простирания жил самые разнообразные и соответствуют всем главным направлениям, отмеченным выше. Совершенно однозначно устанавливается, что они секут кварц-молибденитовые, а также кварц-гюбнеритовые жилы описанных выше типов и обычно сбрасывают разорванные их части. Лишь в тех случаях, когда роговиковый кварц выполняет трещину разрыва, перемещений более ранних жил не наблюдается. Амплитуды сбросов колеблются от десятка сантиметров до первых десятков метров. В частности такие данные можно получить для жилы № 154, залегающей в метаморфической толще вблизи западного контакта с гранит-порфирами. По трещине, к которой приурочена эта жилка, молибденовая жила № 45 сброшена на 3 м, а гюбнеритовая жила № 96 — на 1 м.

Оба указанных участка, где отмечались смещения, отстоят друг от друга всего не более чем на 15 м. На этом интервале, в процессе обработки молибденовой жилы № 45 выяснено, что амплитуда ее перемещения сохраняется постоянной, т. е. возможность наличия шарнирного сброса исключается. Указанные соотношения позволили заключить, что перемещения эти произошли по крайней мере в два этапа. Вертикальная амплитуда смещения жилы № 45 перед образованием кварц-гюбнеритовой жилы составляла 2 м. После образования последней и перед цементацией этого нарушения роговиковым кварцем она возросла еще на 1 м. После отложения роговикового кварца никаких перемещений по жиле № 154 не произошло. Последнее подтверждается тем, что контакты ее с вмещающими породами плотные, припаянные.

Иногда жилы четвертого типа располагаются вдоль ранее образованных молибденитовых и вольфрамитовых жил вследствие перемещений и приоткрываний в их зальбандах. Иногда удается подсчитать и амплитуду перемещения. В качестве примера можно привести гюбнеритовую жилу № 95 северо-запад-

ного простираения, залегающую в гранит-порфирах и падающую на юго-запад под углами 70—75°. По одному из ее зальбандов развита жилка роговикового кварца. Вдоль этой последней смещена в плане на 11 м кварц-гюбнеритовая жила № 141, имеющая почти меридиональное простираение и падающая на запад под углом около 75°. Пересчет полученной



Фиг. 22. Схематическая зарисовка образцов из жилы роговикового кварца, смещающей жилу № 45. Карьер № 2 (Южный нижний уступ). Брекчия сцементирована роговиковым кварцем с гюбнеритом (обр. 95).

1 — обломок, состоящий из зеленоватой слюды; 2 — обломки призматизированных роговиков; 3 — обломки крупнозернистого кварца с гюбнеритом и пиритом; 4 — мелкая вкрапленность гюбнерита; 5 — гребенчатый кварц; 6 — зеленый флюорит; 7 — роговиковый кварц.

амплитуды на перемещение по падению сброса с учетом направления борозд скольжения дал цифру около 40—43 м. Детальное изучение показывает, что разорванные части жилы № 95 по составу совершенно аналогичны жиле № 141. На ненарушенном контакте в месте их «пересечения» они как бы сливаются, и нет никаких оснований для проведения границы между ними.

Приводимые факты показывают, что кварц-гюбнеритовые жилы № 95 и 141 образовались одновременно, лишь следуя вдоль трещин различных направлений. Срыв одного из контактов жилы № 95 сопровождается смещением жилы № 141. Впоследствии вдоль этого нарушенного зальбанда образовалась жила роговикового кварца.

Жилы роговикового кварца секут также и кварц-родохрозитовые жилы, смещая их на небольшую амплитуду, и проникают вдоль их контактов в виде отдельных прожилков и линз. Минералогический состав их прост. Внешне кварц, слагающий их, имеет сходство с полосчатым халцедоном светлосерого цвета,

вследствие чего они в свое время и получили название халцедоновых. Под микроскопом можно видеть, что кварц полностью раскристаллизован и в нем наблюдаются мелкие тонкие пластинчатые и идиоморфные кристаллы гюбнерита и тонкочешуйчатая серицитовая слюдка. В одном из шлифов удалось наблюдать также несколько мелких зерен шеелита. Иногда можно видеть нарастание кварца перпендикулярно к граням обломков посторонних пород, а также скопления около последних рудных минералов, главным образом гюбнерита (см. фиг. 22).

Помимо роговикового кварца и рудных минералов в жилах нередко отмечается флюорит. Он, как правило, образует большие идиоморфные кристаллы или крупные их скопления, в которых наблюдается многократное чередование каемок фиолетового и зеленого цвета. Изредка наблюдалось, что значительные гнезда флюорита пересекаются тонкими жилками плотного яшмовидного кварца, но сделать шлифы из таких участков не удалось. При просмотре шлифов из жилок вольфрамового штокерка нам удалось установить наличие наиболее позднего минерала — опала, который, вероятно, и слагает эти жилки.

Околожилные изменения вмещающих пород выражены в их березитизации, как и у описанных выше вольфрамитовых жил. Жилы роговикового кварца заканчивают рудный и вообще гидротермальный процесс на месторождении.

### Вольфрамовый штокерк

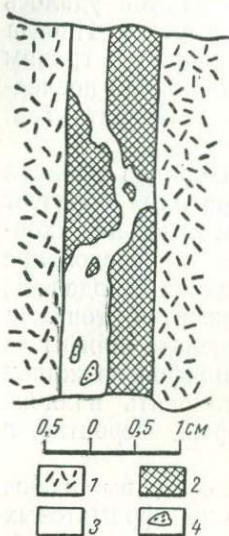
Полевое изучение вольфрамового штокерка производилось автором совместно с М. Д. Уткиным в течение лета 1946 г. Были осмотрены штольня «К», штольня Капитальная, штольни № 7, 16, 17, 42, 37; коренные обнажения района штольни Капитальной и бремсберга, а также керны всех скважин, пробуренных на вольфрамовом штокерке, и в том числе скважин № 13-к, 20-к, 27<sup>а</sup>-к, 27-к, 41-к, 45-к и др.

Ниже излагаются основные данные, которые нам удалось собрать в процессе проведенных исследований. Они рассматриваются нами как первый шаг к познанию данного типа оруденения.

Область проявления вольфрамового штокерка располагается целиком в поле развития кварцевых диоритов, расщепленных серией даек бостонитов, кersантитов и других жильных пород.

В процессе сбора материала мы прежде всего обратили внимание на то, что жилы, слагающие штокерк, имеют различ-

ный минералогический состав. На глаз среди них можно выделить следующие разновидности: полевошпатовые, кварц-полевошпатовые с гюбнеритом и иногда с сульфидами железа, свинца, цинка и меди, а также кварцевые жилки с гюбнеритом



Фиг. 23. Замещение полевошпатовой жилки кварцем с гюбнеритом.

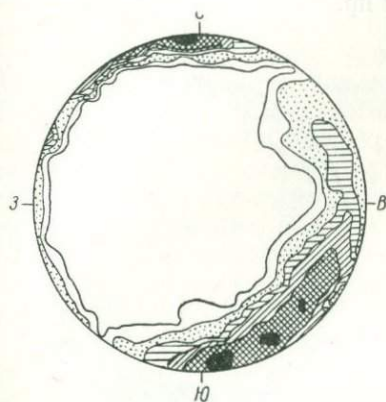
1 — безрентгенизованный керсантит; 2 — полевошпат; 3 — кварц; 4 — гюбнерит.

и сульфидами тех же металлов или без них. Кроме того, отмечались мусковитовые прожилки с небольшими количествами кварца, флюорита и иногда полевого шпата, расположенного в их средней части. Жилки последней разновидности характеризуются тем, что слюда, устанавливаемая в них, образует широкие (до 0,7 см) симметричные полосы, вытягивающиеся вдоль зальбандов. Маломощные же прожилки состоят преимущественно из слюды, нарастающей перпендикулярно к зальбандам. Изредка в таких жилках наблюдается также гюбнерит. По сравнению с другими разновидностями этот тип жилков встречается реже.

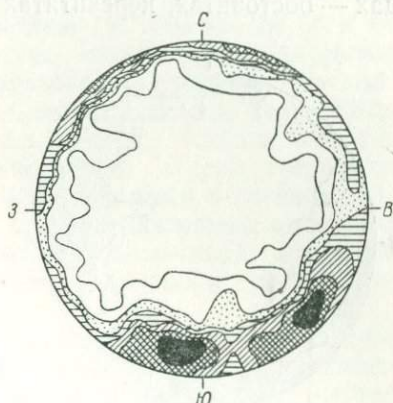
Жилки кварц-полевошпатового состава являются промежуточными между кварцевыми жилками с гюбнеритом и сульфидами и чисто полевошпатовыми. Как показывают многочисленные наблюдения, такие жилки образовались в результате замещения кварцем полевошпатовых жилков (фиг. 23). Интересно отметить, что собственно-полевошпатовые жилки всегда безрудны. Наблюдаемые в них иногда гюбнерит и сульфиды появляются только в связи с развитием кварца, замещающего полевошпата. В то же время даже в чисто кварцевых рудных жилках обычно удается обнаружить реликты полевых шпатов. Это дает основание значительную часть их рассматривать как результат замещения полевошпатовых жилков. Некоторым подтверждением этому служит и то, что элементы залегания жилков перечисленных типов, замеренные на небольших участках, дают совершенно идентичные частные диаграммы. Именно поэтому при дальнейших рассуждениях мы пользуемся сводными диаграммами элементов залегания жилков различного состава. Однако в тех случаях, когда преобладают жилы того или иного типа и имеют место существенные отличия в самих диаграммах, даются частные диаграммы. Это заставляет нас выделить следующие участки в рудном поле:

1-й участок — район штольни Капитальная — бремсберг (скважина № 45-к) на горизонте 1582 м. Верхняя граница его располагается между этим горизонтом и штольной № 42. Нижняя граница пока не установлена за отсутствием разведочных данных.

2-й участок — район штолен № 42 и 7, располагающийся выше и несколько юго-восточнее первого.



Фиг. 24. Диаграмма замеров жилков вольфрамового штокверка по штольне Капитальной. 712 измерений. 0 — 0,5 — 1 — 2 — 3 — 5 — 7 < % плотности.



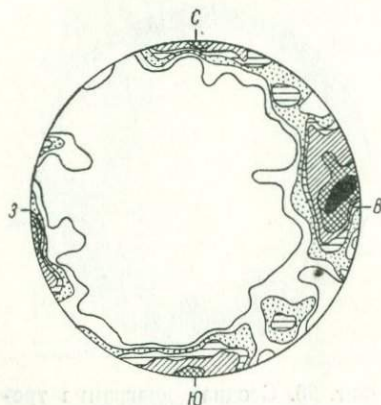
Фиг. 25. Сводная диаграмма трещин по штольням «К» и Капитальной. 903 измерения. 0 — 0,5 — 1 — 2 — 3 — 4 < % плотности.

3-й участок — район штолен № 16 и 17 и шахты Инкур, расположенный западнее 1 участка.

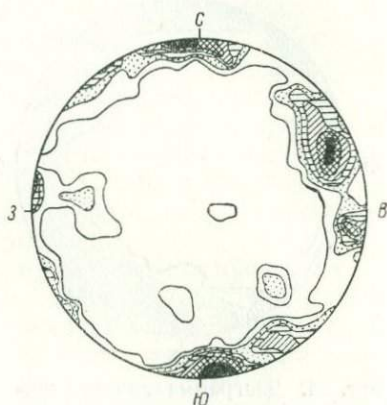
Первый выделенный нами участок характеризуется преобладанием жилков кварцевого или кварц-полевошпатового типов мощностью от долей и нескольких сантиметров до первых десятков сантиметров. Наибольшее количество кварцевых рудных жилков располагается на интервале между устьем штольни Капитальной и жилой № 3. В промежутке же между жилой № 3 и 26-бис количество их уменьшается и далее на юг становится весьма незначительным. Здесь наблюдаются лишь отдельные участки, в пределах которых количество жилков резко увеличивается (штольня «К» и Транспортная).

По минералогическому составу кварцевые жилки существенно отличаются от крупных промышленных жил этого участка. Диаграмма измерений жилков этого участка (фиг. 24) имеет вид пояса по периферии большого круга, сходного

с поясом В-тектонитов. Это обусловлено различным простиранием и крутыми углами падения рудных жилок. Иными словами, уже элементы залегания этих жилок указывают, что мы имеем дело с типичным штокверком. При сравнении этой диаграммы с диаграммой трещин того же района хорошо видно их полное сходство (фиг. 25). Это дает основание заключить, что структурный контроль в локализации рассматриваемых жилок определяется трещинами, широко развитыми в кварцевых диоритах и других магматических жильных породах — бостонитах, кersантитах и пр.



Фиг. 26. Диаграмма измерений жилок вольфрамового штокверка по штольне № 7. 167 измерений.  
0 — 1 — 2 — 3 — 4 — 6 — 8 < %  
плотности.



Фиг. 27. Диаграмма измерений трещин в кварцевых диоритах по штреку № 7. 162 измерения.  
0 — 1 — 2 — 3 — 4 — 5 — 6 < %  
плотности.

Второй участок (штольни № 42 и 7) располагается в самой высокой части месторождения и характеризуется преобладанием полевошпатовых жилок небольшой мощности (до 1 см). Кварцевые же и кварц-полевошпатовые жилки распространены здесь в подчиненном количестве. Элементы залегания этих жилок представлены на фиг. 26, показывающей сильную тенденцию к поясному расположению. Однако на фоне развитого пояса выделяются два четких максимума. Один из них отражает меридиональные нарушения, соответствующие залеганию даек гранит-порфиров и отчасти бостонитов. Второй же максимум отображает крутопадающие трещины разрыва широтного простирания, связанные с сбросовыми движениями блоков по зонам того же широтного простирания перед началом и в процессе их минерализации.

Совершенно аналогичную картину показывает диаграмма ориентировки трещин, развитых в этом участке (фиг. 27).



Третий участок характеризуется прежде всего очень небольшим развитием кварцевых и полевошпатовых жилок. Имеются также существенные особенности этого участка в отношении его структуры. Так, прежде всего здесь распространены крупные жилы северо-западного простирания, падающие на юго-запад под углами 50—65°. Главная же масса мелких жилок проходит параллельно этим крупным жилам, причем количество и отчасти мощность их довольно резко уменьшаются, по мере удаления от крупных жил. Эта закономерность особенно хорошо видна по северному свершлату шахты Инкур в районе жилы № 252 и еще более отчетливо в штольне № 16 и ее подъездах. В последних участках отчетливо наблюдается уменьшение количества полевошпатовых жилок по мере удаления от основной жилы № 103. Следует отметить, что, наряду с жилками, параллельными крупным жилам, здесь в большой степени развиты также крутопадающие жилки, связанные с небольшими трещинами, приоткрывавшимися в связи с движениями по сбросам. В связи с этим на диаграмме элементов залегания наблюдается несколько расплывчатый, но очень резко выраженный максимум, соответствующий положению этих последних (фиг. 28).

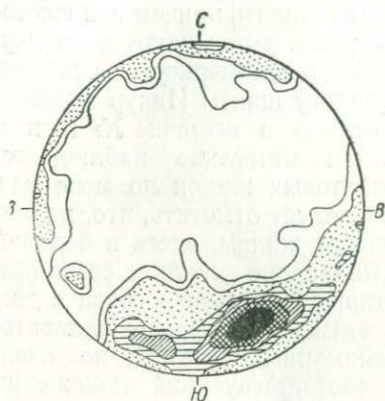
Приведенные данные достаточно убедительно указывают на развитие в рассматриваемом участке штокверка в полном смысле этого слова подобно развитому на молибденовом участке (рудник Первомайский), куда относится также и вольфрамовый штокверк штольни Капитальной. Помимо того, что количество жилок на третьем участке значительно меньше, чем в районе штольни Капитальной, характер залегания их здесь иной и позволяет говорить о прожилковой зоне, ориентированной в определенном направлении, т. е. отличающейся от штокверка, для которого характерна густая сеть жилок, ориентированных в самых различных направлениях.

Описываемый участок по вертикали изучен лучше двух предыдущих, потому что здесь мы имеем целую серию выработок, которые пройдены с горизонта 1582 до горизонта 1510 м. Характер залегания рассматриваемых жилок (фиг. 29), густота их распространения и состав сохраняются на указанных горизонтах достаточно постоянно.

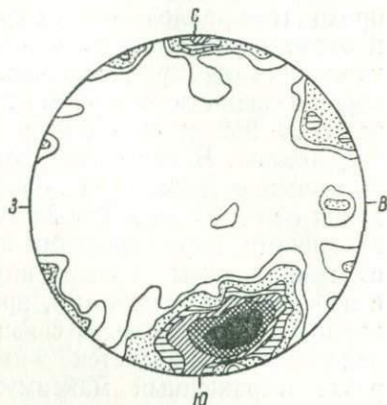
Переходим теперь к краткой характеристике выделенных нами различных типов жилок вольфрамового штокверка.

Полевошпатовые жилки. Как уже отмечалось, жилки этого типа встречаются достаточно часто, особенно в районе штольни № 7. Мощность их обычно невелика, очень редко превышает 1 см. В их составе почти всегда наблюдается фиолетовый или розовато-фиолетовый флюорит, развитый в виде серии тонких прерывистых прожилков, параллельных

зальбандам, либо отдельных крупных зерен с отходящими от них тонкими прожилками, пересекающими полевой шпат. Под микроскопом устанавливается, что полевой шпат представлен нерешетчатым микроклином с пертитовыми вростками альбита. Последний в различных жилках развит неодинаково, меняется



Фиг. 28. Диаграмма измерений кварц-вольфрамитовых жилков в кваршлагах шахты Инкур (гор. 1510). 220 измерений. 0—0,5—1—3—5—7—10 < % плотности.



Фиг. 29. Диаграмма кварц-вольфрамитовых жилков по штольне 37 (кваршлагу). 172 измерения. 0—0,5—1—2—4—6—10 < % плотности.

от ничтожных следов до достаточно значительных количеств и иногда образует отдельные самостоятельные кристаллы. Произведенные нами измерения плагиоклаза на столике Федорова дали следующие результаты (шлиф № 478-к, южный кваршлаг шахты Инкур).

1-е измерение.	Закон срастания альбитовый,	плагиоклаз № 5
2-е	»	»
3-е	»	карлсбадский, » № 4

Таким образом, плагиоклаз относится к альбиту № 5. Размер зерен полевых шпатов обычно колеблется в пределах 0,1—1 мм.

В ряде шлифов среди микроклина наблюдались идиоморфные кристаллы берилла небольших размеров (до 2—3 мм). Они кристаллизовались почти одновременно с полевым шпатом.

Как уже отмечалось, флюорит наблюдается во всех без исключения жилках в виде зерен и линзовидных прожилков, причем он сильно разъедает кристаллы полевого шпата. В тесной ассоциации с флюоритом наблюдается пирит, располагаю-

щийся иногда внутри жилок. Однако большая его часть образует вкрапленность во вмещающих серицитизированных породах в тесной связи с флюоритом, рассеянным обычно в виде мелких зерен или коротких линзовидных прожилков. В ассоциации с флюоритом иногда наблюдается также очень небольшое количество чешуек светлой слюдки.

Вопрос о характере изменения вмещающих пород для этих жилок остается неясным. Трудно сказать, связана ли серицитизация полевых шпатов породы с формированием главной массы этих жилок или с появлением флюорита, эпигенетического по отношению к ним. Нам представляется более вероятным второе предположение. Подтверждение этому мы видим в том, что степень серицитизации затухает в стороны от зальбандов рассматриваемых жилок, параллельно с уменьшением вкрапленников флюорита и пирита. Следует отметить, что серицитизация пород не сопровождается окварцеванием, которое обычно проявляется в связи с освобождением кварца при замещении полевых шпатов слюдой. Это особенно хорошо видно при серицитизации таких пород, как бостониты и керсантиты, которые не содержат свободного кварца. Очевидно, освобождающаяся при серицитизации кремнекислота в данном случае была вынесена.

В ряде случаев в породах наблюдалось образование буровато-зеленого биотита по серициту. Между обоими этими минералами имеют место постепенные переходы, выражающиеся в увеличении интенсивности окраски и соответственно плеохроизма. Пространственно поздний биотит тесно связан с вкрапленниками пирита и других сульфидов — сфалерита, галенита и халькопирита. Он окружает их зерна, создавая около них сложный сетчатый узор. Вместе с тем в некоторых случаях, при наличии вкрапленности флюорита, пирита и других сульфидов, биотита не образуется. Объяснить такие факты довольно трудно. Может быть, образование биотита по серициту около вкрапленников сульфидов связано с недостатком серы во флюидах, несших указанные выше металлы. В этом случае могло сохраниться некоторое количество железа, не связанного в сульфидную форму, которое и пошло на формирование биотита. Образование биотита затрудняет полевые наблюдения над околожилковым изменением и иногда приводит к ошибочным выводам, потому что биотитизированные кварцевые диориты имеют большое сходство с окварцованными лампрофирами или даже роговиками. В таких случаях истинные соотношения можно выяснить лишь при микроскопическом изучении пород.

Несколько слов следует сказать по поводу полевошпатовой жилки, встреченной в скважине № 20-к, на 45 м от устья. Эта

жилка имеет неправильную линзовидную форму и состоит лишь из зерен плагиоклаза и наложенного на него более позднего флюорита; размер зерен этих минералов колеблется в пределах 0,1—1 мм.

Измерения зерен плагиоклаза на столике Федорова, сделанные зональным методом, дали следующие результаты:

1-е измерение.	Закон срastания карлсбадский,	плагиоклаз	№ 37
2-е	»	»	№ 33
3-е	»	альбитовый	№ 33
4-е	»	карлсбадский	№ 33

Средний номер плагиоклаза — 34 (андезин).

Отсутствие жилкок кварца и каких-либо рудных минералов, связанных с ним, характерно также и для крупных полевошпатовых участков в жилах № 5, 246, для родохрозитовой жилки, смещающей жилы № 257 и 3, а также для безымянной жилы на Инкурском мысе, краткая характеристика которой была приведена выше. Замеры на столике Федорова плагиоклаза в последней из рассматриваемых жил показали, что он относится к альбиту № 8.

Жилки рассматриваемого типа залегают в самых разнообразных породах, слагающих рудную площадь, и в частности секут наиболее молодые из дайковых пород — керсантиты. Это многократно наблюдалось нами в штольнях и других обнажениях рудника Холтасон, а также в керсантитовой дайке на руднике Первомайском, залегающей среди гранит-порфиров (кери скважины № 36, интервал 3—6 м).

Процесс замещения полевого шпата приводит к образованию двух наиболее распространенных разновидностей кварц-полевошпатовых жилкок, переходящих по простиранию в чисто кварцевые, а также в слюдистые с флюоритом, содержащие небольшое количество кварца и гюбнерита с шеелитом.

Кварц-флюорит-слюдистые жилки. При полевых наблюдениях нетрудно видеть, что жилки этого типа имеют резко выраженное симметричное строение. Зальбанды их сложены оторочкой крупночешуйчатой светлой слюды мусковитового типа, нарастающей перпендикулярно к ним, мощностью до 0,5—0,7 мм. Некоторые жилки небольшой мощности макроскопически состоят из одной слюды, среди которой различаются отдельные кристаллы и линзовидные обособления кварца и флюорита. Более мощные жилы в центре сложены кварцем и флюоритом, среди которых нередко встречаются реликты полевых шпатов и небольшое количество гюбнерита.

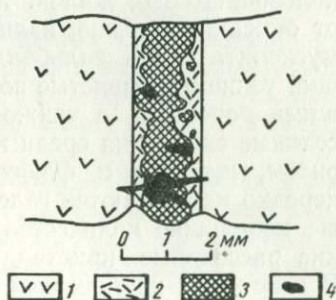
При описании полевошпатовых жилкок нами отмечалась сильная серицитизация вмещающих пород с одновременным

развитием зерен флюорита и пирита. Подобные же образования отмечаются и у зальбандов характеризуемых жилок, связанных постепенными переходами с жилками описанного выше типа. Так, наблюдается, что слюда обычно слагает отдельные прерывистые участки у зальбандов жилок, изредка образует розетки внутри жилок. Такие соотношения легко понять, если учесть, что по контактам монолитных жилок с серицитизированными зальбандами наиболее легко могут проявиться следующие подвижки и образоваться пути для циркуляции растворов. Но даже и при отсутствии подвижек контакты разнородных сред более проницаемы для растворов.

Помимо мусковита, несколько опережая его, начал кристаллизоваться розовато-фиолетовый флюорит. Образование его продолжалось дольше, чем мусковита, и в последние стадии образования он проник в светлую слюду по спайности. Одна из стадий преобразования полевошпатовой жилки в слюдистую показана на фиг. 30, но в ней нет еще ни кварца, ни рудных минералов.

При просмотре шлифов под микроскопом выясняется, что, помимо перечисленных минералов, в средней части рассматриваемых жилок, среди кварца, встречаются крупные зерна шеелита, вытянутые параллельно контактам жилок и достигающие в длину 5 мм. В кристаллах шеелита иногда наблюдаются реликты не замещенного им гюбнерита. Шеелит, подобно кварцу, по времени образования является несколько более поздним относительно мусковита и отчасти флюорита.

В некоторых случаях можно наблюдать, что процесс замещения дошел до конца и полевые шпаты уже не сохранились. Однако такие крайние положения относительно редки. Обычно в более мощных жилах наблюдаются и реликты полевого шпата — микроклина (см. фиг. 30). Сульфиды меди, цинка и других металлов в описываемом типе жил почти не встречаются, гюбнерит менее характерен, чем шеелит. Если процесс преобразования полевошпатовой жилки в мусковитовую с кварцем, флюоритом и шеелитом находится в начальной стадии, околожилные изменения совершенно аналогичны тем, которые описывались и у полевошпатовых жилок. Здесь имеет место образование серицита по полевым шпатам, отмечается также



Фиг. 30. Зарисовка полевошпатовой жилки с флюоритом и слюдой.

1 — безаннотированный кварцевый флюорит; 2 — слюда; 3 — полевошпат; 4 — флюорит.

вкрапленность пирита, флюорита, а около зерен или цепочек зерен пирита иногда образуется биотит. В то же время около жилок конечной стадии преобразования вмещающие породы превращены в сплошной мелкочешуйчатый серицит с зернами и линзочками флюорита и вкрапленностью пирита, но биотита не наблюдается. В поле подобные образования резко выделяются, ибо они представлены сильно обеленными полосами, проявленными вдоль зальбандов жилок.

Кварц-полевошпатовые и кварцевые жилки — это другая разновидность, образующаяся при замещении полевошпатовых жилок. Характерной чертой, отличающей их от описанных выше, является отсутствие широкой оторочки мусковита около зальбандов. Ее заменяет серицит, образующий узкие прерывистые зонки около контактов жил с вмещающими породами, а также беспорядочно и неравномерно рассеянные скопления среди кварца в тесной ассоциации с гюбнеритом, пиритом и флюоритом. Кроме того, в этих жилах нередко наблюдаются галенит, сфалерит и халькопирит, а также небольшие количества шеелита. Последний образует мелкие рассеянные кристаллы и нередко замещает гюбнерит. В некоторых жилах был встречен опал в виде небольших участков неправильной формы. Он является самым молодым минералом и сильно корродирует полевошпат и кварц.

Кварцевые жилки, в которых отсутствует полевошпат, но сохраняются все перечисленные выше минералы, в большинстве случаев рассматриваются нами как конечный этап замещения полевошпатовых жилок. Однако нами не исключается существование самостоятельных кварцевых жилок этого состава. Наоборот, развитие их — естественное явление, потому что они характеризуют собой новый этап минерализации, в процессе которого оруденение могло проявиться как в ранее не минерализованных трещинах, так и путем метасоматического изменения вмещающих пород или жил более ранних этапов.

Непосредственно в поле нам не удалось наблюдать возрастные взаимоотношения между жилками характеризуемого типа и кварц-флюорит-мусковитовыми. Однако есть достаточные основания предполагать более ранний возраст вторых. Действительно в них развита мусковитовая слюдка в противоположность серициту и, как правило, отсутствуют сульфиды цинка, свинца и меди, что указывает на более высокотемпературные условия их формирования.

Изложенный фактический материал по минералогическому изучению штокверка позволяет сделать следующие главные выводы, которые, как нам кажется, необходимо учитывать при

оценке отдельных участков — вольфрамового штокверкового оруденения и его перспектив.

1. Полевошпатовые жилки, сложенные в основном микроклином и относящиеся к первому этапу гидротермального процесса, протекавшему после внедрения лампрофиров, являются безрудными. Однако эти жилки своим проявлением характеризуют начало вольфрамовой минерализации.

2. Кварц-полевошпатовые и кварц-флюорит-мусковитовые жилки являются результатом метасоматоза полевошпатовых жил. Учитывая наличие реликтов существенно микроклинового состава во всех типах жил (исключая жилы роговикового кварца) при значительных их мощностях (жилы № 246, 5, 3 и др.), мы приходим к выводу, что процесс образования этих полевошпатовых жил был широко развит на месторождении. Он создал густую сеть как мелких, так и крупных жил, впоследствии метасоматически преобразованных в кварц-гюбнеритовые жилы различных типов.

3. Вольфрамовая минерализация обычно проявляется в виде гюбнерита и шеелита. Более того, в некоторых типах жил и особенно в зонах серицитизированных пород шеелит преобладает. Это требует разработки новой технологической схемы обогащения вольфрамовых руд.

Изложенный в настоящей работе материал по структуре рудного поля и пространственному положению прожилковых руд позволяет сделать следующие основные выводы.

1. Руды прожилкового типа расположены к западу от массива гранит-порфиров, в полосе развития крупных кварц-гюбнеритовых жил. Жильные зоны этих последних являлись рудоподводящими каналами при образовании руд прожилкового типа.

2. Выделяются два структурных типа прожилкового вольфрамового оруденения:

- а) штокверковое,
- б) оруденение типа жильных зон.

Каждый из указанных типов структуры определяется степенью трещиноватости и положением в пространстве трещин, вмещающих эту минерализацию.

Для структур, контролирующих штокверковую минерализацию, характерно наличие крутопадающих трещин всех простираний, подобных штокверку молибденового месторождения.

Оруденение типа жильных зон нередко сопровождается крупными жилами. Оно развивается по многочисленным трещинам, параллельным этим жилам, располагаясь около них или в блоках пород, заключенных между ними.

Наиболее перспективными участками развития оруденения типа жильных зон являются интервалы между сближенными

параллельными жилами 255-30-47; 3-26 bis-26; 103-253; 252-270 и др.

3. Особенно перспективным представляется штокверковое оруденение. Выявленные участки с минерализацией этого типа расположены в наиболее трещиноватой зоне кварцевых диоритов, т. е. на участке, где сохранились древние трещины, связанные с каледонским орогенезом, а также проявилось интенсивное раздробление, обусловленное тектонической активностью мезозойской интрузии гранит-порфиоров. Следует ожидать, что наиболее богатое оруденение будет иметь в плане вид полукольца шириной 200—250 м. Очевидно, что штокверковая зона должна иметь западное склонение, согласное с падением контактов массива гранит-порфира.

Сравнительно небольшие данные, полученные при разведке штокверковых руд и ревизии ряда горных выработок, позволяют заключить, что запасы руд этого типа огромны и сконцентрированы в крупных блоках, дающих возможность вести открытую, полностью механизированную их разработку. Следует ожидать, что дальнейшая разведка увеличит в несколько раз существующие запасы этих руд и выдвинет Джидинское вольфрамное месторождение в ряд наиболее крупных объектов мирового значения.

### НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Приведенный материал показывает, что процесс минерализации на Джидинском месторождении имел сложный, пульсирующий, скачкообразный характер. Оруденение представлено целым рядом разновозрастных типов жил, отличающихся по составу и разделенных временем образования внутрирудных подвижек. Последние факты заставляют относить образование различных жил к разным этапам минерализации.

Общий ход процесса оруденения может быть представлен в виде следующей схемы.

I этап — Образование трещин в гранит-порфирах и роговиках.

Грейзенизация.

Приоткрывание трещин и образование богатых молибденовых жил типа № 91, 45 и молибденового штокверка; сопровождается очень слабой грейзенизацией вмещающих пород.

II этап — Дробление. Приоткрывание трещин и небольшие сбросовые перемещения по ним.

Образование убогих молибденовых жил типа жил № 260, 90 и других с блеклыми рудами, большим количеством пирита и других сульфидов.



III этап — Дробление. Приоткрывание трещин и небольшие сбросовые перемещения по ним.

Внедрение даек керсантитов.

IV этап — Приоткрывание трещин и незначительные смещения по ним типа сбросов.

Внедрение даек спессартитов.

V этап — Приоткрывание трещин. Небольшие тектонические перемещения типа сбросов.

Локализация полевошпатовых (микроклиновых) жил с бериллом.

VI этап — Приоткрывание трещин.

Образование кварц-вольфрамитовых жил с редкими сульфидами. Сопровождается березитизацией вмещающих пород.

VII этап — Приоткрывание трещин, дробление и небольшие сбросы.

Образование кварц-гюбнеритовых жил с триплитом и небольшим количеством сульфидов железа, меди, свинца, цинка, висмута и др. Березитизация вмещающих пород.

VIII этап — Дробление. Небольшие перемещения сбросового типа.

Образование кварц-родохрозитовых жил с гюбнеритом и большим количеством сульфидов железа, меди, цинка, свинца. Слабая березитизация вмещающих пород.

IX этап — Дробление. Смещения сбросового типа небольших амплитуд.

Образование жил роговикового кварца с гюбнеритом и пиритом. Слабая березитизация вмещающих пород.

Послерудные нарушения.

Изложенный выше материал лишь в общих чертах отображает процесс минерализации. Мы не провели детальной минералогической характеристики отдельных типов жил, которые отвечают различным этапам минерализации. Мы не ставили себе целью и детальное описание отдельных минералов и их генераций. Все эти вопросы могут явиться темой очень больших самостоятельных исследований. Нами показаны лишь главнейшие особенности минералогического состава, необходимые для обоснованного выделения этапов минерализации. Выделение этапов минерализации позволило нам выяснить историю развития тектоники рудного поля во время процесса минерализации.

В заключение уместно отметить некоторые геохимические особенности этапов вольфрамовой минерализации. Сущность их состоит в следующем.

1. Количество сульфидов в общем увеличивается от первого к третьему, собственно вольфрамовому, этапу минерализации и резко уменьшается в последнем этапе, представленном жилками роговикового кварца.

2. Фтор в виде флюорита распространяется довольно значительно и равномерно на протяжении всех этапов минерализации.

3. Вольфрам образует промышленные концентрации на протяжении первых трех этапов минерализации. В последнем же этапе (жилы роговикового кварца) количество его резко уменьшается.

4. Марганец развивается в полной мере только со второго этапа собственно вольфрамовой минерализации, количество его увеличивается к третьему и вновь затухает в последнем этапе. Марганец входит в состав гюбнерита, триплита и родохрозита.

5. Берилл развит в незначительном количестве и совершенно отсутствует в последнем этапе.

6. Молибден отсутствует во всех этапах вольфрамовой минерализации.

7. Первые два этапа собственно вольфрамовой минерализации характеризуются наличием тех или иных количеств блеклой руды, линдстремита, станнина и кубанита. Эти минералы полностью отсутствуют в двух последних этапах. Вместе с тем в этапе кварц-родохрозитовых жил появляются резко повышенные количества цинковой обманки зеленых тонов, а также халькопирит, галенит и пирит.

Общие черты сходства, позволяющие считать молибденовую и вольфрамовую минерализацию связанными единым процессом оруденения и соответственно с одной материнской интрузией, рассматриваются нами в разделе, посвященном генезису месторождения.

---

## СТРУКТУРА РУДНОГО ПОЛЯ ДЖИДИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

### ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРЫ ДО ВНЕДРЕНИЯ МОЛОДЫХ (НИЖНЕЮРСКИХ) ИНТРУЗИЙ

Наличие в пределах рассматриваемого района кембрийских отложений позволяет анализировать историю его развития, начиная с этого периода. Как отмечалось выше, достоверно относятся к  $Sm_1^2 - Sm_2^1$  известняки с прослоями кремнистых сланцев. Они имеют суммарную мощность более 700—750 м и слагают ядра антиклинальных складок. Отложение известняков в кембрии характеризует спокойные морские условия и значительную удаленность от береговой линии. Резко отличные условия накопления материала, а соответственно и тектоническую обстановку характеризует следующая свита пород, представленная серией различных метаморфических сланцев, перемежающихся с эффузивами, главным образом порфиритами. Следует отметить, что диабазовые, роговообманковые и плагиоклазовые порфириды образуют три четко выраженные полосы (см. карту I). Иногда эти породы образуют характерные инъекции (типа тонких силлов) в метасланцы. Общая мощность отмеченной пачки пород около 2000 м, и она условно относится к кембрию. Такой же возраст приписывается залегающей выше свите, представленной туфами и имеющей мощность, видимо, превышающую 500 м (верхний ее контакт не установлен). Среди туфов присутствуют обломки всех подстилающих пород с преобладанием эффузивных образований. Столь большая мощность толщи туфов говорит об интенсивном проявлении вулканической деятельности в этом и соседних районах. Отдельные маломощные прослои известняков и метаморфических сланцев свидетельствуют о небольших перерывах этой деятельности. Видимо, после отложения этой толщи, когда породы подвергались складкообразованию, произошло внедрение пироксенитов в виде двух пластообразных

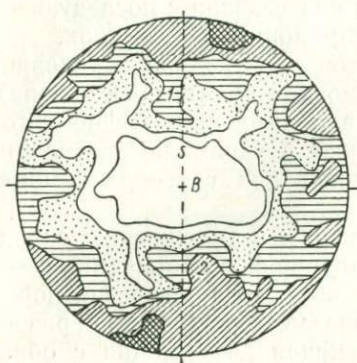
тел, согласных с напластованием пород. Такое их положение, возможно, обязано и межформационным (межпластовым) срывам по контактам разнородных толщ.

В дальнейшем пироксениты также принимали участие в складчатости, а затем были сильно брекчированы и в подавляющем большинстве случаев превращены в серпентиниты, частично в амфиболиты. Складки, сложенные перечисленными породами, по исследованиям М. В. Бесовой, Ю. А. Спейта, П. И. Налетова и других, имеют общее северо-западное простирание ( $315-325^\circ$ ). В районе месторождения они образуют резкий поворот с северо-западного простирания на меридиональное, что особенно хорошо видно на примере восточной мыргеншинской складки (см. карту района месторождения).

В один из этапов каледоноского тектогенеза в ядро меридиональной (западной) антиклинальной складки внедрились кварцевые диориты. Они занимают значительную площадь, распространяясь далеко за пределы карты, и представляют собой батолит. Район месторождения захватывает лишь восточную часть этого массива, причем видно, что последний погружается на север, в сторону р. Барун-Нарын. Восточный контакт массива падает на восток под углами  $45-70^\circ$ , и его простирание совершенно четко контролируется указанной выше меридиональной складкой. После консолидации (затвердевания) массив участвовал в складчатости, когда ранее образованные складки были сжаты до предела. На доказательстве этого положения мы несколько задержимся.

При изучении обнажений кварцевых диоритов нами, как и всеми предыдущими исследователями месторождения, отмечался резко полосчатый, гнейсовидный облик этих пород. Эта полосчатость ранее объяснялась как результат течения магмы в момент ее внедрения. Наши исследования заставляют принять иное толкование. При изучении шлифов всегда наблюдается интенсивный катаклиз породы, выраженный волнистым и даже мозаичным погасанием кварца. Наблюдения над полосчатостью показывают, что в большинстве случаев она имеет меридиональное простирание с местными отклонениями к западу и востоку на угол до  $45^\circ$ , изредка до широтного. На одном из обнажений сопки Ягодной с исключительной четкостью видны микроскладки, образуемые полосчатостью. Этот участок находится на расстоянии 2 км от контакта массива. Ряд подобных же фактов констатирован на расстоянии до 4—5 км от контакта. Кроме того, во многих местах на месторождении наблюдалось, что тонкие полосы амфиболитов, столь частые среди массива, совершенно точно повторяют элементы залегания полосчатости. Как показал просмотр шлифов, амфиболиты эти образовались по кварцевым диоритам. Все эти факты заставили

нас усомниться в правильности прежней трактовки генезиса полосчатости и искать для нее другое объяснение. С этой целью нами был взят ориентированный образец кварцевого диорита (№ 394-к) из штольни Транспортной, на 181 м от ее устья. Образец ориентирован по полосчатости в породе (простираание около  $345-350^\circ$ , падение вертикальное). Из этого образца был вырезан ориентированный шлиф перпендику-



Фиг. 31. Диаграмма ориентировки оптических осей кварца в кварцевых диоритах штольни «Т». Шлиф 394-к, перпендикулярный к простираанию полосчатости кварцевых диоритов. 250 измерений оптических осей кварца. 0—0,5—1—2—3—4 < % плотности. S — полосчатость.



Фиг. 32. Диаграмма ориентировки оптических осей кварца в кварц-хлоритовом сланце пика Козлиного. Шлиф 491-к, перпендикулярный к простираанию слоистости (и сланцеватости) породы. 250 измерений оптических осей кварца. 0—1—2—3—4—5 < % плотности. S — слоистость и сланцеватость.

лярно к плоскости полосчатости, по ее падению, т. е. в плоскости *ac*. Фиг. 31 показывает результат обработки этого шлифа. Как видно на фиг. 31, оптические оси кварца располагаются по периферии большого круга, образуя сплошной пояс. Такая ориентировка характеризует собой типичный В-тектонит.

Второй ориентированный шлиф был приготовлен из образца кварц-хлоритовых сланцев (№ 491-к), взятого приблизительно в 300 м восточнее пика Козлиного, по плоскости слоистости, совпадающей со сланцеватостью (простираание  $1^\circ$ , падение западное,  $\angle 62^\circ$ , нормаль вверх). Шлиф был срезан перпендикулярно к плоскости слоистости в направлении падения. В результате его обработки мы получили диаграмму (фиг. 32), которая также дает поясное расположение оптических осей.

Подобная ориентировка характерна вообще для пород, претерпевших складчатость. Сходство диаграмм ориентировки кварца в сланцах и кварцевых диоритах весьма показательно. При течении магмы такая ориентировка кварца образоваться не может. Как известно, следы течения в магме проявляются обычно лишь в пределах небольшой приконтактной зоны и фиксируются ориентировкой по форме пластинчатых и удлиненных минералов — слюды, роговой обманки, вкрапленников полевых шпатов. В нашем случае кварцевый диорит имеет ориентировку кварца по строению; она связана с последующей деформацией породы, как и в кварц-хлоритовых сланцах.

Деформация кварцевых диоритов происходила в условиях достаточно глубокой зоны метаморфизма (ката-мезо-зона). Доказательство этому мы видим в образовании амфиболитов за счет кварцевых диоритов, а также в характере диаграммы ориентировки (В-тектонит), типичной для глубокодинамометаморфизованных пород.

С тектоническим этапом, приведшим к усложнению складчатости, мы склонны связывать и диапировое протыкание известняками мыргеншинской складки всех лежащих выше пород вплоть до туфов (см. карту района месторождения и разрез III—III). К этому времени дальнейшая деформация с образованием складок, очевидно, была невозможна, и породы реагировали на тектонические усилия проявлением серии крупных, часто межпластовых срывов. Известняки же, как породы пластичные в этих условиях, подверглись выжиманию и прорвали лежащие выше слои. К структурным элементам, возникшим в это время, относятся также разломы северо-западного простирания ( $315^\circ$ , падение ЮЗ  $\angle 60-75^\circ$ ) и меридиональные разломы (простирание  $12-360^\circ$ , падение В  $\angle 75-80^\circ$ ), связанные с местными складками меридионального простирания, а также очень небольшое количество северо-восточных разломов (простирание  $50^\circ$ , падение ЮВ  $\angle 50-60^\circ$ ), повидимому, сопряженных с двумя первыми системами. В дальнейшем по этим разломам внедрились дайки различного состава. Первую (северо-западную) систему характеризует мощная (25—30 м) дайка бостонитов, длиной до 6 км, протягивающаяся почти через все рудное поле. Меридиональные и северо-восточные разломы выполнены главным образом гранит-порфирами. Представляется, что развитие многочисленных разломов северо-западного простирания в значительной мере связано с тем, что здесь мы имеем изгиб складчатости и, соответственно, ослабленную зону.

Резюмируя наши представления о развитии геологической структуры рудного поля в указанный период, отметим следующие основные моменты.

1. Усложнение складок с опрокидыванием их на запад в южной части района.

2. Образование в связи с этим мощных разломов, главным образом северо-западного простирания, в меньшей мере меридиональных и незначительного количества северо-восточных.

3. Участие в этом этапе складчатости кварцевых диоритов, характер пластических деформаций которых четко выявляется на диаграмме (см. фиг. 31) ориентировки оптических осей кварца, сходной с таковыми и для метасланцев.

4. Сходство указанной диаграммы (см. фиг. 31) с диаграммами гнейсов, образование амфиболитов по кварцевым диоритам, полосы которых совпадают с полосчатостью в кварцевых диоритах, а также своеобразное диапировое протыкание известняками мыргеншинской складки лежащих выше толщ, дают основание полагать, что процессы эти происходили на значительных глубинах.

Несколько позже район подвергся новой деформации. Она выразилась в образовании серии крупных параллельных склловых трещин широтного простирания, падающих на юг под углами  $45-60^\circ$ , и небольшого числа сопряженных с ними склловых трещин того же простирания, но падающих к северу под углами  $40-56^\circ$ . Наибольшее развитие эти трещины получили в кварцевых диоритах и в меньшей мере в эффузивно-осадочной свите. При своем возникновении эти трещины, видимо, представляли собой чешуйчатые надвиги.

Значительно позже, уже в период внедрения даек и рудоотложения, по отмеченным системам трещин происходили многократные сбросовые перемещения.

Образование широтных трещин, видимо, следует связывать с варисскими движениями. Именно к этому времени относится образование широтных складчатых структур и широтных нарушений в соседней Монголии. Отражение последних мы и имеем в нашем районе. В ряде случаев широтные разломы при своем образовании сопрягались с ранее сформированными северо-западными. Примером таких структур является разлом, впоследствии выполненный жилой № 255-4-26-82-151-6.

Этот второй крупный этап формирования структуры был заключительным перед внедрением юрских интрузий. К такому выводу нас приводит тот факт, что все перечисленные системы крупных нарушений залечиваются дайками молодых интрузий. Некоторое отражение этого этапа формирования рудного поля мы находим и при рассмотрении разобранных нами выше диаграмм ориентировки оптических осей кварца в кварц-хлоритовых сланцах (см. фиг. 32) и в кварцевых диоритах (см. фиг. 31). В первой диаграмме он отражается образованием двух слабо проявленных сопряженных максимумов (1—2),

соответствующих падению двух почти широтных полгопадающих плоскостей скальвания. Во второй диаграмме (см. фиг. 31) наблюдается сильное расширение сплошного кольца В-тектонита со стороны верхней и нижней частей диаграммы и ярко выраженная тенденция к отшнуровыванию самостоятельных максимумов (1 и 2). Это не только подчеркивает сходство обеих диаграмм, но и позволяет придти к выводу, что деформация происходила еще не на достаточно больших глубинах, т. е. в условиях, когда была возможность выкальвания блоков пород вверх. Она вызывалась мощными усилиями, способными приводить к некоторой переориентировке кристаллов кварца, что не могло произойти в один этап с образованием В-тектонита.

### **ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРЫ РУДНОГО ПОЛЯ ВО ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ МОЛОДЫХ (ЮРСКИХ?) ИНТРУЗИИ И РУДООБРАЗОВАНИЯ**

Как нами указано выше, юрские интрузии внедрялись в два последовательных этапа. К первому из них в нашем районе относятся сиениты и кварцевые сиениты. Один небольшой массив указанных пород наблюдается у пос. Холтасон среди кварцевых диоритов, которые он прорывает. По форме он, видимо, представляет собой шток. Второй небольшой массив кварцевых сиенитов располагается в северо-восточной части рудного поля, к северу от пади Зуевской. Он, повидимому, имеет куполовидную форму и внедрился в ядро мыргеншинской антиклинальной складки. Жильные дериваты этой интрузии представлены сиенит-порфирами, кварцевыми сиенит-порфирами и бостонитами. Первые две породы являются продуктами дифференциации в пределах мощных даек, приконтактовая часть которых сложена основными, а центр — кислыми разностями. Взаимоотношения между ними и бостонитами не установлены. Однако слабое отличие (по степени дифференциации) этих даек от кварцевых сиенитов, а также меньшая степень метаморфизма бостонитов позволяют предполагать, что кварцевые и бескварцевые сиенит-порфиры — более древние образования.

Л. М. Афанасьев (1945) в районе Петропавловки установил, что бостониты являются более молодыми породами, чем кварцевые сиениты, сиениты и лейкократовые граниты, которые относятся к юрскому же (?) возрасту и с которыми территориально связано Байбинское кварц-вольфрамитовое жильное месторождение, сходное с некоторыми жилами Джидинского рудного поля. В свою очередь нами многократно документально зафиксированы пересечения бостонитов апофизами интрузива гранит-порфиров, который знаменует собой вто-



рой этап интрузивной деятельности. Бостонитовые дайки, таким образом, являются своеобразным «маркирующим горизонтом», разделяющим эти этапы, тем более что они встречаются повсеместно в очень широком районе Западного Забайкалья, удивительно стойко сохраняя свой состав и структуру.

Все геологи, изучавшие Джидинское месторождение, генетически связывают молибденовую и вольфрамовую минерализацию с гранит-порфирами. Последние внедрились в зону контакта кварцевых диоритов и эффузивно-осадочной свиты, рассеченной многочисленными разломами, преимущественно широтного и северо-западного простирания. Апофизы этого интрузива дали многочисленные дайки гранит-порфиров, переходящих местами в микрогранит-порфиры (ранее называвшиеся кварцевыми порфирами или даже фельзитами). Второй массив молодых гранит-порфиров обнажается на юго-востоке, где он приурочен к ядру мыргеншинской складки.

В дальнейшем устанавливается следующий порядок внедрения жильных пород: пегматиты, аплит-порфиры, серые кварцевые сиенит-порфиры. Все эти породы залегают либо внутри Гуджирского массива гранит-порфиров, либо неподалеку от него во вмещающих породах и очень редко на сравнительно большом расстоянии от массива (пегматиты штольни № 2 по жиле № 26 и в канавах №15—16 и жиле № 253) в виде тонких быстро выклинивающихся линзовидных даек. После внедрения всех перечисленных пород начался собственно рудный процесс, которому предшествовало образование интенсивной трещиноватости как в гранит-порфирах, так и в окружающих их породах — роговиках и кварцевых диоритах, а также дайковых породах. На характеристике тектоники этого периода мы остановимся несколько подробнее. При наблюдениях за пересечениями даек почти всегда отмечаются обычно небольшие перемещения типа сбросов и лишь изредка, когда дайки внедрялись в трещины разрыва, никаких перемещений не фиксировалось (см. фиг. 11, 12, 16). Наиболее хорошо сбросовые перемещения даек наблюдаются в горных выработках, пройденных по жилам. Более детально разведан разлом, к которому приурочена рудная жила № 255-4-26-82-151-6, имеющая общую длину около 1350 м.

Рассматривая амплитуды перемещения даек различного возраста по этому нарушению, удастся подметить весьма существенную закономерность (см. разрезы к карте Джидинского месторождения). Наиболее древняя из даек, пересекаемая этим нарушением, имеет мощность около 10 м и падает на север приблизительно под углом  $40^\circ$ , иногда до  $60^\circ$ . Принимая угол падения этой бостонитовой дайки в  $40^\circ$  (что нам кажется более

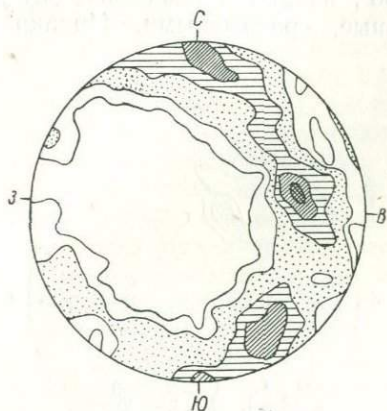
правильным, потому что такой угол получается не только по непосредственным замерам, но и путем вычисления, исходя из данных скважины № 13), нетрудно подсчитать, что вертикальная амплитуда сброса составляет 180—200 м. В то же время рассматриваемый разлом сбрасывает дайку гранит-порфира приблизительно на 75—80 м, т. е. в 2,5 раза меньше. И, наконец, дайка пегматита по штольне № 2 (документация В. А. Груздева) смещена этой же зоной на еще меньшую амплитуду, а именно на 10—12 м по вертикали или на 15—20 м в плоскости нарушения. Наблюдения показывают, что и в момент минерализации по разлому происходили движения того же сбросового характера, которые фиксируются резко выраженными зеркалами скольжения на кварце с бороздами скольжения, совпадающими с линией падения широтных жил. Это подчеркивает, что и во время минерализации перемещения по широтным зонам имели характер сбросов с опусканием южного крыла относительно северного. Произведенный нами подсчет амплитуд сбросовых перемещений дайки гранит-порфиров различными жилами второго участка рудника Холтасон дает следующие цифры вертикального перемещения: по жиле № 30 от 35 до 40 м, по жиле № 103 — около 45 м и по жиле № 252 — около 20 м.<sup>1</sup>

Как видно из изложенного фактического материала, сбросовые перемещения происходили неоднократно. При этом возникли сопряженные с ними трещины оперения, которые также иногда выполнялись дайками, особенно часто керсантитовыми (см. разрезы к картам), а впоследствии и кварц-гюбнеритовыми жилами, такими как жила № 123 и др. Нам представляется, что для познания причин многократных сбросовых подвижек необходимо выяснить генезис трещиноватости в гранит-порфирах и окружающих их породах, а также трещин, вмещающих пологопадающие жилы типа № 45, 85 и ряда безымянных. Для этого обратимся прежде всего к закономерностям в поведении трещин.

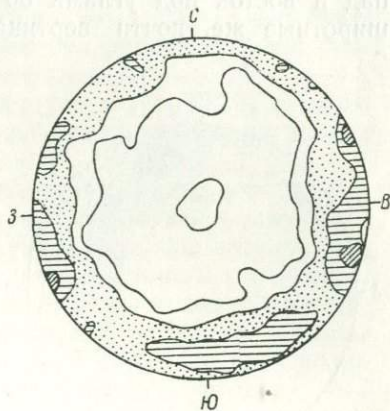
Рассматривая сводную диаграмму трещин в гранит-порфирах по карьере № 1 и штольне № 20 (фиг. 33), а также сводную диаграмму трещин в тех же гранит-порфирах по штольням № 5, 26 и 27 (фиг. 34) мы видим, что последняя отображает типичный пояс крутопадающих трещин всевозможных простираний, на первой же (см. фиг. 33) имеется тот же пояс, но он повернут вокруг оси С—Ю приблизительно на 15—20°. Такое несущественное отличие может быть объяснено некоторым влиянием близости контакта с роговиковыми сланцами. Срав-

<sup>1</sup> Подсчет произведен графическим способом и проверен по формулам, предложенным А. И. Молчановым (1935).

нивая сводную диаграмму замеров кварц-молибденитовых жилок по карьере № 1 и штольне № 20 (фиг. 35) с диаграммой фиг. 33, мы видим, что они совершенно аналогичны. Это прежде всего приводит к выводу о структурном контроле оруденения трещинами. При изучении характера трещин всегда



Фиг. 33. Сводная диаграмма трещин в гранит-порфирах по карьере № 1 и штольне № 20 без молибденитовых жилок (северный склон Гуджирского интрузива). 1115 измерений трещин. 0—0,5—1—2—3—4 < % плотности.

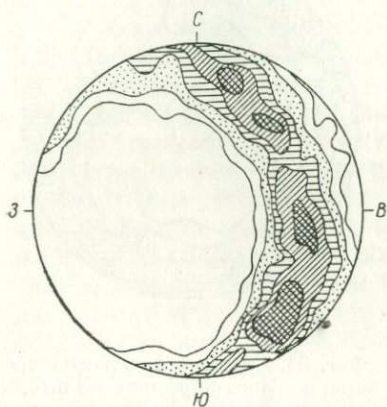


Фиг. 34. Сводная диаграмма трещин в гранит-порфирах по штольням № 26 и 27 (Южный склон Гуджирского интрузива). 1550 измерений. 0—0,5—1—2—3 < % плотности.

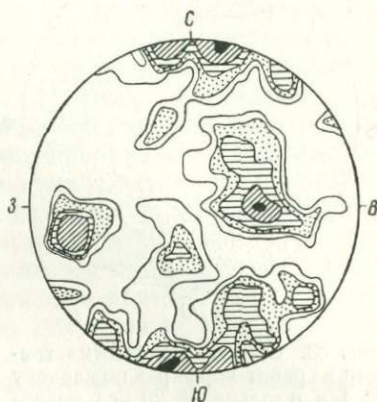
наблюдалось, что они имеют небольшие размеры как по простиранию, так и по падению и морфологически могут быть отнесены к разрывным. Однако иногда на их стенках наблюдаются борозды скольжения, указывающие на некоторые подвижки. Возникновение трещин мы связываем с радиальными усилиями, а именно с динамической активностью молодой интрузии гранит-порфиров. Очевидно, никаких ориентированных тангенциальных усилий массив не испытывал, ибо это привело бы к образованию нескольких вполне определенных систем трещин. Наблюдаемую же трещиноватость можно получить лишь при многократном изменении направления внешних тангенциальных усилий. Это исключается, поскольку трещиноватость, подобная отмеченной для гранит-порфиров, наблюдается также и в контактных роговиках, роговиковых сланцах, а также кварцевых диоритах вблизи гранит-порфирового массива, но не наблюдается в осадочно-эффузивной толще, удаленной от интрузивных массивов. Как видно на диа-

грамме замеров трещин у пика Козлиного в эффузивно-осадочной толще (фиг. 36), трещины здесь совершенно отчетливо увязываются с деформацией, приведшей к образованию складок.

Меридиональные сопряженные трещины, падающие на запад и восток под углами  $50-60^\circ$ , являются скальвующими, широтные же, почти вертикальные, — разрывными. Никаких



Фиг. 35. Сводная диаграмма залегания молибденитовых жилок по карьеру № 1 и штольне № 20. 656 измерений. 0—0,5—1—2—3—4 < % плотности.



Фиг. 36. Диаграмма залегания трещин в эффузивно-осадочной толще у пика Козлиного (правый склон Гуджирки). 114 измерений. 0—0,5—1—2—4—6 < % плотности.

других систем трещин, которые должны бы возникнуть при многократном изменении плана тангенциальных напряжений, у нас нет. Представление об изменении направления тангенциальных усилий противоречит и тому факту, что в юрское время, когда произошло внедрение гранит-порфиров, здесь существовали платформенные условия. Поэтому единственным возможным объяснением является первое, т. е. радиальные усилия, обязанные динамической активности магмы. К такому же заключению приводит и анализ генезиса формы пологопадающих жил типа жилы № 45. Как было указано выше, образование жил этого типа обязано многократному чередованию преимущественно легматитов, аллит-порфиров и кварца, несущего молибденит, изредка также гранит-порфиров, чем и обусловлено полосчатое их сложение (см. фиг. 8). Кварц, несущий оруденение, избирательно замещает все перечисленные породы в изложенном выше порядке. Эти жилы залегают в ро-

говиках у контакта с гранит-порфиром, частично переходя в последние, и падают полого в сторону массива под углами  $10-25^\circ$ , редко несколько круче. Простираение жил № 45 и 85, расположенных с западной части интрузии,  $320-325^\circ$ ; падение на северо-восток под углом в среднем  $22^\circ$ ; безымянная тонкая жилка у северного контакта имеет широтное простираение и падает на юг; жилка мощностью в  $10-15$  см, обнажающаяся у разветвления автодороги на рудник и к пос. Горка, имеет северо-восточное простираение (около  $40^\circ$ ) и падает на юго-восток, к интрузиву, под углом  $15-35^\circ$ . Несколько подобных тонких жилок наблюдалось также в останцах кровли у апикальной части интрузии.

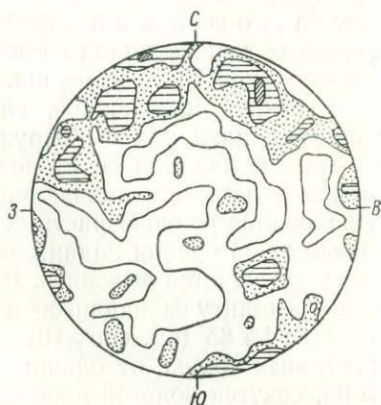
Суммируя изложенное, следует подчеркнуть, что перечисленные жилки как бы окружают кольцом апикальную часть интрузива, падая в ее сторону. Генетически они относятся к типичным краевым надвигам, быстро затухающим с глубиной. Чередование разновозрастных полос в жилах говорит о многократном повторении надвиговых подвижек, амплитуду которых не всегда удастся выяснить. Благоприятный случай для наблюдения амплитуды надвигов имеется в расщелке штольни № 1 по жиле № 85 (см. фиг. 10). Здесь серия крутопадающих пегматитовых жилок, отходящих со стороны лежачего бока жилы № 85, секутся пологой плоскостью, приблизительно параллельной плоскости жилы № 85, и перемещаются по ней на расстояние, не превышающее первые десятки сантиметров. Как видно на зарисовке (см. фиг. 10), это смещение имеет характер надвига, а зонка, по которой оно происходило, была после перемещения выполнена тонкой кварцевой жилкой, характерной для вольфрамовой минерализации.

Краевые надвиги, по которым развились описанные жилы, не могут быть объяснены иначе, как вертикальными усилиями, что находится в полном согласии с выводами, сделанными выше при трактовке диаграмм трещин. Рассматриваемую деформацию наглядно можно выразить в виде эллипсоида вращения, короткая ось которого, являющаяся и осью вращения, расположена вертикально. При таком представлении легко понять, что любое из сечений, проходящее через ось вращения (а их может быть бесконечное количество), будет равноценно в тектоническом отношении, а в природе они получили выражение в виде трещин и жилок штокверка всевозможных простирааний с вертикальными или почти вертикальными углами падения. Естественно поставить вопрос, что же происходило при таких многократных тектонических импульсах снизу в районах, соседних с интрузией. Замеры трещин, произведенные в пределах контактового ореола, по штольне № 34, пройденной с целью разведки кварц-гюбнеритовой жилы № 20, дают диаграмму

(фиг. 37), в общем сходную с диаграммой для гранит-порфиров (см. фиг. 34). Следует, однако, указать, что некоторое влияние на трещиноватость здесь оказало наличие широтного нарушения, по которому впоследствии образовалась сама жила. Это нарушение проявляется в наличии расплывчатого максимума. Прежняя трещиноватость, которая отражается диаграммой фиг. 36 (пик Козлиный), здесь замаскирована в связи с метаморфизмом пород.



Фиг. 37. Диаграмма трещин в сланцах по штольне № 34 (интервал 20—54 м от устья). 406 измерений. 0—0,5—1—1,5—2—3—4 < % плотности.



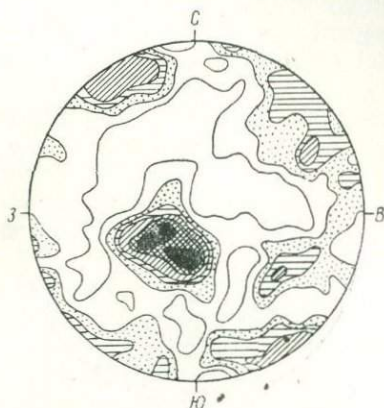
Фиг. 38. Диаграмма трещин в кварцевых диоритах по левому водораздельному гребню между падами Инкур и Холтасон (на интервале 600—2600 м южнее перевального седла узкоколейной железной дороги). 550 измерений. 0—0,5—1—1,5—2 < % плотности.

В кварцевых диоритах вследствие тех же тектонических причин по крупным разломам при каждом новом импульсе снизу происходили многократно повторявшиеся сбросовые перемещения. Иногда удается вычислить амплитуду этих перемещений. Как было показано выше, устанавливается следующая закономерность: чем древнее дайка, тем больше амплитуда ее перемещения при одном и том же сместителе. В блоках кварцевых диоритов, расположенных между крупными параллельными нарушениями, возникали крутопадающие трещины всевозможных простираций. На диаграммах (см. фиг. 25, 27) это выражается расположением их проекций по периферии большого круга, как и на диаграммах трещин в гранит-порфирах. Замеры трещин, сделанные на некотором удалении от наиболее нарушенной и, соответственно, более минерализованной части рудного поля, показали такой же

характер трещиноватости (фиг. 38), выраженный на диаграмме в виде пояса по периферии большого круга. Некоторое отклонение от общей закономерности показывает диаграмма трещин (фиг. 39) в роговиках, составленная по замерам в карьере № 2, заложенном для разработки жилы № 45 (у западного контакта интрузива, вблизи его апикальной части). На диаграмме (см. фиг. 39) лишь очень слабо проявлена общая закономерность трещиноватости, отмеченная выше. Вместо этого мы видим здесь резкий, несколько раздвоенный максимум, соответствующий трещинам, падающим на юго-запад под углом около 30°. Этот максимум соответствует общему положению контакта. Таким образом, указанная система соответствует трещинам скальвания, образовавшимся при внедрении интрузии и под воздействием последующих многократных импульсов или толчков снизу.

Второй системы трещин скальвания, отвечающей зонам краевых надвигов, на диаграмме нет, так как это сравнительно редкие трещины, по которым последовательно внедрялись гранит-порфиры, пегматиты, аплиты, а также проникали гидротермальные растворы, образовавшие сложные богатые молибденитовые жилы.

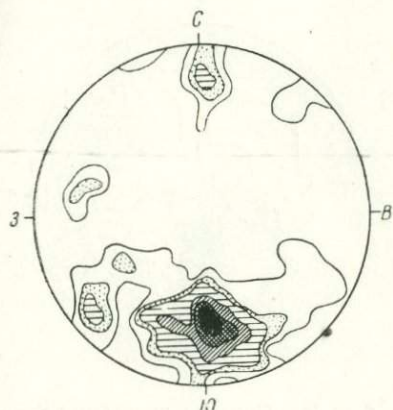
При описании этапов минерализации нами подчеркивались факты пересечения жил одних типов другими, причем внутрирудные перемещения всегда имели характер сбросов небольших амплитуд. Лишь изредка, когда новое минеральное образование локализовалось в трещине разрыва, смещений не проявляется. Таков, например, случай с дайками аплит-порфиров (см. фиг. 11). В трещины разрыва внедрились также почти все крутопадающие дайки пегматитов в гранит-порфирах, впоследствии замещенные кварцем с молибденитом. Отмеченная закономерность сохраняется при образовании не только молибденовой, но и вольфрамовой минерализации (вольфрамового штокверка), которые, как это подробно излагалось выше, отделяются этапом внедрения даек керсантитов, а затем спессартитов. Таким образом, общей закономерностью является то, что характер деформаций, как в начале внедрения



Фиг. 39. Сводная диаграмма трещин в роговиках по южной части карьера № 2. 600 измерений. 0—0,5—1—1,5—2—3—4 < % плотности.

гранит-порфиров и всех жильных дериватов, так и при формировании молибденового и вольфрамового оруденения, оставался постоянным.

Молибденовое оруденение концентрировалось среди массива гранит-порфиров и среди роговиков вблизи контакта. Оно представлено небольшим количеством крутопадающих жил и мощным штокверком. Форма последнего обязана образованию сильно трещиноватой зоны в апикальной части интрузива.



Фиг. 40. Диаграмма элементов залегания рудных жил (90 средних измерений молибденитовых и вольфрамитовых жил). 0—1—2—3—7—10—14 < % плотности.

Эта зона заложилась в первые моменты застывания коры массива, когда еще неподалеку на глубине находился расплав. Первые этапы дробления привели к возникновению трещиноватости, залеченной пегматитами, а затем аплит-порфирами и др.

Наиболее мощный этап дробления проявился уже после создания достаточно мощной коры массива. Притом наиболее сильно он сказался на участке, до этого многократно дробленом. Такая трещиноватая зона и была выполнена кварц-молибденитовыми жилками. По данным скважин и результатам опробования, она характеризуется сложной формой,

несколько напоминающей деформированную шляпку гриба. В ряде разрезов она имеет вид двояковыпуклой линзы, либо пологой линзовидной залежи, местами характеризуется серповидной или более сложной формой.

Вольфрамовое оруденение также представлено жильным и штокверковым типами. Повидимому, форма штокверкового вольфрамового оруденения будет значительно сложнее и капризнее, потому что питающие ее каналы — мощные разломы, находились на различных расстояниях от тех или иных участков и сами по себе были неравноценными. Все это создавало сложную картину циркуляции гидротерм в трещинах в противоположность, как нам кажется, более простой обстановке в поднятии гидротерм вверх по общей трещиноватой зоне в гранит-порфирах при образовании молибденовой минерализации.

Жильное вольфрамовое оруденение, развивавшееся в ряд последовательных этапов, локализовалось по крупным разломам, главным образом сколового характера. На фиг. 40 приве-



дена диаграмма, показывающая средние элементы залегания гюбнеритовых и молибденитовых жил. <sup>1</sup> Как видно на диаграмме, огромное большинство жил имеет широтное простирание и южное падение в среднем под углом 55°. Жилы того же простирания, но с северным падением, под углами 70—75°, приурочены к трещинам, сопряженным с первыми, и проявляются на диаграмме тоже довольно отчетливо. Достаточно хорошо проявлены также и северо-западные жилы с простиранием около 312° и падением на юго-запад под углом в среднем около 75°. Незначительный максимум выделяется и для жил северо-западного простирания (312°), с падением на юго-запад под углом около 45°.

Кроме того, на диаграмме имеется максимум 2% плотности, соответствующий жилам почти меридионального простирания (12°), с падением на запад под углом 68°.

Жилы северо-восточного простирания и жилы широтные с северным падением имеют незначительное распространение и на диаграмме не проявились.

Генезис трещин и крупных разломов, которыми воспользовались разнообразныe дайки и жилы, рассматривался нами в разделе, посвященном истории развития структуры района.

Соответственно генезису все рудоносные трещины могут быть разделены на следующие главные группы.

Группа жил	Азимут простирания	Направление		Угол	Генетический тип и возраст	
		падения				
1	315	ЮЗ		45—60	} Сопряженные с каледонской складчатостью	
2	0—12	В		65—70		
3	40—50	ЮВ		50—60		
4	90	Ю		45—60	} Сопряженные с варисской складчатостью широтного простирания.	} Трещины скальвания
5	90	С		45—50		
6	325, 40 и др.	В сторону интрузии		15—25	Краевые надвиги, связанные с внедрением гранит-порфиров (J?)	
7	90	Ю и С		80—90	Сопряженные с движениями по трещинам типа 1 и 2, реже 3 и 4 (J?)	} Трещины разрыва
8	Многочисленные крутопадающие трещинки всех простираний (штокверк), J?					

<sup>1</sup> В поле нами составлены частные диаграммы для всех гюбнеритовых и молибденитовых жил. Частные диаграммы оказались тождественными и были сведены в одну.

На этом мы заканчиваем характеристику более детально изученного нами третьего периода формирования района рудного поля, с которым связано образование главной массы интрузивных пород и процесса оруденения. Схематически история развития рудного поля в течение этого периода дается нами на вклейке.

Следует подчеркнуть, что, помимо внутрирудных подвижек, проявленных между крупными этапами, устанавливаются неоднократное раздробление и подвижки в процессе развития отдельных этапов минерализации. Это еще раз подчеркивает исключительную мобильность участка рудного поля в процессе оруденения.

Послерудные нарушения обычно характеризуются незначительными амплитудами, выражающимися десятками сантиметров или первыми метрами. Единственный крупный сброс установлен по жиле № 28-бис — апофизе жилы № 28. Вертикальная амплитуда этого сброса равна приблизительно 100 м. Она вычислена, исходя из положения жил № 151 и 6, представляющих собой перемещенные друг относительно друга участки одной жилы, с учетом углов их падения. Рассматриваемый сброс представлен мощной зоной тектонической глинки, проходящей параллельно жиле № 28-бис и нередко захватывающей ее рудную часть. Среди глинки есть обломки кварца, обычно со всех сторон покрытые зеркалами скольжения с различно ориентированными бороздами. Второе крупное нарушение типа надвига наблюдалось уже вне рудного поля, в районе Ягодного распада. Оно имеет почти меридиональное простирание и падает к востоку под углом около  $40^\circ$ . Проследить его на значительном расстоянии не удалось из-за плохой обнаженности. Возможная амплитуда вертикального перемещения по плоскости надвига равняется приблизительно 100 м.

Изложенный материал позволяет сделать ряд общих выводов.

1. Формирование рудного поля представляет собой длительный сложный процесс, в котором можно выделить три крупных периода.

К первому периоду относится образование складчатых структур и ряда крупных разрывов северо-западного, меридионального и северо-восточного простирания. По времени этот период может быть отнесен к каледонскому тектогенезу и соответствует геосинклинальной стадии развития.

Второй период характеризуется образованием крупных широтных трещин скальвания, падающих на юг, реже на север под углами  $45-60^\circ$ . По времени образования они могут быть отнесены к варисскому тектогенезу, периоду, когда описываемый район представлял собой краевую часть платформы. В это вре-

Возраст	Интрузии	Дайковая фашия	Гидротермальные образования
Нижнекimmerийские (?)	Сиениты и кварцевые сиениты	Образование трещин Сиенит-порфиры и кварцевые сиенит-порфиры. Бостониты	
	Лейкократовые граниты и гранит-порфиры	Сбросы	
		Образование трещин Гранит-порфиры и микрогранит-порфиры	
		Сбросы	
		Пегматиты	
		Сбросы	
		Аплит-порфиры	
		Сбросы	
		Серые кварцевые сиенит-порфиры	Сбросы
Верхнекimmerийские (?)			Грейзенизация. Небольшое дробление. Богатые кварц-молибденитовые жилы и штокверк. Слабая грейзенизация
		Сбросы	
			Бедные кварц-молибденитовые жилы с сульфидами. Очень слабая грейзенизация
		Сбросы	
		Керсантиды	
		Сбросы	
		Спессартиты	
		Сбросы	
			Микроклиновые жилки с бериллом
		Сбросы	
			Кварц-вольфрамитовые жилы с незначительным количеством сульфидов Беризитизация
		Сбросы	
			Кварц-гюбнеритовые жилы с триплитом и сульфидами.
	Сбросы		
		Кварц-родохрозитовые жилы с гюбнеритом и большим количеством сульфидов. Березитизация	
	Сбросы		
		Жилы роговикового кварца с небольшим количеством гюбнерита и пирита. Березитизация	
	←Послерудные сбросовые смещения→		

мя в сопредельных районах Монголии, куда переместилась геосинклиналь, возникали складки широтного простирания и серия широтных надвигов. Видимо, эти деформации и находят свое отражение в нашем районе.

Третий период характеризует собой резко отличные условия развития структуры. В это время главным, если не единственным, тектоническим фактором явились радиальные усилия, связанные с внедрением и формированием интрузий. По времени проявления они могут быть отнесены к киммерийским циклам. С этими движениями связано образование штокверка и зон краевых надвигов у апикальных частей массивов молодых (юрских?) гранитоидов. К этому же времени относится соскальзывание блоков и образование сбросов по разломам, сформированным в предыдущие периоды.

2. Каждый из трех выделенных периодов формирования рудного поля характеризуется сложным многоэтапным развитием.

3. Благоприятным для рудоотложения явился наиболее сильно нарушенный участок с многочисленным проявлением дайковых пород. Приблизительно 2-километровая полоса близкого к широтному простирания их является и границей распространения рудных жил.

## ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУРЫ РУДНОГО ПОЛЯ

В предыдущих разделах мы старались показать сложный процесс формирования структуры Джидинского рудного поля во всем его многообразии. Здесь мы попытаемся сформулировать основные положения, полученные нами в результате изучения структуры района и самого рудного поля Джидинского месторождения, имеющие значение для оценки и направления дальнейших разведочных работ.

Геологическая съемка в пределах развития эффузивно-осадочных пород, проведенная Н. В. Лариной в 1945 г. под руководством и при непосредственном участии автора, а также продолжение этой работы автором совместно с М. Д. Уткиным позволили значительно уточнить карту района месторождения и коренным образом изменить представление о его структуре. Определение состава эффузивно-осадочной свиты и выяснение мощностей отдельных ее комплексов окончательно убедили нас в ошибочности взглядов Ю. А. Спейта (1936, 1937) и М. В. Бесовой (1938) о внедрении кварцевых диоритов, а затем и лейкократовых гранит-порфиров в синклинальную складку. Нами было доказано, что они внедрились в ядро крупной антиклинальной складки меридионального простирания (а не северо-западного, как это представлялось раньше). Мыргеншинская антиклиналь, установленная при геологической съемке Ю. А. Спейтом (1936), представляет собой не обычную, а диапировую складку, в которой известняки, слагающие ее ядро, протыкают все лежащие выше породы; эта складка имеет северо-западное простирание только в районе Сухого Ключа, а дальше к северу оно довольно резко меняется на меридиональное. В ядро этой складки, в юго-восточной части рудного поля внедрились лейкократовые граниты, а в северной ее части и кварцевые сиениты. Прежнее представление, что эффузивно-осадочная толща района образует одну синклинальную и одну антиклинальную складки, оказалось неверным. Указанная тол-

ща слагает две имеющие в общем меридиональное простирание антиклинальные складки, разделенные синклиналью.

Изучение структуры района дало возможность установить, что еще до внедрения молодых рудоносных интрузий, в заключительный момент складкообразования, возникли крупные разломы северо-западного, меридионального и в меньшей мере северо-восточного простирания. Все они являются трещинами скалывания и, следовательно, надежны в смысле продолжения на глубину. В более поздний период образовалась серия широтных разломов, падающих в подавляющем большинстве случаев на юг, редко на север. Эти две сопряженные системы тоже являются трещинами скалывания. Повидимому, они возникли как серия чешуйчатых надвигов. В пользу такого заключения говорят как сопряженность этих двух систем, так и особенности их формы, а именно некоторое выполаживание с глубиной, характерное для надвиговых поверхностей. Бесспорно скалывающий характер этих разломов дает основание ожидать продолжения их на значительные глубины. Все перечисленные выше разломы частично были залечены разнообразными дайками молодых интрузий, а впоследствии серией кварц-гюбнеритовых жил, которые нередко следуют вдоль контактов даек и иногда переходят с одного залъбанда к другому (жила № 3 и др.). Таким образом, прогноз продолжения зон разломов на глубину основан в равной мере и к рудоносным жилам. Неровность поверхностей разломов обуславливает возникновение при подвижках по ним то широких открытых или выполненных обломками полостей (раздувов жил), то притертых участков, отвечающих пережигам жил. Это следует иметь в виду, поскольку подсечение скважиной или горной выработкой тонких проводников еще нельзя считать обоснованием для отрицательной оценки жилы в целом. Примером этому могут служить жилы № 3 и 28-бис. Последняя на поверхности представлена зоной осветленных пород или прожилков в 3—5, редко до 20 см мощности, в то время как на 100—200 м ниже по вертикали, на горизонте 1582, мощность ее достигала 2 м. Это заставляет осторожно относиться и к оценке выходов жил на поверхности и обращать внимание на маломощные жилы и зоны осветленных пород, сопровождающие дорудные тектонические швы.

Крутопадающие трещины, сопряженные главным образом с трещинами широтного простирания, генетически относятся к трещинам разрыва и возникли в связи со сбросовыми перемещениями по главным зонам. Они отходят либо от всячего, либо от лежачего бока крупных разломов, по которым происходили сбросовые перемещения уже в более поздние этапы формирования месторождения (в связи с киммерийскими эпохами складчатости). Как уже отмечалось, к трещинам такого типа приуро-

цена жила № 123 и большое число безымянных. Характерной особенностью их является быстрое выклинивание с глубиной и небольшое протяжение по простиранию. Поэтому, встретив такую жилу, например, со стороны всячего бока главной жилы, приуроченной к трещине скалывания северо-западного или широтного простирания, мы не должны ожидать ее продолжения в противоположном лежащем боку последней. Такие жилы могут протягиваться от лежащего бока одной крупной жилы к всяческому боку другой, расположенной ниже крупной жилы, как это имеет место, например, на мексиканском месторождении Ллаллагуа. Однако в нашем случае, вследствие сравнительно небольших амплитуд сбросов по главным трещинам, напряжения были, видимо, недостаточны, чтобы целиком разорвать блоки, заключенные между этими сколовыми трещинами. В этом отношении они ближе напоминают минерализованные трещины подобного генезиса на мексиканских месторождениях Пачуха Риал и Эль-Оро, которые на большие глубины не прослеживаются. Установление генезиса этих трещин позволило исправить некоторые ошибки в увязке жил на различных горизонтах (жила № 123 и др.). В связи с этим нам представляется, что нельзя считать жилу № 80, прослеженную штольной № 11 и штольнями № 10 и 13, одной и той же жилой.

К трещинам разрыва относятся и жилки молибденитового и вольфрамитового штокверков. Все они обязаны своим происхождением вертикальным импульсам, связанным с формированием молодой интрузии.

Этим вертикальным импульсам обязано образование зон краевых надвигов у апикальной части интрузии, которыми воспользовались гранит-порфиры, пегматиты, аплиты и впоследствии рудоносные растворы, образовавшие кварц-молибденитовые жилы. Но хотя генетически эти зоны относятся к скалывающим, ставить их при оценке в один ряд со скалывающими трещинами первых типов нельзя. Характерно, что они локализируются только у самых верхних частей интрузии; они залегают частично в самих гранит-порфирах и роговиках, в которых быстро разветвляются на серию тонких жилок, как это показано на фиг. 8. Перемещения по этим зонам были весьма небольшими — порядка десятков сантиметров и первых метров. Приведенная выше характеристика жил, приуроченных к краевым надвигам, позволяет оценивать их как объекты с очень небольшими запасами и размерами как по простиранию, так и по падению, редко превышающими размер нормального очистного блока. В общем этот тип жил следует оценивать как малоперспективный.

Молибденовый штокверк представлен многочисленной серией тонких, быстро выклинивающихся жил различных простираний, с крутыми углами падения. Генетически трещинки, кон-

тролирующие эти жилки, относятся к разрывным. По форме эта наиболее трещиноватая зона, в которой локализовались жилки, напоминает несколько деформированную шляпку гриба. Молибденовый штокверк почти разведан, за исключением небольших участков — одного на севере, в районе скважин № 47 и 49, и другого на востоке, в районе скважины № 34; перспективы увеличения его запасов очень незначительны (учитывая только участки с содержанием не ниже 0,1%  $\text{MoO}_3$ ). Если же в промышленные запасы включить руды с содержанием 0,05%  $\text{MoO}_3$ , то запасы штокверковых руд резко возрастут, поскольку эти руды мощным кольцом окружают отмеченные выше более богатые руды.

Вольфрамовый штокверк контролируется трещинками того же генезиса, что и описанный выше. Наиболее перспективным участком его является район штольни Капитальной — скважины № 45-к, но из-за отсутствия необходимых материалов разведки высказать какое-либо суждение о его контурах мы не имеем возможности.

Несколько слов следует сказать об общей оценке перспектив жильного кварц-вольфрамового оруденения. Поверхность рудного поля можно считать почти разведанной, во всяком случае нахождение выходов рудных тел, подобных жилам № 252, 26, 28 и др., здесь исключено. Однако могли быть пропущены меридиональные и отчасти северо-западные жилы, ожидать которые можно в местах наибольшего распространения меридиональных и северо-западных даек, а также частично в эффузивно-осадочной свите, в связи с развитием межформационных срывов. Главные же перспективы месторождения, по нашему мнению, — это его глубины. Анализ особенностей структуры месторождения и данные горных работ последних лет показывают, что некоторые жилы прослежены по падению на глубину, которая превышает их длину на поверхности (жилы № 28-бис, 3, 23 и др.). Следует полагать, что и другие перечисленные жилы широтного и северо-западного простираний, составляющие более 90% всех жил и приуроченные к трещинам скалывания, будут прослеживаться на весьма значительные глубины. На разведанном интервале, составляющем около 400—450 м по падению, никаких сколько-нибудь заметных изменений содержания  $\text{WO}_3$  не наблюдалось; следовательно, и с этой стороны ожидать особых неожиданностей не приходится. Единственным отрицательным моментом могут быть пережимы жил на значительных участках или разделение жил на прожилки. В таких случаях выявление перспектив той или иной жилы будет зависеть от выдержки и смелости геолога и готовности руководства рудника пойти на некоторый риск, с нашей точки зрения совершенно оправданный.



## ГЕНЕЗИС

В дореволюционной России было известно лишь несколько небольших молибденовых и вольфрамовых месторождений. Годы пятилеток коренным образом изменили состояние молибден-вольфрамовой рудной базы СССР. Уже к концу тридцатых годов мы имели сотни месторождений молибдена и вольфрама различных генетических типов. Это позволило Н. А. Смольянинову (1940) и Н. А. Хрущову (1940) в 1937 г. на XVII Международном геологическом конгрессе в Москве показать основные геологические черты генетических типов вольфрамовых и молибденовых месторождений СССР.

Н. А. Смольянинов (1940) вольфрамовые месторождения СССР делит на два основных типа: 1) вольфрамитовый — жильный и 2) шеелитовый — контактовый (скарновый тип).

Жильные шеелитовые месторождения, представленные кварц-полевошпатовыми жилами с сульфидами, в состав которых входят арсенопирит и золото, в то время были мало известны и поэтому в самостоятельный тип не выделялись.

Н. А. Смольянинов отмечает почти повсеместную связь вольфрамового оруденения с оловянным (1-й тип), где олово представлено касситеритом или стanniном. Для руд вольфрамовых месторождений обычно также присутствие молибдена и висмута.

Большое сходство минеральных ассоциаций, повторяющихся в месторождениях, образованных в различные геологические эпохи (Алтай, Средняя Азия, Урал — в связи с варисскими, Забайкалье — с юрскими и Кавказ — с альпийскими интрузиями) позволяет проводить сравнение однотипных месторождений независимо от их возраста. Мысль об однотипности минерализации в месторождениях различного возраста подчеркивал также и Д. И. Щербаков (1946). Многие исследователи (А. Е. Ферсман (1939), Н. А. Смольянинов (1940), Н. А. Хрущов (1940), Ф. В. Чухров (1945), Д. И. Щербаков (1946) и др.) отмечают, что оруденение жильных вольфрам-молибденовых и вольфрамовых месторождений находится в генетической связи с кислыми породами, прежде всего с гранитами и значительно

реже с породами средней основности. В то же время скарновые шеелитовые месторождения, как показал П. П. Пилипенко (1939), связаны главным образом с более основными разновидностями кислых интрузивных пород — гранодиоритами, сиенитдиоритами и их аналогами. Отсутствием активных контактов этих пород с карбонатными осадками он объясняет отсутствие месторождений шеелит-скарнового типа на территории Казахстана и Алтая.

В настоящей работе мы рассматриваем типичное жильное месторождение вольфрамита. Поэтому в приводимой ниже сравнительной характеристике нами исключаются из обозрения месторождения скарнового типа, хотя они и очень важны в промышленном отношении. Переходя к характеристике вольфрамовых месторождений жильного типа, следует указать, что самая полная их классификация предложена О. Д. Левицким (1939), который на основании анализа парагенетических ассоциаций минералов выделяет следующие типы жильных вольфрамовых месторождений.

1. Кварц-берилл-топазовый тип. Количества топаза и берилла весьма значительны и не уступают количеству кварца. Нередки касситерит и самородный висмут.

2. Кварцевый тип. Берилл и топаз в подчиненном количестве. Сульфиды не характерны и нередко полностью отсутствуют.

3. Кварц-сульфидный тип. Обильное развитие сульфидов.

В 1942 г. Д. Я. Суражский предложил свою классификацию вольфрамовых месторождений, но она принципиально ничем не отличается от приведенной выше классификации О. Д. Левицкого.

Из перечисленных типов жильных месторождений вольфрама наибольшее промышленное значение имеет кварцевый тип. К нему относятся практически все промышленные жильные месторождения Забайкалья, Алтая, Средней Азии, Казахстана и Кавказа. В остальных типах вольфрамит и в меньшей мере шеелит являются примесью и самостоятельного значения не имеют. Для Кавказа, как отмечают Д. И. Щербаков (1946), К. И. Чичинадзе (1945) и другие, характерен кварц-плагноклазарсенопиритовый тип с шеелитом (так называемый Кавказский тип Д. И. Щербакова). К таким месторождениям в частности относятся Иллиспартское, Блыбское, Кти-Тебердинское, Дупухское и др.

Главная масса вольфрамового оруденения на Джидинском месторождении связана с кварцевыми жилами. Только очень немногие жилы (№ 1, 2 и 24) являются кварц-сульфидными, вернее — кварц-карбонатно-сульфидными. Вместе с тем, Джидин-

ское месторождение характеризуется целым рядом специфических особенностей, выделяющих его среди других вольфрамовых месторождений. Ниже мы покажем эти особенности. Но прежде напомним, что в пределах Джидинского рудного поля наблюдается не только вольфрамовая, но и молибденовая минерализация и, соответственно, кратко рассмотрим наиболее современную классификацию молибденовых месторождений.

В своем докладе на XVII Международном геологическом конгрессе Н. А. Хрущов (1940) выделил следующие генетические типы молибденовых месторождений в СССР: 1) пегматитовые; 2) контактовые (связанные с гидротермальным изменением известняков); 3) гидротермальные кварцевые жилы; 4) зоны вторичного окварцевания — высоко- и среднетемпературные медно-порфиновые руды.

Первый, пегматитовый, тип не имеет практического значения и примеров промышленных месторождений этого типа в СССР неизвестно. Наибольшее промышленное значение имеет второй — контактово-метасоматический, скарновый тип месторождений, содержащий часто, наряду с молибденитом, и шеелит. Примером *подобного комплексного контактово-метасоматического месторождения*, где присутствуют совместно и молибденит, и шеелит, служит Тырны-аузское месторождение. Следующим по значимости и распространенности является тип гидротермальных кварцевых жил. Из них прежде всего следует выделить собственно кварц-молибденитовые жилы Давендинского, Костромихинского, Амуджиканского и других месторождений Восточного Забайкалья, а также месторождения Айршоку, Бугу, Восточно-Коунрадское и другие в Казахстане, Умальтинское в ДВК, месторождения Куспарты, Парагачай и другие на Кавказе. К этому же типу в сущности относится и Джидинское молибденовое месторождение (Первомайский рудник). В качестве подтипа кварц-молибденитовых месторождений следует выделить штокверковую минерализацию, типичным примером которой служит кварц-молибденитовый штокверк Первомайского рудника (Джидинское месторождение), отчасти Сорское месторождение в Хакасии и Кароби в Закавказье (Грузия).

Наиболее многочисленны месторождения, в состав которых входят как молибденит, так и вольфрамит. При этом чаще вольфрамит имеет основное промышленное значение, а молибденит является лишь примесью. Примерами таких месторождений являются Белухинское, Арбуйское и Куранжинское в Восточном Забайкалье, а также Кок-кульское, Убинское, Акчатауское, Кызылтауское и ряд других в Казахстане. Все перечисленные месторождения представлены промышленными

кварц-вольфрамитовыми жилами, в которых нередко присутствует олово в виде касонтерита, реже станнина.

Другим резко отличным типом, с которым связана молибденовая минерализация, являются медно-порфиновые руды. В качестве примеров таких месторождений можно привести Коунрад, Бошекуль и др.

Химически молибден установлен в различных полиметаллических рудах. Как указывает Ф. И. Вольфсон (1944), чешуйки молибденита в ассоциации с хлоритом наблюдались на Зырянском месторождении (Алтай). Повидимому, наличие ничтожных количеств молибденита в первичных рудах полиметаллических месторождений служит первоисточником концентрации этого элемента в виде вульфенита в зоне окисления этих месторождений.

В медно-порфировых рудах молибденит является побочным продуктом, получаемым при процессе обогащения медных руд. Несмотря на незначительное содержание молибдена в руде, вследствие переработки огромных количеств последней получается достаточно большое количество концентрата, поэтому данный тип руд играет существенную роль в общем балансе добычи молибдена в СССР. Поскольку на характеризуемом нами Джидинском месторождении молибденовая и вольфрамовая минерализация относится к собственно жильному или к штокверковому типам, ниже мы попытаемся оттенить основные особенности геологии кварц-молибденитовых и кварц-гюбнеритовых жильных месторождений, не останавливаясь на рассмотрении других типов молибден-вольфрамовой минерализации.

Интересующие нас жильные молибденовые и вольфрамовые месторождения, расположенные в различных рудных районах, обладают рядом общих черт, независимо от того, в какие геологические эпохи они сформировались. Прежде всего следует отметить, что во всех рудных районах кварц-молибденитовые месторождения встречаются гораздо реже кварц-вольфрамитовых; согласно данным С. Г. Галабурда (1942), В. А. Филиппова (1942), А. В. Дружинина (1947) и других, молибденовые месторождения Восточного Забайкалья — Давендинское, Амуджиканское, Ключевское и др. — имеют сравнительно простой минералогический состав. Главными минералами в них являются кварц, пирит, молибденит, золото (в небольшом количестве); отмечаются также висмутин, халькопирит и еще реже шеелит, галенит и сфалерит; из нерудных минералов, помимо кварца, обычно развит турмалин. Около жильных изменения вмещающих пород выражаются в серицитизации, турмалинизации, хлоритизации, пиритизации и частично карбонатизации.

Очень сходный состав имеют и месторождения Центрального Казахстана, где, как указывает Ф. В. Чухров (1945), для измененных вмещающих пород характерен также турмалин, наблюдаемый в небольших количествах. Минералогический состав рудных жил и сопровождающих их грейзенов относительно прост. Главными минералами здесь являются кварц, мусковит, пирит, молибденит и очень незначительное количество флюорита. Интересно отметить, что для собственно молибденовых месторождений как Восточного Забайкалья, так и Центрального Казахстана совершенно не характерен берилл. На Умалытинском месторождении (ДВК), по данным В. И. Красникова (1942), к непроявленным, отсутствующим элементам относятся бор, фтор и бериллий. Таким образом, для всех коротко охарактеризованных молибденовых месторождений жильного типа берилл можно считать практически отсутствующим элементом. Кроме того, следует отметить незначительную роль фтора при сравнительно широком развитии в некоторых районах бора.

Гораздо легче выявить общие закономерности для собственно вольфрамовых жильных месторождений либо вольфрамовых месторождений, содержащих в небольшом количестве молибденит и касситерит. Высокотемпературные вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья кварц-берилл-топазового и кварцевого типов, согласно данным О. Д. Левицкого (1939), а также М. Д. Дроздова (1939), А. Н. Ассовского и В. А. Ассовской (1939) и других, состоят из кварца, в меньшей мере берилла, топаза, мусковита, турмалина и флюорита. Эти же минералы входят и в состав грейзенизированных зон, сопровождающих рудные жилы. Главным рудным минералом жил является вольфрамит, менее пирит, арсенопирит, реже касситерит, молибденит, висмутин и некоторые другие минералы. Приблизительно аналогичный комплекс минералов установлен и в Казахстанских месторождениях вольфрамита, как это следует из работ И. С. Цейклина (1939), Г. В. Пинуса (1940), М. Ф. Стрелкина и И. В. Дубровой (1942), Ф. И. Вольфсона (1944), А. И. Александрова (1947), Ф. В. Чухрова (1947) и др. Обобщая данные по металлогении Казахстана, Ф. И. Вольфсон (1944) отмечает, что большинство месторождений вольфрамита может быть отнесено к группе мономинеральных. Вместе с тем в Калба-Нарынском районе появляются оловянно-вольфрамовые, а в верховьях р. Бухтармы и частью в Центральном Казахстане — молибден-вольфрамовые месторождения. Тесная связь вольфрамита, касситерита и молибденита может считаться указанием на близкое по времени их образование, связанное с развитием одного этапа минерализации. Другой характерной особенностью указанных месторожде-

ний является значительное развитие в них берилла, в меньшей степени турмалина и в еще меньшей — флюорита.

Ряд близких черт имеют и Кавказские молибденовые и вольфрамовые жильные месторождения. Для них, как отмечает Д. И. Щербаков (1946), весьма характерными элементами являются бор и фосфор, входящие в состав турмалина и апатита, и совершенно не характерен фтор. Из рудных минералов очень большим распространением пользуется арсенопирит, встречаемый (иногда в значительных количествах) в Казахстанских и Восточно-Забайкальских месторождениях. Это сближает между собой все рассмотренные месторождения. Д. И. Щербаков (1946) и К. И. Чичинадзе (1945) отмечают в качестве общей особенности металлогении Кавказа широкое распространение кварц-плагиоклаз-арсенопирит-шеелитового, так называемого Кавказского типа жил, примером которого является хорошо изученное А. В. Пэком и Л. И. Лукиным (1947) Кти-Тебердинское месторождение. В пределах этого месторождения, как и на соседних рудных участках, ярко проявлена зональность, выражающаяся в переходе кварц-полевошпат-арсенопирит-шеелитовых жил с глубиной в кварц-вольфрамитовые жилы, при одновременном уменьшении содержания сульфидов. Однако подобная зональность проявляется далеко не на всех месторождениях.

Несколько иные минеральные ассоциации наблюдаются на Саргардонском месторождении (Средняя Азия), открытом и описанном А. О. Кайзером (1937) и позднее более детально изученном И. Н. Говоровым. Это месторождение имеет ряд общих черт с Джидинским, и на его характеристике мы остановимся ниже несколько подробнее.

Из зарубежных месторождений, географически ближе других расположенных к Джидинскому рудному полю, следует прежде всего указать на вольфрамовые месторождения Китайской Народной Республики, Монгольской Народной Республики и Бирмы. Возраст их сходен с вольфрамовыми месторождениями Восточного Забайкалья. Китайский геолог Ке-чин Нсу (1943) хорошо показал для месторождений провинции Киан-си, что гранитоиды, с которыми связывают оруденение, прорывают породы верхней юры и перекрываются осадками нижнемелового возраста. По минералогическому составу они также весьма сходны с месторождениями Восточного Забайкалья. Эти данные позволили С. С. Смирнову (1945, 1946) включить их в общий Тихоокеанский рудный пояс.

Основной структурной чертой кварц-вольфрамитовых месторождений является приуроченность их к относительно молодым тектоническим трещинам. В частности, по данным Ф. И. Вольфсона (1944), большинство вольфрамовых место-

рождений Центрального Казахстана представлено крутопадающими жилами северо-восточного простирания, приуроченными к трещинам разрыва. На некоторых месторождениях этого района, по данным Л. И. Лукина (1944), рудные тела контролируются трещинами скалывания. Рудные жилы месторождения Кти-Теберда, по данным А. В. Пэка и Л. И. Лукина (1947), приурочены к трещинам скалывания, реже к трещинам разрыва. То же относится и к ряду других подобных месторождений Кавказа. Жильные системы Восточного Забайкалья, по данным О. Д. Левицкого, контролируются крутопадающими трещинами скалывания и разрыва, т. е. относятся к тем же простым системам трещин.

Таким образом, черты сходства отмеченных вольфрамовых и молибденовых месторождений состоят в следующем.

1. Простой минералогический состав жил.
2. Небольшое количество этапов минерализации, проявленных в процессе формирования рудных жил (обычно один, реже два-три этапа).
3. Почти повсеместное присутствие в составе жильных минералов бора и незначительная роль фтора, правда в сильно изменчивых количествах.
4. Отсутствие бериллия в собственно молибденовых месторождениях и наличие его лишь в вольфрамовых месторождениях (иногда в значительных количествах), исключая Кавказ, для которого этот элемент вообще не характерен.

5. Приуроченность рудных жил либо к трещинам скалывания или разрыва, либо к простым комбинациям этих трещин.

Переходя к сравнительной характеристике Джидинского вольфрам-молибденового месторождения с месторождениями тех же металлов в сопредельных районах — Восточного Забайкалья, Монгольской Народной Республики и других, объединяемых С. С. Смирновым в единый рудный пояс, мы прежде всего должны отметить, что Джидинское месторождение имеет ряд особенностей, выделяющих его среди других рудных месторождений данного типа. Характерные черты Джидинского месторождения, отличающие его от других месторождений Восточного Забайкалья и Казахстана, состоят в следующем.

1. Многоэтапность минерализации, вероятно связанная со значительной мобильностью района в период развития минерализации, а также с существенной глубиной формирования и длительностью всего рудного процесса.
2. Резкое разделение молибденовой и вольфрамовой минерализации этапом внедрения даек лампрофиров.
3. Полное отсутствие бора и, наоборот, значительная роль фтора, который создавал концентрации на протяжении всех этапов рудной минерализации.

4. Появление заметных количеств бериллия в процессе формирования кварц-молибденитового оруденения и резкое уменьшение его значения в вольфрамовые этапы минерализации. В противоположность этому в месторождениях Восточного Забайкалья и в Казахстане бериллий концентрируется не в чисто молибденовых, а в вольфрамовых месторождениях.

5. Значительная роль марганца, которая выражается на Джидинском месторождении прежде всего образованием гюбнерита вместо вольфрамитов, характерных для других месторождений, из жильных минералов для одного этапа широкое развитие родохрозита и несколько менее триплита.

6. Сложность тектонического строения месторождения и в связи с этим многообразие в элементах залегания жил вплоть до образования штокверков, не наблюдающихся обычно в месторождениях других районов.

Все изложенные данные в совокупности показывают, что Джидинское месторождение отличается от других вольфрамовых и молибденовых месторождений Забайкалья и дает нам право выделить его в особый тип. Можно заметить черты сходства ряда вольфрамовых и молибденовых месторождений лишь с отдельными этапами минерализации Джидинского рудного поля. Вместе с тем мы должны отметить и очень существенные весьма характерные черты сходства нашего месторождения со всеми Восточно-Забайкальскими вольфрамитовыми месторождениями, а именно одинаковый возраст оруденения и тождество состава материнских гранитов, породивших минерализацию. Второстепенные же черты сходства и в частности проявление одних и тех же минералов можно найти во многих месторождениях СССР и за рубежом. В этом отношении небезинтересно провести некоторое сравнение Джидинского месторождения с другими молибденовыми и вольфрамовыми рудными объектами.

Парагенетические ассоциации минералов и околожильные изменения у кварц-молибденитовых жил первого и второго этапов минерализации Джидинского месторождения заставляют придти к выводу, что здесь мы имеем высокотемпературные образования. При этом грейзенизация является более ранним процессом относительно обоих этапов молибденовой минерализации. К аналогичным же выводам о взаимоотношении грейзенов и кварц-молибденитовых жил пришел Ф. В. Чухров (1945), изучавший молибденовые месторождения Центрального Казахстана.

Выше мы отмечали, что молибденовая минерализация отделена от вольфрамовой этапом внедрения лампрофировых даек. Такие взаимоотношения несколько необычны и как бы противостоят общепринятым представлениям о ходе процесса диффе-



ренциации магмы и рудообразования. Можно даже предположить, что молибденовая и вольфрамовая минерализации связаны с разными интрузиями, не обнажающимися на поверхности. Однако такое представление нам кажется необоснованным. Так, сопоставляя ассоциации минералов кварц-молибденитовых и кварц-гюбнеритовых жил, мы видим, что ряд минералов для них является общим. В частности такими общими минералами являются для них следующие минералы.

1. Флюорит розовый, встречаемый в кварц-молибденитовых жилах и в первом типе кварц-вольфрамитовых жил.

2. Берилл светлозеленых тонов. Он является своего рода «проходящим» минералом и отсутствует только в последнем этапе, т. е. в жилах роговикового кварца.

3. Блеклые руды, которые впервые появляются во втором этапе кварц-молибденитовых жил и особенно в кварц-гюбнеритовых жилах с триплитом.

4. Висмут в жилах второго этапа молибденовой минерализации фиксируется наличием очень редко встречаемого минерала — линдстремита. Более распространен последний минерал в кварц-гюбнеритовых жилах, исключая два последних этапа вольфрамовой минерализации.

Кроме того, следует учитывать: а) совпадение в пространстве молибденового и вольфрамового оруденения и б) общий температурный спад от высокотемпературных образований обоих этапов молибденовой и первого этапа собственно вольфрамовой минерализации к средне- и низкотемпературным образованиям последующих этапов вольфрамовой минерализации.

Все это вместе взятое позволяет говорить о едином магматическом очаге и единой материнской интрузии, создавшей оруденение, и даже о едином процессе всего минералообразования.

Вопросы генетической связи оруденения с интрузивными породами требуют специального рассмотрения. Но прежде чем перейти к ним, мы попробуем сопоставить отдельные этапы Джидинского месторождения с подобными этапами минерализации на других месторождениях СССР и зарубежных стран.

Выше мы указывали на наличие резкого разграничения молибденовой и вольфрамовой минерализации на Джидинском месторождении, в то время как на других месторождениях оба эти металла, как правило, наблюдаются в пределах одного и того же этапа минерализации и проявляются совместно в тесной ассоциации. Следовательно, Джидинское месторождение как бы исключение из общего правила. Вместе с тем аналогичным Джидинскому является Булуктайское месторожде-

ние, расположенное в 70 км восточнее (по прямой). Это месторождение находится в области среднего течения р. Джиды в верховьях одного из ее правых притоков — р. Булуктай, у самой границы с Монгольской Народной Республикой. Месторождение приурочено к выходу крупного гранитного интрузива, в который внедрились породы темнозеленого, почти черного цвета. Эти породы образуют типичный нэкк, имеющий в плане изометричную форму и почти вертикальные контакты. Они сильно изменены гидротермально, так что первичный состав их недостаточно ясен. Повидимому, в своем большинстве эти породы по составу отвечали лампрофирам, но среди них наблюдаются и обломки гранитов. Впоследствии все эти породы были раздроблены и в этой интенсивно трещиноватой, иногда брекчированной зоне как среди пород нэкка, так и в окружающих гранитах локализовались руды штокверкового типа, а также система крутопадающих жил северо-западного простирания.

Сходство охарактеризованного кратко Булуктайского месторождения с Джидинским состоит в следующем.

1. Резкое обособление молибденовой минерализации от вольфрамовой в самостоятельные этапы при той же последовательности их проявления (первой проявляется молибденовая минерализация, второй — вольфрамовая).

2. Проявление вольфрамового оруденения, соответствующего первому этапу собственно вольфрамовой минерализации на Джидинском месторождении. Это наиболее распространенный и единственный промышленный тип минерализации.

3. Соответствие по составу и порядку проявления жил роговикового кварца. Эти практически безрудные жилы на обоих месторождениях заканчивают рудный и вообще гидротермальный процесс.

Основное отличие Булуктайского месторождения от Джидинского в том, что этапов минерализации здесь значительно меньше.

Попытаемся теперь показать элементы сходства вольфрамовой минерализации Джидинского месторождения с другими вольфрамовыми месторождениями СССР.

Как известно, вольфрамовая минерализация на Джидинском месторождении начинается безрудным микроклиновым этапом. Такой этап минерализации известен также на Кти-Тебердинском месторождении, детально описанном А. В. Пэком и Л. И. Лукиным (1947). Здесь совершенно четко видно, как жилы, первоначально состоявшие сплошь из альбита или микроклина, замещаются кварцем с шеелитом, арсенопиритом и незначительными количествами сульфидов железа, свинца, цинка и меди. Следовательно, так называемый Кавказский тип

вольфрамовых жил, характерным представителем которого являются месторождения Кти-Теберда, Дупух, Блыб и другие, фактически представляет собой сумму по крайней мере двух этапов минерализации — первого безрудного полевошпатового и второго — кварцево-рудного. Аналогичный пример описан В. М. Поповым (1941) для месторождения Акмая (Центральный Казахстан). Им выделяются 1-й безрудный полевошпатовый этап и 2-й — кварц-вольфрамитовый. При этом отмечается совершенно ясная зависимость содержания вольфрама от степени замещения полевошпатовых жил кварцем, с которым ассоциирует вольфрамит. Подобным примером может служить также месторождение Батыс-тау (Казахстан). Иногда жилы, состоящие из кварца, полевого шпата и вольфрамита, рассматриваются как образования пегматитовые; однако согласиться с этим, очевидно, нельзя. После безрудных полевошпатовых жил иногда с бериллом следует первый, собственно вольфрамовый, этап минерализации, аналогом которого, помимо приведенного выше Булуктайского месторождения, служит месторождение Lincoln Country (США), коротко описанное Р. Ф. Kerr (1946). Кварцевые жилы этого месторождения, залегающие в монзонитах, содержат гюбнерит и немного золото-содержащего пирита и турмалина.

Выделенному нами широко развитому этапу кварц-гюбнеритовых жил с триплитом до некоторой степени аналогичны Антоновогорское, Арбуйское и Мало-соктуйское месторождения в Восточном Забайкалье и еще в большей степени Саргардонское месторождение в Средней Азии (Чаткальский хребет). Крутопадающие жилы Саргардонского месторождения, образующие две полосы северо-восточного простирания, залегают в розовых гранитах. По данным И. Н. Говорова, минерализация здесь развилась в четыре сближенных этапа. Приблизительно конечным стадиям первого этапа минерализации месторождения Саргардон соответствует этап кварц-гюбнеритовых жил с триплитом Джидинского месторождения.

Более близким аналогом следующего кварц-родохрозитового этапа вольфрамовой минерализации Джидинского месторождения является второй этап оруденения месторождения Саргардон. Помимо общего сходства в минерализации, месторождение Саргардон имеет также и ряд отличительных черт. Главной из них является тесная ассоциация молибденита и вольфрамита в пределах первого этапа. Отличие заключается также в полном отсутствии на Саргардоне берилла и в исключительно сходном минералогическом составе последних стадий первого, главного и второго этапов минерализации этого месторождения.

Из зарубежных месторождений сходны по составу с жилами первого, собственно вольфрамового, этапа Джидинского месторождения месторождение близ Товнвилла в Северной Каролине, описанное W. A. White (1945), и отчасти месторождение Jima mine в штате Айдахо (США), находящееся в Западных Кордильерах. В последнем из них, наряду с кварцем, гюбнеритом, родохрозитом и другими минералами, характерными для соответствующего этапа минерализации Джидинского месторождения, имеются также минералы, не встречающиеся на Джиде и в частности молибденит, борнит и сидерит.

Практически безрудные жилы роговикового кварца, которыми заканчивается процесс минерализации на Джидинском месторождении, проявляются в небольшом масштабе также и на месторождениях Восточного Забайкалья, Казахстана и Кавказа.

Изложенный материал достаточно убедительно показывает, что Джидинское месторождение является своеобразным типом жильных месторождений и имеет много общих собирательных черт, проявленных в ряде других месторождений СССР. Оно как бы концентрирует в себе различные этапы минерализации, из которых многие на других месторождениях отсутствуют.

Вопросы связи оруденения с определенной интрузией и глубины его формирования чрезвычайно сложны. Более того, обычно доказать достоверно генетическую связь данного рудного месторождения с той или иной интрузией не представляется возможным. Пространственная связь интрузивных пород и рудных жил, при отсутствии более молодых интрузий не является веским аргументом для бесспорного решения поставленного вопроса. Рассматривая проблему генетической связи эндогенного оруденения с интрузивными породами, нельзя не упомянуть работу Ф. И. Вольфсона (1946). Этот исследователь разбирает все известные до настоящего времени критерии для суждения о генетической связи оруденения с интрузивными породами, сущность которых сводится к следующему.

1. Пространственное совпадение рудных месторождений и интрузивных массивов или целых групп последних.

2. Совпадение во времени (в основном) образования рудных месторождений и интрузивных масс или определенных их дифференциатов.

3. Переходы в пространстве рудных месторождений в магматические породы вследствие постепенного изменения минералогического состава или зональное расположение минерализации по отношению к интрузивному телу.

4. Установленная для всего земного шара связь определенных минеральных ассоциаций со специфическими по составу группами изверженных пород.

Приведенные критерии в основном делятся на две группы: геологические и минералого-геохимические. Пользуясь ими, в некоторых случаях можно решить вопрос о генетической связи оруденения с интрузивными породами. По большей части эти критерии дают лишь косвенные указания для решения поставленного вопроса. Ф. И. Вольфсон (1946, 1947) на примере Карамазара для выявления генетической связи оруденения с интрузивными породами попытался дополнительно использовать данные по истории развития структуры района с учетом последовательности внедрения интрузий и стадий минерализации. При этих исследованиях им было установлено, что в процессе многократного внедрения многочисленных верхнепалеозойских интрузий характер и план деформации сохранялись. В то же время непосредственно перед оруденением план деформации существенно изменился. Суммируя все полученные данные, Ф. И. Вольфсон пришел к выводу, что для Карамазара нет определенных данных о связи оруденения с какой-либо определенной группой интрузивных пород, обнажающихся в районе. Вместе с тем он совершенно справедливо отмечает, что «помимо установления на основании общепринятых геологических критериев близкой возрастной связи интрузивных пород и рудных жил, для выяснения генетической связи этих образований необходимо доказать, что они формировались при одном плане деформации».

Учитывая изложенные выше критерии, мы попытаемся подойти к решению вопроса о генетической связи оруденения на Джидинском месторождении с интрузивными породами.

Первый из указанных выше критериев, а именно пространственная связь интрузива гранит-порфиров с рудными жилами (кварц-молибденитовыми и кварц-вольфрамитовыми), уже рассматривался нами выше. При этом отмечалось, что как кварц-молибденитовые, так и кварц-вольфрамитовые жилы различных этапов минерализации залегают в гранит-порфирах, т. е. оруденение моложе последних.

В пользу второго критерия, говорящего о совпадении (в основном) во времени рудной минерализации и магматических масс или определенных их дифференциатов, можно привести факт внедрения между молибденовым и вольфрамовым оруденением даек лампрофиров (керсантитов и спессартитов), являющихся дифференциатами молодых интрузий.

Новый критерий для решения вопроса о связи оруденения с определенными интрузиями, выдвинутый Ф. И. Вольфсоном (1946), требует также доказательства, что в данном районе

эллипсоид деформаций и в процессе оруденения, и при становлении массивов материнских интрузивных пород был ориентирован одинаково. В разделе, посвященном характеристике структуры месторождений, показано, что с момента внедрения молодых (юрских?) интрузий и до конечного этапа формирования рудных жил характер движений, а, соответственно, и ориентировка эллипсоида деформации оставалась постоянной. Это особенно хорошо видно при рассмотрении генезиса жил типа № 45 и 85, падающих полого в сторону интрузива. Здесь особенно четко видна повторяемость подвижек по зонам краевых надвигов, приводивших к их приоткрыванию и последовательному залечиванию их гранит-порфирами, пегматитами, аплит-порфирами и кварц-молибденитовыми жилами. Последующие срывы надвигового типа развивались параллельно этим жилам. Они явились путями проникновения растворов, отложивших кварц с гюбнеритом, как это было показано выше (см. фиг. 7, 8, 9).

Что касается третьего указанного критерия, то для его рассмотрения мы не располагаем необходимым фактическим материалом, поскольку мы не производили детального геохимического изучения руд и вмещающих пород. Но уже приведенный выше анализ других признаков генетической связи оруденения с материнскими породами позволяет заключить, что оруденение Джидинского рудного поля связано с молодыми (юрскими?) интрузиями, точнее с более глубокими частями гранит-порфирового массива.

Для решения вопроса о глубине образования Джидинского месторождения слишком мало данных. Поскольку массив, с которым связывалось оруденение, сложен гранит-порфирами, относимыми к породам гипабиссальным, считалось, что и руды, в них залегающие, образовались на относительно небольших глубинах. Такое решение вопроса представляется малоубедительным и требует дальнейшего уточнения. Установить мощность пород, залегающих над месторождением во время его формирования, невозможно, поскольку в это время, как и в дальнейшем, район характеризовался континентальными условиями развития, что совершенно исключает возможность находки галек руды или рудоносных пород в лежащих выше толщах и установление горизонтов, до которых достигали руды. К решению этого вопроса можно подойти лишь путем анализа существующих геологических материалов, касающихся способа выполнения пространства рудами, общего характера минерального состава руд и, наконец, состава магматических пород.

Представление, что гранит-порфиры являются гипабиссальными породами, разделяется не всеми петрографами. Так,

например, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1941) считает, что породы эти близки по составу к эвтектическому соотношению компонентов и структура их определяется не условиями остывания, а главным образом химическим составом. Наличие гранофировой структуры основной массы в гранит-порфирах, обнажающихся у пос. Горка, и появление подобной структуры на молибденовом участке могут рассматриваться в качестве подтверждения этому положению. Соответственно, представление о гипабиссальных условиях внедрения гранит-порфиров, на котором базировались определения глубины формирования месторождений, не является достаточно обоснованным. В то же время образование пегматитов в нашем случае (фазы С—D) большинство исследователей связывает со значительными глубинами и с особыми условиями образования в замкнутой системе. С истинно гипабиссальными интрузиями, т. е. интрузиями, обладающими всеми признаками формирования на малых глубинах, никогда пегматитов не наблюдалось. А. Е. Ферсман (1940) считает, что пегматиты образуются на глубинах между 3 и 8 км. У контактов интрузива гранит-порфиров не наблюдается явления закалки или перехода в более мелкозернистые разности, характеризующие гипабиссальные условия остывания массивов. М. А. Усов (1932) указывает на развитие в абиссальных интрузивах микроклина и отсутствие миаролитовых пустот. Эти признаки проявляются и в пределах рассматриваемого массива. Важными дополнительными критериями, указывающими на значительную глубину застывания интрузивов, служат мощный ореол контактово-метаморфизованных пород, многообразие жильных магматических отщеплений молодой интрузии и многоэтапность рудной минерализации. Очевидно, для этого были необходимы благоприятные условия дифференциации, что возможно только на достаточно больших глубинах.

Наконец, среди минералов, слагающих рудные жилы, никем не отмечались сколько-нибудь существенные количества сложных сульфосолей. Наоборот, слагающие их минералы представляют собой соединения простого состава. Исключением является лишь линдстремит, но количество его ничтожно. Не характерны для месторождения в целом и карбонаты, что тоже служит некоторым косвенным признаком достаточно большой глубины образования месторождения.

Рассмотрим теперь этот вопрос с точки зрения условий формирования структуры месторождения. Из приведенных материалов следует, что во время процесса минерализации происходили выкальвания блоков вверх вследствие тектонических импульсов снизу, вероятно связанных с поднятием магмы. Иначе говоря, более легко происходило расширение вверх, чем

в стороны. Это может быть связано со значительной нарушенностью пород до внедрения молодых интрузий, а также с сравнительно не очень большой глубиной остывания внедрившейся интрузии от прежней эрозионной поверхности (видимо, не глубже 6 км). Подтверждение этому имеется в особенностях предшествовавшего вариссийского тектогенеза, когда образовались системы широтных нарушений типа чешуйчатых надвигов, возникновение которых может быть обусловлено лишь возможностью более легкого выкалывания блоков пород вверх.

Последние факты предостерегают нас от выводов об очень большой глубине формирования рудоносного интрузива и месторождения и дают основание считать, что они образовались на средних глубинах. Очевидно, глубина эта все же значительно превышала 3 км, т. е. границу возможного образования пегматитов (А. Е. Ферсман, 1940), и, вероятно, составляла 4—5, а может быть, и 6 км относительно прежнего уровня земной поверхности.

Своеобразие Джидинского месторождения состоит еще и в том, что в процессе минералообразования здесь вклинивается этап внедрения лампрофировых даек. Очевидно, отделение рудных компонентов протекало в достаточно сложной обстановке.

Соединительным звеном между гидротермальными жилами и собственно магматическими образованиями на Джидинском месторождении служат пегматиты. Именно на такой позиции стоит А. Н. Заварицкий (1944). Этот исследователь считает, что при условии, если внешнее давление выше внутреннего давления магматического очага, магма при своей кристаллизации постепенно обогащается летучими компонентами, прежде всего водой, вплоть до образования термальных водных растворов. В таком случае выделение пегматитового процесса среди общего хода формирования рудных месторождений совершенно условно. Когда же внешнее давление меньше внутреннего (что, очевидно, характерно для гипабиссальных условий), возможно повторное (ретроградное) вскипание магмы. Выше точки кипения происходит кристаллизация из расплава, и твердая фаза находится в равновесии с расплавленной магмой. Ниже точки кипения вся магма израсходована, и выделившаяся твердая фаза находится в равновесии с газовой фазой.

Из высказанных взглядов следует, что во всех случаях минерализация протекает иногда одновременно с кристаллизацией магмы, чаще же значительно позже, из гидротермальных растворов или газовой фазы (пневматолит). Приведенный нами фактический материал по Джидинскому месторождению, а именно вклинивание этапа лампрофировых даек в рудный процесс, находится в противоречии с такими представлениями. Второе положение, вытекающее из изложенной выше теории,



сводится к тому, что всегда последними из жильных дифференциатов должны быть дайки пегматитов, за которыми следует образование рудных жил. Однако наблюдения показывают, что иногда такая последовательность не сохраняется, как это в частности отмечается и для Джидинского месторождения. Здесь пегматиты (вернее пегматоиды фазы С—D по А. Е. Ферману) образовались одними из первых. Следовательно, изложенное представление о ходе дифференциации магмы и отщеплении рудных флюидов к рассмотренному нами конкретному случаю не может быть применимо.

К совершенно иным выводам приходят В. А. Николаев (1944), Феннер (1946) и другие исследователи, которые допускают газовый перенос рудообразующих компонентов. В. А. Николаев (1944) процесс отделения рудообразующих флюидов связывает с ограниченной растворимостью воды и других составных частей магмы. В тот момент, когда происходит пересыщение магмы летучими компонентами, последние обособляются в самостоятельную фазу (ликвидируются), которая ведет себя независимо от родоначальной магмы, т. е. не находится с ней в химическом равновесии. Отщепившиеся таким образом флюиды производят изменение вмещающих пород, способствуя контактовому метаморфизму; они же могут создать и рудную минерализацию на путях своего движения. Таким образом, рассматриваемая концепция главную причину отделения летучих видит в пересыщении ими магмы, т. е. ограниченной растворимости в ней летучих компонентов и прежде всего главного из них — воды. Падение давления и температуры приводит к выделению этих летучих компонентов из магмы. Резкому изменению термодинамических условий, очевидно, в значительной мере способствует тектоническая мобильность в определенных участках земной коры. Такая система взглядов допускает возможность проявления минерализации раньше, чем кончились дифференциация и внедрение даек, связанных с остыванием магматического очага. Как нам представляется, яркое подтверждение взглядов, высказанных В. А. Николаевым, имеет место на Джидинском месторождении. Повидимому, отделение флюидов, содержащих соединения молибдена, произошло из магмы, пересыщенной летучими. Однако при этом в магматическом очаге еще не окончился процесс собственно магматической дифференциации. Н. И. Хитаров и Л. А. Иванов (1940), производившие экспериментальные работы над растворами, находящимися в области критических температур, показали, что возможен «газовый перенос» веществ. Опыты по переносу  $\text{MoO}_3$  производились над растворами сравнительно простого состава, содержащими  $\text{H}_2\text{O} \cdot \text{SiO}_2$  и молибдат натрия. При этом было установлено, что прибавление кремнекислоты

повышает, а увеличение  $\text{Na}_2\text{O}$  понижает перенос соединений молибдена. Оптимальные условия переноса были получены при слабо кислой среде. Указанные авторы полагают, что перенос молибдена происходит в виде комплексного соединения типа  $\text{SiO}_2 \cdot 12\text{MoO}_3 \cdot n\text{Na}_2\text{O} \cdot m\text{H}_2\text{O}$ . Сравнительно простой состав кварц-молибденитовых жил Джидинского месторождения и соответственно простой состав растворов заставляют считать, что здесь мог иметь место перенос такого рода. Вероятно, процесс отделения летучих компонентов из магмы и их накопление происходили в подкоровой, затвердевшей части гранит-порфиров, мощность которой была не меньше 350—400 м. Это предположение основывается на том факте, что мощность промышленного и забалансового<sup>1</sup> штокверкового оруденения несколько превышает 300 м.

Учитывая различное поведение молибдена и вольфрама, очевидно, таким процессом отделения молибдена можно объяснить резкое обособление вольфрамовой и молибденовой минерализации.

Дальнейшая дифференциация привела к образованию лампрофиров и несколько позже к концентрации на значительных глубинах гидротермальных растворов, содержащих соединения вольфрама. Процесс вольфрамовой минерализации начался проявлением этапа безрудных микроклиновых жил, содержащих редкие кристаллы берилла. Можно думать, что жилы эти образовались из щелочных растворов. Повидимому, щелочной характер последних сохранился и в последующие этапы развития собственно вольфрамовой минерализации.

Весь сложный процесс формирования месторождения в значительной степени обязан проявлению тектонических движений, создавших сложный узор различно ориентированных разломов и сильно трещиноватых участков, в которых локализовалось штокверковое оруденение.

История развития тектоники района представляет собой сложный и длительный процесс. Тщательное рассмотрение исторического развития района месторождения крайне осложняется тем, что из наиболее древних образований здесь развиты лишь осадки кембрийского возраста. Огромный промежуток времени от начала этого периода и до конца формирования месторождения может быть разделен на три крупные эпохи. Первая из них, наиболее древняя, характеризует собой период геосинклинального развития района. В это время происходило накопление осадков огромных мощностей, а также внедрение интрузивов основного и среднего состава. Конец его характе-

<sup>1</sup> Промышленными рудами считались руды с содержанием  $\text{MoO}_3$  более 0,1%, забалансовыми от 0,1 до 0,05%  $\text{MoO}_3$ .

ризуется проявлением каледонской складчатости. Вероятно, в заключительных этапах этой складчатости принимали участие и интрузивные породы (в нашем районе пироксениты и кварцевые диориты). К этой же последней фазе складчатости, когда Джидинский район причленился к платформенной области, относится образование серии разломов меридионального и в меньшей мере северо-восточного простирания, сопряженных со складчатостью. Во второй период, повидимому, соответствующий проявлению варисской складчатости, изученный нами район, как и сопредельные части северной Монголии, судя по более новым работам С. Н. Алексейчика и А. Я. Стефаненко (1947), а также А. Д. Каленова (1947), представлял краевую часть платформы. В то время как в геосинклинальных частях Монголии, расположенных непосредственно южнее Джидинского района, были образованы складки, в пределах Джидинского рудного поля возникли многочисленные дизъюнктивные нарушения. Они представлены серией разломов, вытянутых в широтном направлении и падающих преимущественно на юг и реже на север под углами 45—60°. Генетически эти разломы относятся к нарушениям сколового типа и, повидимому, являются чешуйчатыми надвигами, наложенными на ранее сформированную складчатую структуру.

Третий период формирования рудного поля относится к мезозойскому циклу развития, когда характеризуемой нами район представлял типичную платформенную область. В этот период, повидимому, в киммерийские эпохи тектогенеза, в нарушенные участки платформы внедрялись разнообразные гранитоиды. Наиболее ранними интрузиями этого периода являются кварцевые сиениты и их жильные дериваты — кварцевые сиенит-порфиры и бостониты. Последние внедрились в ранее возникшие разломы широтного, северо-западного, меридионального и северо-восточного простирания. Интрузивы гранитов, гранит-порфиров и их жильных образований относятся ко второму интрузивному циклу, предположительно юнокиммерийскому. С этими интрузиями и связано молибденовое и вольфрамовое оруденение. Как было показано выше, характер тектоники к этому моменту резко изменился, и главными тектоническими факторами оказались вертикальные импульсы, обязанные интрузивной силе самой магмы. В этот этап были созданы зоны краевых надвигов, фиксированные сложными жилами типа № 45, 85 и др., аналогичные жилам Ценского месторождения на Кавказе. К этому времени относится и возникновение серии трещин самых разнообразных простираний с крутыми углами падения, развитых в гранит-порфирах, в окружающих породах контактового ореола интрузии и в кварцевых диоритах. Зона сильно трещиноватых пород апикальной части гра-

нит-порфиров была минерализована с образованием молибденового штокверка. Неоднократно повторявшиеся тектонические импульсы снизу приводили к приоткрыванию трещин перед каждым новым внедрением дайковых пород или проникновением гидротермальных растворов различного состава в различные этапы минерализации. При этом проявлялись небольшие сбросовые подвижки по существовавшим разломам, т. е. происходило соскальзывание блоков при каждом новом импульсе. Весьма характерной особенностью последнего периода развития района является неизменное сохранение плана деформации вплоть до развития послерудных перемещений. В это время небольшие местные надвиговые подвижки (краевые надвиги) проявлялись лишь у апикальной части интрузива гранит-порфиров, что связано с местными явлениями у контактов интрузива и обязано тем же вертикальным тектоническим импульсам. Вместе с тем прерывистый и в то же время однотипный характер тектонических движений сопровождается пульсирующим проявлением в начале магматической, а затем и гидротермальной деятельности. Таким образом, развитие тектоники и проявление минерализации представляют собой взаимосвязанные и часто взаимообусловленные явления.

Приведенный фактический материал прекрасно подтверждает идеи С. С. Смирнова (1937) о пульсационном и многоэтапном характере процессов минерализации.

Джидинское месторождение характеризуется проявлением самых разнообразных трещинных структур, формирование которых происходило в ряде последовательных эпох при различных геологических условиях. Это не позволяет указать рудный объект, который в структурном отношении являлся бы полным аналогом нашему месторождению. Вместе с тем совокупность структурных, минералогических и других особенностей резко отличает его от месторождений соседних областей Монгольской Народной Республики и Восточного Забайкалья.

Исторический подход к расшифровке чрезвычайно сложной сети различно ориентированных разломов, не менее сложной картины развития трещинной тектоники, этапов минерализации и, наконец, общей геологии района и месторождения в целом позволил нам решить ряд вопросов, важных в практическом отношении и определяющих перспективы месторождения. Вместе с тем проведенные исследования дают обоснование для оценки аналогичных рудных объектов, подвергающихся разведке и эксплуатации.

Необходимо проводить и дальнейшее изучение Джидинского месторождения с целью уточнения представления о его формировании, что позволит собрать ценный материал для решения некоторых общих вопросов рудообразования.

## ЛИТЕРАТУРА

- Александров А. И. Талицкий интрузивный массив. Сов. геол., № 27, 1947.
- Алексейчик С. Н. и Стефаненко А. Я. Палеозойские отложения Монголии. Сов. геол., № 24, 1947.
- Алексейчик С. Н. и Стефаненко А. Я. Основные черты тектоники Юго-восточной Монголии. Сов. геол., № 24, 1947.
- Арсентьев А. В. Золотоносность Цакирского района. Фонды Джидинского комбината, 1929.
- Ассовский А. Н. и Ассовская В. А. Антоновогорское месторождение вольфрамита. Месторождения редких и малых металлов СССР, Изд. АН СССР, 1939.
- Афанасьев Л. М. Геологическое строение района Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения. Рукопись. Фонды ИГи АН СССР, 1945.
- Афанасьев Л. М. Новые данные о гранитоидах бассейна р. Джиды. Докл. Акад. наук СССР, нов. сер., LIII, № 7, 1946.
- Бесова М. В., Буткевич Т. В. Джидинское вольфрамовое месторождение. Рукопись, ВГФ, 1938.
- Бесова М. В. Геология и минералогия Джидинского вольфрамового месторождения. Месторождения редких и малых металлов СССР, т. I, Изд. АН СССР, 1939.
- Бетехтин А. Г. Классификация структур и текстур руд. Изв. Акад. наук СССР, № 1 и 2, 1937.
- White, W. A. Tungsten deposit near Townsville, North Carolina. Amer. Min., 1945, v. 30, N 3—4.
- Вольфсон Ф. И. Структура и генезис полиметаллических месторождений юго-западного Карамазара. Изд. АН СССР, 1952.
- Вольфсон Ф. И. Изменение плана деформации в процессе развития структуры Западного Карамазара. Горно-геол. сборник. Тр. Минцветметзолото, № 13, 1947.
- Грейтон Л., Феннер и др. Природа рудообразующего флюида (статья Грейтона и дискуссия по ней). Пер. с англ. Госгеолиздат, 1946.
- Дроздов М. Д. Белухинское месторождение вольфрамита. Месторождения редких и малых металлов СССР, т. I, Изд. АН СССР, 1939.
- Дружинин А. В. Структура рудного поля и вещественный состав рудных тел Давендинского месторождения. Рукопись. Фонды МИЦМИЗ, 1949.
- Зотов П. П. Джидинское вольфрамовое месторождение. Рукопись. ВГФ, 1936.
- Кайзер А. О. Геология и рудоносность Чаткальских гор (очерк по материалам о металлогении Западного Тяньшаня). Изд. Ком. наук Узб. ССР. Сектор геол.-мин. ресурсов, Ташкент, 1937.
- Кайзер А. О. Вольфрам. В кн. Материалы к I съезду ученых Узбекистана, Ташкент, 1937.

- Каленов А. Д. Новые данные о гранитоидах Северо-Восточной Монголии. Докл. АН СССР, сер. геол., т. VIII, № 5, 1947.
- Ke-chin Hsu. Tungsten deposits of Southern Kiangsi, China Econ. Geol., 6, 1943.
- Куплетский Б. М. Количественно-минералогическая классификация лампрофиров и их генезис. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., № 5, 1944.
- Кушнарев И. П. К характеристике диагностических признаков линдстремита. Тр. Минцветметзолото, № 20, 1950.
- Кушнарев И. П. Первомайское молибдено-вольфрамовое месторождение. Рукопись, Фонды Джидинского комбината, 1942.
- Кушнарев И. П. Тектоника рудного поля Джидинского месторождения. Рукопись, Фонды Джидинского комбината, 1944.
- Кушнарев И. П. Краткое геологическое описание Первомайского молибденового месторождения. Рукопись, Фонды Джидинского комбината, 1944.
- Левичкий О. Д. Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья. Месторождения редких и малых металлов, т. II, Изд. АН СССР, 1939.
- Лукин Л. И. Некоторые особенности структуры вольфрам-молибденовых месторождений Северного Прибалхашья. Рукопись, Фонды ВИМС, 1944.
- Молчанов И. А. Геометрический анализ поступательных дизъюнктивов. Маркшейдерский сборник, т. III, Изд. Зап.-Сиб. геол. треста, Томск, 1935.
- Нагибина М. С. и Лучицкий И. В. О структурном расчленении Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1948.
- Надирадзе В. Р., Твалчрелидзе Г. А. Ноцарское вольфрамовое месторождение. Сов. геол., № 4, 1940.
- Налетов П. И., Шалаев К. А., Деуля Т. Т. Геология Джидинского рудного района. Тр. Вост.-Сиб. геол. упр., ОГИЗ, 1941.
- Николаев В. А. О процессе отделения летучих соединений магмы. Изв. Акад. наук СССР, № 5, 1944.
- Обручев С. В. Основные черты тектоники и стратиграфии Восточного Саяна. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., № 5—6, 1942.
- Осипов А. С. Новые вольфрамовые месторождения Прибалхашья (Казахстан). Сов. геол., № 8, 1939.
- Пилипенко П. П. Скарны и оруденение. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та ГОНТИ НКПТ, т. 13, 1939.
- Пинус Г. В. Геологическое строение Акчатауского вольфрамового месторождения. Сов. геол., № 3, 1940.
- Попов В. М. Вольфрамовое месторождение Акмая (Центральный Казахстан). Сов. геол., № 5, 1941.
- Пэк А. В. и Лукин Л. И. Структура и генезис месторождения Кти-Теберда. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 84, сер. петр., 1947.
- Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. Изд. АН СССР, 1938.
- Смирнов С. С. акад. Об олово-вольфрамовом оруденении Востока СССР. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., № 6, 1945.
- Смирнов С. С. акад. Заметки по некоторым вопросам учения о рудных месторождениях. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., № 3, 1946.
- Смирнов С. С. акад. О Тихоокеанском рудном поясе. Изв. Акад. наук СССР, сер., геол., № 2, 1946.
- Smith F. G. Transport and deposition of the non sulfide vein minerals. Econ. Geol., N 1, 1946.
- Смольянинов Н. А. Генетические типы вольфрамовых месторождений СССР (тезисы). Тр. 17 сессии Междунар. геол. конгресса, т. 5, 1940.
- Смольянинов Н. А. Линдстремит. Минералы СССР. Изд. АН СССР, т. II, 1940.

- Смольянинов Н. А. Особенности минералогии Джидинского месторождения Бурят-Монгольской АССР. Тр. ИГН АН СССР, вып. 39, № 8, мин.-геохим. сер., 1940.
- Спейт Ю. А. Отчет о результатах геологической съемки в районе Джидинского вольфрамового месторождения в 1936 г. Рукопись, Геол. фонды Джидинского комбината, 1937.
- Спейт Ю. А. Геологическое строение Джидинского вольфрамового месторождения. Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, № 4, 1937.
- Спейт Ю. А. Джидинское вольфрамовое месторождение. Рукопись, ВГФ, 1938.
- Стрелкин М. Ф. и Дуброва И. В. Минералы рудных жил месторождений Западной и Центральной Калбы. Рукопись, Фонды ИГН АН СССР, 1942.
- Суражский Д. Я. Структурно-генетические типы коренных месторождений вольфрама. Рукопись (Кандидатская диссертация) ВГФ, 1942.
- Суражский Д. Я., Хрущов Н. А., Нефедов Н. К. и Кушнарев И. П. Материалы к подсчету запасов Джидинского вольфрамомолибденового месторождения по состоянию на 1/1 1944 г. ВГФ, 1944.
- Ферсман А. Е. акад. Геохимия, т. IV. Госхимиздат, 1939.
- Ферсман А. Е. акад. Пегматиты. Изд. АН СССР, 1940.
- Хасин Р. А. Киммерийские граниты Восточной Монголии. Сов. геол., № 24, 1947.
- Хитаров Н. И. и Иванов Л. А. Экспериментальные данные по характеристике водных растворов в области критических температур. Тр. 17 сессии Междунар. геол. конгресса, т. 5, 1940.
- Хрущов Н. А. Генетические типы вольфрамовых месторождений СССР (тезисы). Тр. 17 сессии Междунар. геол. конгресса. Изд. АН СССР, т. 5, 1940.
- Цейклин И. С. Колыванское вольфрамовое месторождение. Месторождения редких и малых металлов СССР. Изд. АН СССР, 1939.
- Чичинадзе К. И. Металлогения горной Рачи и Сванетии. Изд. АН СССР, 1945.
- Щербakov Д. И. Высокотемпературные рудные формации Центрального Кавказа. В кн. Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. Изд. АН СССР, 1945.
- Emmons W. H. Relation of metalliferous Lode systems to igneous intrusions. Trans of A.J.M.M.E., v. LXXIV, 1926.
- Ячевский Д. А. Предварительный отчет об исследовании в местности, прилегающей к южной части Байкала. Геол. исслед. и работы по линии Сиб. ж. д., вып. 7, 1898.

---

---

## СОДЕРЖАНИЕ

Введение . . . . .	3
Общие сведения и история изучения района Джидинского месторождения . . . . .	5
Основные черты геологического строения бассейна р. Джиды . . . . .	9
Краткие сведения о рудоносности и разведанности Джидинского рудного поля . . . . .	18
Геологическое строение района месторождения . . . . .	21
Очерк геологической истории района . . . . .	49
Особенности минерализации Джидинского месторождения . . . . .	54
Структура рудного поля Джидинского месторождения . . . . .	97
Практические результаты изучения структуры рудного поля . . . . .	114
Генезис . . . . .	118
Литература . . . . .	138



Подписано к печати 31/VIII 1954 г.  
Формат бум. 60×92<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бум. л. 4,5. Печ. л. 9+5 вкл.  
Уч.-изд. л. 8,9+1,3 вкл. Зак. 41с.

### ИСПРАВЛЕНИЯ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
13	13 сн.	контакта ее с породами.	контакта ее с другими породами.
26	1 св.	Порфириновые псевдо- сланцы	Порфиновые псевдо- сланцы
52	17 св.	от месторождения Баянгол,	от Джидинского место- рождения (уроч. Баянгол),
77	16 св.	и в жиле № 46,	и в жиле № 246
104	8 сн.	№ 5, 26	№ 26
107	1 сн.	жилы № 20,	жилы № 240,

5473