

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Выпуск 162

**ВОПРОСЫ
ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУР
РУДНЫХ ПОЛЕЙ
И МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК ССР
МОСКВА

1955

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Выпуск 162

СЕРИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (№ 17). 1955

**ВОПРОСЫ
ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУР
РУДНЫХ ПОЛЕЙ
И МЕСТОРОЖДЕНИЙ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1955

Главный редактор
академик А. Г. Бетехтин

Ответственный редактор
Л. И. Лукин

ПРЕДИСЛОВИЕ

В свете исторических решений XIX съезда КПСС, поставившего перед советскими геологами большие задачи по дальнейшему расширению минерально-сырьевой базы для нашей промышленности, особенно большое значение приобретает изучение закономерностей размещения полезных ископаемых. Весьма важно также изучение закономерностей распределения оруденения в пределах рудных полей и отдельных месторождений в зависимости от тектонических элементов, состава вмещающих пород и других факторов, влияющих на локализацию руд. Практика исследований показывает, что успех геологоразведочных работ во многом зависит от того, насколько правильно расшифрована геологическая история процессов, в результате которых образовались рудные месторождения.

Следует заметить, что еще далеко не все геологи осознали важность этих структурных исследований. В существенной мере это обусловлено отсутствием руководств по методам изучения структур рудовосных площадей. Настоящий сборник статей, хотя и не восполняет этого пробела в нашей литературе, но все же затрагивает вопросы, которые, как мы надеемся, пробудят более широкий интерес к изучению геологических структур рудных полей и месторождений.

В большинстве публикуемых статей характеризуются особенности развития структур отдельных рудных полей. Ряд работ посвящен применению микроструктурного анализа к изучению структур рудных полей. На примерах показано, что этот метод помогает расшифровывать ряд сложных явлений, которые не находят удовлетворительного объяснения при обычных геологических исследованиях. В других статьях изложены результаты изучения рудоносных разломов и закономерностей в расположении трещин оперения. Данные изучения показывают, что природные явления значительно сложнее, чем данные эксперимента, и что представление об эллипсоиде деформации при изучении структур рудных полей имеет вспомогательное значение.

Вместе с тем некоторые положения в этих статьях носят дискуссионный характер. Так, например, большинство авторов к числу «дорудных» трещин и подвижек относит также и те, которые образовались одновременно с движением гидротермальных растворов, отложивших минеральные вещества (в первую стадию минерализации). Между тем, если подходить к расшифровке развития тектонических процессов в исторической последовательности, следовало бы различать собственно дорудные нарушения от тех, возникновение которых вызывало движение гидротерм и выполнение трещинных полостей минеральными веществами. С. С. Смирнов, как известно, особенно подчеркивал тесную связь циркуляции растворов со «вспышками трещинообразования». Поэтому при дальнейших исследованиях необходимо уделить особое внимание выявлению критериев, которые позволили бы отличать ранние, собственно дорудные трещины

от систем трещин, возникших одновременно с движением гидротермальных растворов.

Было бы также неправильным принимать на веру утверждение, что гидротермальное изменение боковых пород происходит в раннюю (дорудную) стадию минерализации. Согласно современным исследованиям это изменение может иметь место одновременно с рудоотложением (в связи с совершающимися химическими реакциями) и даже в конце данной стадии минерализации.

Приведенные замечания, конечно, не умаляют многих бесспорных достижений авторов публикуемых статей. Они должны лишь заострить внимание исследователей структур рудных месторождений и полей на тех природных явлениях, которые до сих пор изучены в недостаточной степени. Надо надеяться, что те весьма важные вопросы, которые затронуты в этом сборнике, вызовут обсуждение в нашей печати и тем самым помогут дальнейшему развитию теории рудообразования.

А. Бетехтин

Ф. И. ВОЛЬФОН

**НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ****ВВЕДЕНИЕ**

До революции и в первое десятилетие Советской власти вопрос о закономерностях размещения эндогенных месторождений в связи с тектоническими структурами ставился лишь в самом общем виде. Обычно указывалось, что эти месторождения проявляются в местах развития древней вулканической деятельности, преимущественно в геосинклинальных областях. Основное внимание при изучении эндогенных месторождений обращалось на выяснение закономерностей размещения оруденения по отношению к отдельным интрузивным массивам, которые признавались материнскими.

Правда, в работах крупнейших русских геологов (Н. К. Высочкого, П. П. Пилипенко и др.) имелись указания, что в некоторых рудных районах наблюдается линейная вытянутость месторождений, которая объяснялась контролем оруденения крупными тектоническими нарушениями. Однако детальным исследованиям этот вопрос не подвергался. Зарубежные геологи (Спёрр, Вагнер, Локк, Биллингслей, Шмитт и др.), наблюдавшие линейную вытянутость месторождений в отдельных рудных районах и провинциях, высказывали соображение о наличии скрытых поясов вдоль гипотетических разломов в фундаменте складчатых областей, которые влияют на распределение оруденения в этих провинциях.

К идеям Спёрра, Вагнера и других, в вопросе о гипотетических поясах и глубинных разломах, подавляющее большинство советских геологов отнеслось критически и в своих работах такого рода поясов они не выдвигают.

Отечественные геологи, начиная с первой предвоенной пятилетки и до последнего времени, во всех рудоносных районах ведут детальные наблюдения над действительно наблюдаемыми связями оруденения с конкретными региональными тектоническими нарушениями. Большое значение в этом отношении имеют исследования, проведенные в первой предвоенной пятилетке А. Е. Ферсманом и С. С. Смирновым, впервые наметившими рудные пояса и зоны, вытягивающиеся соответственно определенным тектоническим структурам. Наблюдения этих крупнейших советских исследователей о приуроченности эндогенных месторождений к поясам подтвердились при детальном изучении металлогении большинства рудных районов, проводившемся в предвоенные пятилетки. Многими советскими геологами и прежде всего С. С. Смирновым, А. Н. За-

варицким, М. А. Усовым, И. Ф. Григорьевым, Д. И. Щербаковым, Ю. А. Билибиным, Ар. А. Ивановым, Н. Г. Кассиным, В. П. Нехорошевым, К. И. Сатпаевым, В. М. Крейтером, Л. А. Варданянцем, В. Г. Грушевым, В. Н. Котляром, Б. Н. Наследовым, Ф. И. Вольфсоном, В. И. Смирновым, О. Д. Левицким, В. А. Цареградским и другими было показано, что почти во всех изученных рудных районах, находящихся в складчатых областях Советского Союза, эндогенное оруденение размещается в пределах определенных рудных поясов, вытягивающихся нередко на значительном расстоянии и несущих руды тех или иных металлов. При этом выяснилось, что в одном случае положение рудных поясов контролируется выходами активных рудоносных интрузий, обнажающихся в пределах крупных антиклинальных поднятий, тогда как в другом — оруденение, линейно вытянутое вдоль определенных поясов и зон, контролируется тектоническими нарушениями регионального значения, сопровождаемыми выходами массивов малых интрузий или лишенными их. Иногда основное значение в распределении оруденения приобретают определенные горизонты пород с благоприятным для рудоотложения литологическим составом.

Поисковые работы, базирующиеся на указанных закономерностях, приводили к исключительно важным открытиям и вызывали необходимость в постановке еще более детальных исследований для раскрытия новых закономерностей контроля оруденения геологическими структурами.

В этом отношении исключительно большие успехи достигнуты в период Великой Отечественной войны и особенно в послевоенные годы благодаря работам большого коллектива геологов научно-исследовательских организаций и промышленности. Металлогенические исследования вылились в новое большое направление в учении о рудных месторождениях, изучающее закономерности распределения оруденения во времени и пространстве в зависимости от геологического строения рудоносных районов и провинций, тяготеющих к определенным частям геосинклиналей и платформ.

В развитии этого направления особое значение приобрели работы отдела металлогении ВСЕГЕИ, организованные Ю. А. Билибиным, а также работы, проводимые в ИГН АН СССР, в научно-исследовательских геологических институтах Академий наук союзных республик, в районных геологических управлениях и в геологоразведочных вузах.

В результате проведенных многочисленных исследований выяснено, что рудные пояса определенных минеральных комплексов возникают в один из этапов формирования геосинклинали. Наряду с этим установлено, что оруденение, концентрирующееся в пределах каждого рудного пояса, вытягивается вдоль конкретных структурно-фациальных зон, отличающихся друг от друга по характеру геологического развития, режиму осадконакопления и проявлениям магматизма. Ниже мы остановимся на общей характеристике различных поясов и зон и попытаемся выяснить благоприятные участки для проявления в них рудных полей эндогенных месторождений различных генетических типов.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНЫХ ПОЯСОВ И ЗОН

При рассмотрении рудных поясов и зон следует различать региональные рудные пояса, прослеживающиеся вдоль громадных складчатых областей и дающие лишь первое, самое общее представление о металлоносности этих областей, и рудные пояса, прослеживающиеся в определенных рудных районах и несущие оруденение тех или иных металлов.

К первому типу относится, например, огромный Монголо-Охотский

пояс, намеченный А. Е. Ферсманом, в значительной степени совпадающий с целой геосинклинальной областью, в пределах которой в дальнейшем были открыты разнообразные месторождения многих металлов. Еще большие площади охватывает намеченный С. С. Смирновым (1946) Тихоокеанский пояс, который в первом приближении дает возможность выяснить общие закономерности пространственного размещения рудных месторождений в молодых складчатых областях, тяготеющих к Тихоокеанскому побережью. С. С. Смирнов в пределах этого пояса выделил две зоны, характеризующиеся различной металлогенией: внутреннюю, существенно медную, расположенную непосредственно близ океана, и внешнюю — олово-вольфрамовую, окаймляющую первую со стороны континента.

Ко второму типу поясов относятся, например, Южно-Ферганский сурьмяно-ртутный пояс А. Е. Ферсмана и Д. И. Щербакова и полиметаллический, редкометалльный и золоторудный пояса востока СССР, очерченные С. С. Смирновым (1944).

В отличие от региональных рудных поясов, на характеристике которых мы не будем останавливаться, рудные пояса, намеченные советскими геологами в различных рудных районах, представляют собой те конкретные площади, в пределах которых поисковые работы приводят к открытию целого ряда новых месторождений различных металлов.

Суммируя имеющиеся наблюдения о пространственном размещении металлических месторождений во всех главных рудных районах, можно говорить об определенной эмпирической закономерности, выраженной в развитии эндогенного оруденения в подавляющем большинстве рудных районов в пределах строго очерченных поясов.

Судя по многочисленным наблюдениям, рудные пояса, при ширине в несколько десятков километров (до 100 км), вытянуты преимущественно параллельно осям крупных складок или региональным тектоническим нарушениям на протяжении многих десятков километров (иногда на 700—800 и до 1000 км и более). Наряду с такими широкими поясами, в пределах которых развито оруденение одного или нескольких металлов, в некоторых случаях рудные месторождения вытягиваются в виде строго очерченной зоны шириной не более 1,5—2 км или прослеживаются в пределах прямолинейной узкой полосы, не превышающей по ширине двухсот или даже ста метров и следующей вдоль определенного тектонического нарушения. Такие рудные зоны, несущие преимущественно монометальное оруденение, также протягиваются на значительном протяжении, измеряемом сотнями километров. В некоторых случаях внутри очерчиваемых более широких рудных поясов удается проследить одну или несколько протяженных рудоносных зон. Внутри же всего рудного пояса минерализация частью прослеживается на значительном расстоянии вдоль отдельных зон, частью проявляется спорадически в пределах отдельных рудных площадей, где наблюдается одно или несколько металлических месторождений, образующих рудное поле.

Во многих рудных поясах вовсе не наблюдается протяженных рудных зон, а оруденение концентрируется лишь в виде отдельных рудных полей, появляющихся в конкретных участках этих поясов, характеризующихся присущими им определенными структурными особенностями, которые будут рассмотрены ниже.

Развитие оруденения внутри поясов и зон характерно для эндогенных месторождений всех генетических типов, в том числе для пегматитов, магматических, контактово-метасоматических и гидротермальных месторождений всех классов, независимо от времени их возникновения. Однако наиболее отчетливо поясовое распределение оруденения проявляется у гидротермальных месторождений.

Как правило, рудные пояса вытянуты параллельно друг другу. Однако в некоторых случаях на общем фоне развития параллельных рудных поясов отдельные из них оказываются ориентированными под косым углом к общему простиранию, в результате чего на небольших интервалах, в местах скрещения двух поясов, наблюдается сложное полиметальное оруденение, присущее различным генетическим типам месторождений.

Такие косо ориентированные к общему простиранию пояса обычно оказываются разновозрастными по отношению к другим, параллельно расположенным рудным поясам данного района.

Если попытаться разделить рудные пояса в соответствии с расположенными внутри их металлическими месторождениями полезных ископаемых по генетическим группам или по определенным геохимическим ассоциациям, то прежде всего следует выделить пояса, несущие собственно магматические месторождения хрома, платины, титана и ванадия в геосинклинальных областях, а также медно-никелевое и платиновое оруденение на платформах и щитах.

В некоторых рудных районах также отчетливо выделяются рудные пояса, вдоль которых вытягиваются месторождения гранитных пегматитов различных типов. Однако во многих случаях в таких рудных поясах проявляется и редкометальное высокотемпературное пневматолитовое или гидротермальное оруденение олова, вольфрама и молибдена, генетически связанное с интрузивами кислых и ультракислых пород. Характеризуемое редкометальное оруденение часто образует и самостоятельные рудные пояса, в пределах которых, наряду с вольфрамовым, оловянным и молибденовым оруденением, иногда отмечаются также арсенопиритовые и висмутовые рудопроявления. В одних районах оруденение всех упомянутых металлов развивается совместно, в других же наблюдается пространственное обособление оловянного, вольфрамового и, особенно, молибденового оруденения. В этих случаях оруденение каждого из отмеченных металлов протягивается в виде отдельных зон внутри общего рудного пояса. Молибденовые месторождения чаще других заключены внутри самостоятельных рудных поясов и представлены кварцево-молибденовыми жилами. Иногда также проявляется своеобразная ассоциация молибденового и золотого оруденения кварцево-золоторудной формации, либо молибденового и медного, с развитием комплексных молибденово-медных месторождений.

Однако чаще золотое оруденение золото-кварцевой формации образует самостоятельные рудные пояса, нередко продолжающиеся на значительном протяжении по простиранию. То же относится к медному оруденению и прежде всего к медно-колчеданному, которое в ряде рудных районов развивается в пределах строго очерченных рудных поясов, прослеживающихся на протяжении многих сотен километров.

Медно-пирротинное оруденение в некоторых районах образует узкие рудные зоны, иногда протяженностью во много сотен километров.

С особой отчетливостью в большинстве рудных районов, несущих эндогенное оруденение, развиты пояса, включающие гидротермальные свинцово-цинковые месторождения, нередко сопровождающиеся баритовыми, сидеритовыми, магнезитовыми и другими низкотемпературными гидротермальными образованиями. Со свинцово-цинковыми рудными поясами часто граничат сурьмяно-ртутные или сурьмяные рудные пояса, внутри которых иногда вытягиваются зоны с реальгаро-аурипигментовым и реальгаро-киноварным оруденениями.

Мы пока не знаем сколько-нибудь выдержанных рудных поясов, несущих гидротермальное кобальтовое и никелевое оруденение, хотя кобальт в некоторых районах имеет региональное распространение. Месторождения же всех остальных редких металлов, формирующиеся в гидро-

термальных условиях, обычно размещаются в пределах хорошо очерчивающихся рудных поясов.

Четко выраженной закономерности в относительном расположении рудных поясов, несущих оруденение определенного геохимического комплекса, не наблюдается. Во многих рудных районах в средней их части протягиваются пояса, несущие редкометалльное оруденение кварцево-касситеритовой и кварцево-вольфрамитовой формации, которые обрамляются, с одной стороны, свинцово-цинковым, а с другой, — золото-молибденовым поясом. В других районах золотое оруденение образует самостоятельный рудный пояс, занимающий краевое положение. Параллельно ему следует редкометалльный пояс, характеризующийся развитием оловянного, частью вольфрамового оруденения, связанного с кварцевыми жилами, грейзеновыми штокверками, а иногда и с пегматитами. В последнем случае, нередко в редкометалльном поясе, проявляется своя, ему присущая, внутренняя зональность, чаще всего выражающаяся в приуроченности редкометалльных пегматитов к центральным частям крупных гранитных массивов. Зона пегматитового оруденения сменяется параллельно обрамляющими ее с двух сторон зонами кварцево-касситеритового, затем кварцево-касситеритово-вольфрамитового и вольфрамитового оруденений.

Редкометалльный пояс при движении вкост простирания структур района сменяется свинцово-цинковым поясом, а затем молибденово-вольфрамитовым. В этом случае свинцово-цинковый пояс может оказаться отделенным от обрамляющих его с двух сторон редкометалльных поясов зонами развития тектонических нарушений.

Помимо отмеченных рудных поясов, в некоторых районах установлены пояса развития медно-колчеданного, сурьмяно-ртутного оруденений, медных, магнетитовых и других рудопроявлений, связанных со скарнами, а также, как уже отмечалось, хромитового, платинового, титано-магнетитового и других оруденений, генетически связанных с интрузивами основных и ультраосновных пород. Опыт изучения отдельных рудных районов показывает, что медно-колчеданное, скарное, а также собственно магматическое оруденения тяготеют к срединным зонам складчатых областей, в то время как сурьмяно-ртутное располагается в их краевых частях. Однако и в последнем случае сурьмяно-ртутные рудные пояса обрамляются с внешней стороны свинцово-цинковыми рудными поясами, развитыми на границе складчатых областей и платформ или даже в краевых частях последних. В этом случае проявляется низкотемпературное свинцово-цинковое оруденение в известняках, наряду с которым развиты сидеритовые, баритовые, флюоритовые, магнезитовые и другие низкотемпературные минеральные образования.

Геологическое строение рудных поясов, несущих оруденение определенного геохимического комплекса, имеет сходные черты в большинстве рудных районов. В частности, в пределах развития редкометалльных поясов, несущих оловянное и вольфрамовое оруденения, наблюдаются преимущественно мощные сланцевые толщи, прорванные крупными массивами гранитов. Медно-колчеданные рудные пояса слагаются эффузивными образованиями и их туфами, прорванными породами дайковой фации кислого и основного состава, и в ряде случаев подвергнутыми интенсивному рассланцеванию вдоль тектонических зон. Свинцово-цинковые рудные пояса и, в частности, те из них, которые несут среднетемпературное полиметаллическое или свинцово-цинковое оруденение, связанное со скарнами, обычно сложены толщами кислых, реже основных эффузивов, перемежающихся с туфами и сланцами, либо известняковыми толщами, в ряде районов перекрытыми эффузивными образованиями. Практически во всех свинцово-цинковых рудных поясах эти толщи раз-

биты крупными тектоническими нарушениями и прорваны штоками и дайками гранит-порфиров и других кислых пород, а также дайками диабазовых порфиритов.

Сурьмяно-ртутные рудные пояса обычно слагаются известняками, перемежающимися со сланцами, интенсивно дислоцированными и расчлененными серийной тектоническими нарушений типа надвигов, как правило, ориентированных параллельно осям складок. Из интрузивных образований среди этих рудных поясов, как и среди рудных поясов, несущих низкотемпературное свинцово-цинковое оруденение, имеются лишь дайки диабазовых порфиритов.

Характерной особенностью всех рассмотренных рудных поясов является то, что оруденение, развитое вдоль них, распространяется не по всему их протяжению, а появляется лишь в пределах отдельных рудных полей или узлов, разделенных значительными безрудными промежутками. В связи с этим исключительно важное значение приобретает выявление структурных закономерностей размещения рудных полей месторождений различных генетических типов в пределах отдельных рудных поясов. Некоторые из подмеченных закономерностей излагаются нами ниже.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ РУДНЫХ ПОЛЕЙ ВНУТРИ РУДНЫХ ПОЯСОВ И ЗОН

В целях более детального выявления закономерностей размещения рудных полей внутри рудных поясов и зон мы последовательно рассмотрим этот вопрос для магматических, пегматитовых, высокотемпературных месторождений, связанных со скарнами и грейзенами, а также для всей группы гидротермальных месторождений.

Закономерности размещения рудных полей собственно магматических месторождений

Для рудных полей собственно магматических месторождений наиболее подходит определение, предложенное А. Г. Бетехтиным (1939). Как известно, этот автор в понятие «рудное поле» включает всю совокупность месторождений, генетически связанных с каким-либо массивом изверженных пород, вскрытым на поверхности или залегающим близ нее. Соответственно этому установление закономерностей размещения рудных полей собственно магматических месторождений в основном сводится к выявлению всех элементов геологического строения, которые способствуют внедрению магматических расплавов именно на данной конкретной площади и которые благоприятно влияют на ход кристаллизации этих расплавов, на отщепление от них рудных фракций и образование отдельных рудоносных участков и всего рудного поля в целом.

Очевидно, что для магматических массивов, приуроченных к геосинклинальным областям и подвергшихся при своем становлении воздействию интенсивных орогенических движений, эти элементы будут иными, чем для массивов, сформировавшихся в краевых частях платформ и щитов. Поэтому представляется правильным закономерности размещения магматических месторождений рассмотреть отдельно для тех и других.

Собственно магматические месторождения в геосинклинальных областях возникают в связи с кристаллизацией основных и ультраосновных магм. Согласно представлениям Ю. А. Билибина (1948), В. В. Белоусова (1954), И. Г. Магакьяна (1952) и других исследователей внедрение этих магм происходит в ранние этапы развития геосинклиналей.

Опыт изучения основных и ультраосновных массивов, находящихся в различных геосинклинальных областях, позволяет выделить среди них

не менее трех типов. К первому из них относятся вытянутые массивы, образующие в совокупности узкие пояса, прослеживающиеся вдоль крупных тектонических нарушений на значительном протяжении, иногда измеряемом сотнями километров. Ко второму типу относятся одиночные, довольно крупные массивы, преимущественно ультраосновных пород, залегающие среди осадочных и интрузивных образований и участвовавшие совместно с последними в складчатости. К третьему типу относятся одиночные небольшие массивы основных и ультраосновных пород, обычно вытянутые вдоль определенных направлений и залегающие среди древних гнейсов и кристаллических сланцев, иногда переслаивающихся с мраморами.

В зависимости от состава материнских интрузивов и их геологической структуры образуются магматические месторождения различного состава и проявляются разные закономерности размещения рудных полей. С ультраосновными интрузивами, вытягиваемыми в виде поясов среди геосинклинальных зон, генетически связаны месторождения платины и хрома. Рудные поля этих металлов образуют пояса, прослеживающиеся соответственно положению массивов материнских пород. С основными интрузивами, обнажающимися в этих же поясах, генетически связаны также месторождения титаномагнетита, образующие зоны вкрапленников и небольшие скопления сплошных руд, сложенных титаномагнетитом в ассоциации с борнитом, халькопиритом и апатитом.

Среди отмеченных поясов распространения основных и ультраосновных интрузивов обнажаются отдельные выходы дунитов, залегающих как бы в виде своеобразных ядер, окруженных полосами пироксенитов и перидотитов. Хромитовые и платиновые рудные поля приурочиваются к отмеченным дунитовым ядрам. В меньшей степени минерализованы пироксениты. Исследования А. Г. Бетехтина показали, что в тех случаях, когда наблюдается развитие дунитовых участков в гарцбургитовом комплексе, хромитовое оруденение проявляется только в обособлениях дунитов и хромитовые рудные тела вытягиваются в соответствии с простиранием последних. Эта закономерность имеет решающее значение в пространственном размещении хромитовых рудных полей и должна учитываться в первую очередь при поисках месторождений.

Что же касается титаномагнетитового оруденения, развитого в ассоциации с апатитом, борнитом и халькопиритом и генетически связанного с массивами габбро, то, в соответствии с исследованиями С. А. Кашина, оно тяготеет к меланократовым разностям габбро, а также к небольшим участкам пироксенитов, встречающихся в этих породах. В пироксенитах размещаются сплошные скопления титаномагнетитов, отличающихся от вкрапленных руд в габбро относительно меньшим содержанием ванадия и почти полным отсутствием медных минералов. Характерно, что рудоносные разновидности габбро располагаются в висячем боку интрузива и в его апикальных частях.

Массивы второго выделенного нами типа основных и ультраосновных пород отвечают по составу породам дунитово-гарцбургитового комплекса. С этими породами пространственно и генетически связаны хромитовые месторождения. Согласно исследованиям Г. А. Соколова, Н. В. Павлова и В. П. Логинова, в размещении хромитовых рудных полей выявляется определенная закономерность, выраженная в приуроченности рудных участков, имеющих в горизонтальном сечении форму вытянутых полос, к сводовым частям массива. Для хромитовых рудных полей и отдельных месторождений, находящихся среди полосчатых гарцбургитов, согласно А. Г. Бетехтину, наблюдается приуроченность хромитового оруденения к дунитовым полосам, развитым среди гарцбургитов. Рудные тела в большинстве случаев ориентированы параллельно первичной стратификации

интрузивов. Руды этих месторождений характеризуются низким содержанием хрома в хромшпинелидах. Месторождения хромитовых руд, развитые в этом же массиве, но приуроченные к участкам сплошных дунитов, залегают примерно на глубине 50 м от контакта их с вышележащим дунитово-гардбургитовым комплексом. Такие руды характеризуются высоким содержанием хрома в хромшпинелидах и залегают преимущественно в форме пологих рудных залежей, в общем ориентируясь параллельно элементам первичной стратификации вмещающих пород.

С одиночными интрузивами габбро, залегающими среди древних кристаллических сланцев и мраморов, находятся в генетической связи рудные поля титаномагнетитов. В перидотитовых массивах, залегающих в такой же геологической обстановке, размещаются рудные поля хромитовых месторождений.

Согласно исследованиям А. В. Пэка и И. И. Малышева, сами габбровые интрузивы, несущие титаномагнетитовое оруденение, приурочиваются к участкам резкого изменения простирания складок с меридионального на северо-восточное. Как будет показано ниже, такая же закономерность наблюдалась А. Н. Заварицким в размещении некоторых интрузивов щелочных пород, с которыми связаны поля щелочных пегматитов.

Для одиночных массивов габбро, содержащих титаномагнетитовое оруденение, характерна дайкообразная форма. Они внедрились в надвиги, ориентированные параллельно осям складок и падающие под углом 45° к горизонту. Титаномагнетиты развиваются в виде рудных жил, залегающих внутри габбро и приуроченных к сколовым трещинам, ориентированным параллельно главному тектоническому нарушению. Можно предполагать, что такие надвиги возникли после остывания габбрового массива на достаточно большую глубину, а относительно небольшие размеры таких массивов, залегающих в несколько более пластичных вмещающих породах, способствовали возникновению в них трещин, заполненных рудными жилами.

Хромитовые гистеромагматические месторождения, приуроченные к относительно небольшим одиночным интрузивам перидотитов, хотя и не контролируются так отчетливо трещинами как титаномагнетиты, но часто приобретают жилообразную форму и крутое падение, не характерные для хромитовых залежей, встречающихся в других типах интрузивных массивов.

Переходя к рассмотрению рудных полей, связанных с интрузивными массивами, внедрившимися в платформы и щиты, необходимо отметить, что в таких геологических условиях формируются две группы полезных ископаемых. Большое промышленное значение имеют рудные поля, несущие медно-никелевые и платиновые месторождения, генетически связанные с основными и ультраосновными массивами. Не менее важны рудные поля с ниобиевым, циркониевым, редкоземельным и апатитовым оруденениями, генетически связанные с интрузиями нефелиновых сиенитов. Закономерности размещения таких рудных полей находятся в прямой зависимости от условий формирования материнских интрузий.

Как широко известно, подавляющее большинство рассматриваемых рудоносных интрузивов имеет форму лакколитов. В связи с остыванием в спокойной тектонической обстановке почти все они подвергнуты расслаиванию на породы различного состава. В ряде рудоносных интрузивов наиболее интенсивное расслаивание происходит в их донных частях, где появляется максимальное количество пластов пород. В рудоносных массивах основных пород число таких пластов иногда достигает более десяти, а в некоторых щелочных массивах — более двадцати. Отдельные слои таких дифференцированных интрузивов оказываются рудоносными за счет развития в них преимущественно вкрапленного оруденения, а ино-

гда и сплошных скоплений руд, как, например, пластовых залежей хромитов в Бушвельдском массиве. Такие рудные образования относятся преимущественно к раннемагматическим, сегрегационным. Иногда рудные скопления, видимо, возникают и путем ликвации, как это имеет место для сульфидного медно-никелевого оруденения, или даже может быть флотации для так называемой «верхней» вкрапленности этих сульфидов.

Из приведенных материалов следует, что развитие раннемагматического оруденения в рудных полях, связанных с интрузивными массивами платформ и щитов, находится в тесной связи с ходом кристаллизации этих массивов и со степенью их расслоения на отдельные горизонты. По иному размещаются рудные поля позднемагматических месторождений, генетически связанных с интрузивными массивами, залегающими на платформах и щитах. К таким относятся, в частности, богатые медно-никелевые руды, связанные с основными и ультраосновными породами.

Детальное изучение этих руд, проведенное советскими геологами, показало, что они кристаллизовались не только после остывания материнских интрузий, но и после развития в них трещин и сбросов, выполненных тектонической глиной, а также после внедрения даек диабазов и кварцевых порфиров.

Сульфиды заполняют трещины и частично замещают минералы вмещающих пород, иногда с образованием полных псевдоморфоз. Можно полагать, что рудная фракция, отделившаяся от материнской магмы, долгое время, вплоть до внедрения в трещины, находилась в жидком, т. е. в подвижном состоянии.

Имеющиеся факты показывают, что рудные поля, представленные крутопадающими жильными месторождениями богатых медно-никелевых руд, вытягиваются вдоль длинных осей материнских интрузивов основных и ультраосновных пород. При этом отмечается, что отдельные рудные жилы в средних частях интрузивов приурочены к додайковым сколовым трещинам, повторяющим контракционные трещины.

Отмеченные рудные жилы прослеживаются лишь среди массивов материнских интрузий и не проникают во вмещающие породы.

Советскими геологами изучены также месторождения так называемых брекчиевых медно-никелевых сульфидных руд, образующих линзообразные залежи. Рудные поля этих месторождений вытягиваются вдоль достаточно крупных тектонических нарушений, прослеживающихся обычно в лежащем боку ультраосновных массивов. Установлено, что в некоторых случаях тектонические нарушения с брекчиевыми медно-никелевыми сульфидными рудами развиваются не только в лежащем боку интрузивов, но частично проникают и во вмещающие породы. При этом наиболее крупные рудные тела размещаются в изгибах нарушений, совпадающих с изгибами по простиранию подошвы интрузивов или сланцеватости вмещающих сланцев.

Закономерности размещения пегматитовых рудных полей

Переходя к рассмотрению некоторых закономерностей, выявленных советскими геологами в размещении пегматитовых рудных полей, прежде всего следует отметить, что последние располагаются либо локально, в тесной связи с одиночными массивами гранитоидов, либо входят в состав протяженных пегматитовых рудных поясов или более узких зон, иногда прослеживающихся на протяжении нескольких десятков и даже сотен километров.

При выяснении закономерностей образования одиночных пегматитовых рудных полей прежде всего следует попытаться установить причины появления на данной площади интрузивов материнских пород.

Иногда удается выявить, что они приурочиваются к участкам резкого изменения простирания складок.

В качестве примера можно привести интрузивы щелочных пород Урала, сопровождаемые пегматитами. Близ выходов этих массивов, по данным А. Н. Заварицкого, происходит резкое местное изменение простирания осей складок с меридионального на юго-западное.

Пегматитовые рудные поля, входящие в состав протяженных рудных поясов, также обычно находятся в тесной связи с выходами отдельных массивов гранитоидов. Однако изредка устанавливаются достаточно протяженные узкие зоны развития гранитных пегматитов, генетическая связь которых с интрузивами гранитоидов отчетливо не выявляется.

В частности, одна такая зона приурочена к тектоническому контакту кристаллических сланцев и гнейсов. Вдоль этого контакта протягивается ряд дайкообразных массивов анортозитов, среди которых развиты рудные поля, представляющие сближенными полосами рудоносных и безрудных пегматитов, протяженностью до 6 км.

Согласно данным А. И. Гинзбурга, ширина пегматитовых поясов находится в прямой зависимости от глубины эрозионного среза обнажающихся массивов гранитоидов. В районах с малым эрозионным срезом, где на дневной поверхности выступают лишь отдельные купола гранитных массивов, зоны развития пегматитов обычно имеют ширину, не превышающую 1—2 км. При среднем эрозионном срезе, когда гранитоиды слагают более половины площади, ширина рудных поясов со спорадическими пегматитовыми рудными полями достигает 4—6 км. И, наконец, в районах с глубоким эрозионным срезом, почти нацело сложенных гранитоидами, ширина пегматитовых поясов становится максимальной, и они приобретают нечеткие расплывчатые границы. Следует отметить, что в условиях глубокого эрозионного среза пегматитовые рудные поля располагаются не в любых частях гранитных массивов, а приурочены обычно к их определенным участкам, например к полосам развития повышенного количества ксенолитов.

Не следует представлять себе, что пегматитовые жилы непрерывно продолжаются по всему простиранию пегматитовых рудных поясов. Практика изучения таких поясов показала, что пегматитовые жилы и залежи распространены лишь на отдельных интервалах рудных поясов и разобцены значительными безрудными участками. Рудоносные интервалы этих поясов представляют собой отдельные пегматитовые рудные поля, площадь которых колеблется от десятков до 100 км² и более.

Анализируя закономерности развития пегматитовых полей внутри пегматитовых рудных поясов и зон, следует прежде всего отметить, что в ряде районов отдельные пегматитовые жилы наиболее важных в промышленном отношении месторождений приурочиваются к трещинам, обычно вытянутым вдоль длинной оси материнских интрузивов. По данным В. И. Кузнецова, часто наблюдаются пегматитовые рудные поля, в которых отдельные пегматитовые дайки размещаются вдоль краевых трещин и краевых надвигов, развитых близ контакта интрузивов с вмещающими толщами и возникших в раннюю стадию становления этих интрузивов.

Среди установленных закономерностей в проявлении пегматитовых рудных полей прежде всего должны быть отмечены изгибы рудоносных трещин по простиранию. Благоприятными в этом отношении являются участки изменения простирания вмещающих песчано-сланцевых толщ и даже резкие изгибы контактов вытянутых материнских гранитных интрузивов.

В районах, где выходы гранитных интрузивов отсутствуют, крупные пегматитовые месторождения и рудные поля развиваются внутри более

древних основных и частью ультраосновных пород, благоприятных по своим механическим свойствам.

Весьма интересные наблюдения над размещением рудных полей пегматитов, связанных с интрузивами щелочных пород, были сделаны А. Н. Заварицким. По данным этого исследователя, при внедрении магмы нефелиновых сиенитов в гранитогнейсы в эндоконтакте образуются сиениты. Среди нефелиновых сиенитов широко развиты щелочные пегматиты. При пересечении же гранитогнейсов на контакте с ними пегматиты приобретают сиенитовый состав. Подобное же изменение характерно для даек гранитных пегматитов, пересекающих нефелиновые сиениты. В сиенитах распространены преимущественно пегматиты, характеризующиеся также сиенитовым составом.

Основываясь на указанных соотношениях, А. Н. Заварицкий полагает, что пегматитовый расплав, отвечающий по составу нефелиновому сиениту, взаимодействуя с гранитогнейсами, мог обогатиться кремнекислотой и дать начало сиенитовым пегматитам. С явлением контаминации может быть связано и часто наблюдаемое в сиенитовых пегматитах замещение калиевого полевого шпата кислым плагиоклазом, по времени, повидимому, предшествующее альбитизации гранитных пегматитов.

Закономерности размещения рудных полей кварцевых жил в грейзенизированных породах и рудоносных грейзенов

Внутри пегматитовых поясов нередко размещаются месторождения редких металлов (олова, вольфрама, молибдена и др.), связанные с кварцевыми жилами, сопровождающимися грейзенизацией вмещающих пород и частично приуроченных к рудоносным грейзенам.

В некоторых случаях такие месторождения образуют и самостоятельные рудные пояса, в пределах которых отсутствуют поля рудоносных пегматитов промышленного значения. Тем не менее одиночные высоко-температурные пегматитовые жилы с характерной для них письменной структурой почти всегда отмечаются и в рудных поясах, несущих месторождения, связанные с грейзенами. В таких случаях пояса эти оказываются очень широкими, совпадающими с определенными геотектоническими зонами.

Для рассматриваемых месторождений не характерны рудные зоны и хорошо очерченные узкие рудные пояса. В пределах же упомянутых широких поясов отдельные рудные поля месторождений редких металлов проявляются в тех участках, где обнажаются купола преимущественно ультракислых гранитных массивов, часто порфиридных. Такие рудоносные граниты, как правило, мусковитизированы, часто содержат повышенную концентрацию меланократовых шлиров и почти всегда сопровождаются развитием даек аплитов, гранит-порфиров и, как уже отмечалось, пегматитов.

Сопровождаемое грейзенами оруденение, развитое внутри интрузивных массивов или во вмещающих породах близ их контакта, нередко распространяется по системе мелких трещин, ориентированных в соответствии с элементами прототектоники. Однако наиболее важное промышленное значение приобретает рудные жилы, приуроченные к тектоническим нарушениям, рассекающим как материнские интрузивы, так и вмещающие породы. Перспективные рудные поля редкометалльных грейзеновых месторождений нередко проявляются на площадях, испытавших несколько этапов деформаций.

В этих условиях часто имеет место унаследованность рудными жилами направлений, совпадающих со старыми тектоническими нарушениями, вдоль которых подвижки возобновились в процессе минерализации.

Среди примеров унаследования более древних структур особый интерес приобретают рудные поля, несущие месторождения кварцево-вольфрамитовой и кварцево-касситеритовой формаций, развитые в районах проявления пересекающейся разновозрастной складчатости. Здесь рудные жилы, приуроченные к трещинам разрыва, простирающимся поперек осей более молодых складок, при переходе в более древние толщи могут совпасть с направлением простириания трещин скальвания, ориентированных параллельно осям древних складок. В результате этого рудные жилы, несущие молодое оруденение и унаследующие направления прежних трещин скальвания, будут выдержанными на глубину и по простираанию. Такие закономерности выявлены в ряде рудных полей востока СССР и Китайской Народной республики.

В некоторых рудных районах выявляются древние тектонические нарушения, вдоль которых местами обнажаются небольшие куполы более молодых гранитных массивов, сопровождаемых редкометальной минерализацией. Последняя иногда развивается внутри самих массивов, но чаще распространяется вдоль раскрывшихся в процессе минерализации древних более мелких трещин, сопряженных с крупными тектоническими нарушениями.

В таких условиях обычно развиваются рудные поля с многостадийным оруденением редких металлов, залегающие в форме штокверков.

В более ранние стадии, как правило, формируются кварцево-касситеритовая и кварцево-вольфрамитовая минерализации, сопровождаемые характерным околорудным изменением—грейзенизацией. Позднее происходит образование прожилков сульфидов, а также окварцевание и серицитизация вмещающих пород. Оба структурных типа редкометальных рудных полей распространены относительно мало.

Часто наблюдаются рудные поля грейзеновых месторождений олова, вольфрама и молибдена, находящиеся в генетической связи с крупными гранитными массивами и их куполами. Эти интрузивы внедряются в процессе складчатости и вытянуты параллельно осям складок. Такую же ориентировку часто имеют шпиры, ксенолиты и первичная полосчатость гранитоидов. В этих месторождениях оруденение распространяется либо вдоль трещин, возникших внутри интрузивов вскоре после кристаллизации их апикальных частей, либо вдоль тектонических нарушений, секущих как интрузивы, так и вмещающие породы.

Во многих рудных районах удается доказать, что формирование редкометального оруденения, связанного с грейзенами, происходит в связи с одноэтапным внедрением рудоносных гранитных массивов в процессе интенсивной складчатости.

Однако имеются и такие рудные районы, в пределах которых высоко-температурное оруденение, сопровождаемое грейзенами, проявляется неоднократно в связи с многоэтапной интрузивной деятельностью. Такие рудные районы приурочены к местам резких изгибов складчатости около выступов платформ или близ локальных жестких глыб внутри геосинклинальных областей. Подобные изгибы зарегистрированы в некоторых рудных районах востока СССР. Характерно, что здесь к первому интрузивному этапу относятся, как обычно, батолиты. Они сопровождаются рудными полями кварцевых и рудоносных грейзенов, которые располагаются внутри гранитных куполов и вблизи от них.

В последующие интрузивные этапы внедряются малые интрузии в форме штоков или лаколитов, к которым и тяготеют более молодые рудные поля. Малые интрузии располагаются преимущественно вдоль крупных тектонических нарушений, причем редкометальное оруденение вытянуто вдоль узких зон, распространяясь в основном вдоль боковых трещин, опережающих эти нарушения.

Закономерности размещения скарновых рудных полей

Оруденение, связанное со скарнами, распространено в районах развития известняков, иногда переслаивающихся с эффузивными или песчано-глинистыми породами и прорванными массивами гранитоидов. Рудоносные скарны располагаются вдоль контактов известняков и гранитоидов, а также и на контактах карбонатных пород с эффузивами и другими силикатными толщами.

Во многих районах, где широко развиты эффузивы, часты слепые скарново-рудные тела, локализующиеся под эффузивными толщами на контакте их с известняками.

Скарновые рудные месторождения обычно не образуют хорошо очерченных узких зон. Они распространены преимущественно в пределах широких поясов, где часты массивы гранитоидов, а также связанные с ними генетически более низкотемпературные гидротермальные месторождения.

Одной из характерных черт районов, несущих скарновое оруденение, является многоэтапная интрузивная деятельность. В ряде случаев крупные интрузивные массивы внедряются во вмещающие толщи еще до излияния более молодых эффузивов. При этом на контакте крупных интрузивов с известняками развиваются ранние скарны, сложенные обычно кальциево-магнезиальными силикатами, такими как гроссуляр, диопсид, волластонит и везувиан. Эти скарны слабо рудоносны; в них иногда проявляется лишь незначительное магнетитовое оруденение. Они почти никогда не образуют вытянутых зон, а обычно развиваются в виде неправильных полей или кайм вокруг массивов гранитоидов. Ранние скарны возникают биметасоматическим путем, за счет высокотемпературных растворов, поднимающихся вдоль зоны контакта по мелким трещинкам в гранитоидах и известняках.

Рудоносные скарны, несущие главную массу магнетитового, а также халькопиритового, шеелитового, галенит-сфалеритового и других типов оруденения, формируются нередко значительно позднее, после проявления следующего этапа интрузий, представленного дайками и штоками гранитоидов, а иногда и диабазов. Рудоносные растворы поднимаются вдоль тектонических нарушений, проходящих среди пород, прогретых при внедрении малых интрузий и даек. Скарны и связанные с ними руды образуются на контакте известняков с любыми силикатными породами, а иногда среди известняков или гранитоидов. Рудоносные скарны, в состав которых входят преимущественно анизотропный андрадит, мангангеденбергит, иногда ильваит и различные рудные минералы, нередко развиваются в пределах хорошо очерчиваемых зон, следующих вдоль крупных тектонических нарушений и сопряженных с ними боковых трещин. В пределах таких зон встречаются отдельные скарново-рудные поля, чаще всего приуроченные к местам отщепления от главного нарушения боковых оперяющих трещин или к тектоническим контактам между известняками и гранитоидами, в том числе и тех из них, которые внедрялись значительно ранее процессов оруденения. Скарново-рудные поля иногда приурочены и к вышележащей эффузивной толще, в случае пересечения ее тектоническими нарушениями и при полном отсутствии на минерализованных площадях интрузивных массивов. Они локализируются в местах развития прослоек известняков, обычно более интенсивно рассланцованных по сравнению с эффузивными породами.

Среди таких рудных полей, так же как и в случае развития оруденения, сопровождаемого грейзенами, наиболее продуктивными оказываются те нарушения, которые были заложены значительно раньше оруденения, еще до внедрения даек и малых интрузий, подвижки вдоль которых

возобновились в процессе скарнообразования. Однако не все месторождения и рудные поля, оруденение которых связано со скарнами, контролируются крупными тектоническими нарушениями. В пределах некоторых рудоносных площадей скарново-рудные поля возникают в местах расположения массивов гранитоидов, прорывающих известняки. Контакты этих пород в данном случае оказываются теми ослабленными зонами, вдоль которых возобновлялись тектонические деформации и с одним из этапов которых совпало формирование скарнов и связанных с ними руд.

Рудные поля и в этом случае не обязательно развиваются только на контакте гранитоидных массивов и известняков. Они могут быть расположены и в некотором удалении от этих контактов внутри известняков, где скарново-рудные месторождения размещаются вдоль локальных трещин и реже внутри гранитоидов.

В тех случаях, когда прорванные гранитоидами толщи отличаются резкой изменчивостью состава слагающих их пластов, в процессе смятия их в складки может возникнуть отслаивание в шарнирах антиклиналей. В таком случае скарново-рудные поля окажутся подчиненными складчатым структурам, что приведет к размещению отдельных скарново-рудных полей и месторождений вдоль шарниров антиклиналей или вдоль согласных зон дробления на их крыльях, причем рудоносными окажутся контакты карбонатных и силикатных толщ.

Закономерности размещения рудных полей гидротермальных месторождений

Как известно, гидротермальные месторождения концентрируют руды большого количества разнообразных металлов. В ряде случаев не представляется возможным с достаточной достоверностью выявить генетическую связь оруденения этих месторождений с определенными интрузивными массивами, если таковые и обнажаются на минерализованных площадях. Многие же из гидротермальных месторождений развиты в районах полного отсутствия выходов изверженных пород.

В связи с этим в развитии рудных поясов, в пределах которых расположены эти месторождения, а также в размещении рудных полей внутри поясов структурные факторы играют первостепенную роль. В приведенном ранее кратком обзоре рудных поясов и зон показано, что последние, в случае наличия в них гидротермальных месторождений, нередко протягиваются вдоль тектонических нарушений регионального значения, прослеживающихся в ряде случаев на протяжении многих сотен километров, либо вдоль антиклинальных сооружений, вытянутых на таком же значительном расстоянии.

Структурные закономерности размещения отдельных рудных полей, несущих оруденение гидротермальных месторождений, изучены советскими геологами более детально, чем другие генетические типы месторождений. Поэтому на рассмотрении этих закономерностей мы имеем возможность остановиться относительно более подробно.

Поскольку вопрос о генетической связи рассматриваемых месторождений с интрузивными породами в большинстве случаев однозначно не решается, то, очевидно, не рационально вводить в понятие рудное поле гидротермальных месторождений генетическую связь оруденения с массивами изверженных пород. В геосинклинальных областях и в краевых частях платформ рудоносные растворы, связанные со скрытыми магматическими очагами, при наличии соответствующих каналов, всегда могут проникнуть в более верхние части земной коры. В связи с этим появление оруденения на конкретных площадях связывается с наличием определенных тектонических элементов (складок и трещин), сопряженных с регио-

нальными тектоническими структурами, а также с развитием на этих площадях благоприятных для рудоотложения вмещающих пород.

В соответствии с этим под рудным полем гидротермальных месторождений следует понимать совокупность месторождений, приуроченных к сближенным локальным тектоническим элементам, связанным с региональными тектоническими нарушениями и проявленным на площадях развития благоприятных для рудоотложения вмещающих пород.

В связи с изложенным, рассмотрение закономерностей проявления рудных полей гидротермальных месторождений в основном сводится к выявлению тектонических структур, благоприятных для проникновения растворов и рудонакопления.

Следовательно, классификация рудных полей гидротермальных месторождений прежде всего сводится к выделению среди них определенных структурных типов.

В свое время В. М. Крейтер (1941) выделил четыре таких типа. Анализируя имеющийся новый материал для различных рудных районов независимо от их возраста, можно наметить до восьми главнейших структурных типов, развитых то раздельно, то в сочетании между собой, благоприятных для появления гидротермальных рудных полей в пределах рудных зон и поясов. Среди этих структурных типов выделяются:

1) рудные поля, тяготеющие к отдельным интрузивным массивам гранитоидов или к штокам малых интрузий, внедрившихся вдоль тектонических нарушений;

2) рудные поля, развитые в пределах участков, тяготеющих к изгибам (в плане) осей антиклинальных сооружений;

3) рудные поля, распространенные на площадях, расположенных в изгибах крупных тектонических нарушений;

4) рудные поля, приуроченные к местам расщепления крупных тектонических нарушений на две или более ветви;

5) рудные поля на участках развития боковых тектонических швов, оперяющих главные тектонические нарушения;

6) рудные поля на площадях, тяготеющих к пересечению древних тектонических зон более поздними дизъюнктивными нарушениями;

7) рудные поля на участках, совпадающих с узкими прогибами пород кровли над древними интрузивными массивами;

8) рудные поля на площадях пересечения зон развития даек с антиклинальными сооружениями.

В пределах отдельных рудных полей нередко удается выявить одновременно несколько структурных типов, сочетанию которых и подчинена локализация оруденения характеризующего поля. Таким образом, чаще приходится иметь дело со сложными структурами, контролирующими размещение рудных полей гидротермальных месторождений. Тем не менее, для более подробной характеристики таких благоприятных структур мы рассмотрим все основные намеченные структурные типы раздельно.

Пример рудных полей, тяготеющих к выходам интрузивных массивов, внедрившихся вдоль крупных тектонических нарушений (первый структурный тип), нами уже рассмотрен при характеристике редкометалльных месторождений, сопровождаемых грейзенизацией вмещающих пород, генетически связанных с интрузивными массивами.

В отмеченных условиях развиваются не только рудные поля с кварцево-касситеритовым и кварцево-вольфрамитовым оруденением с незначительным развитием сульфидов, но также и различные сульфидные месторождения — молибденовые, арсенопиритовые, галенит-сфалеритовые, антимонитовые и другие. При этом оруденение, сформированное в более ранние стадии (например, кварцево-молибденитовое), может развиваться вдоль

контракционных трещин, возникших внутри интрузива. Более же поздние стадии минерализации наблюдаются вдоль тектонических нарушений типа взбросов и взбросо-сдвигов и они проявлялись в условиях прерывистого проникновения рудоносных растворов меняющегося состава, на фоне возобновлявшихся перемещений вдоль рудоносных трещин.

Второй структурный тип рудных полей, развитых на участках, тяготеющих к изгибам в плане осей антиклинальных сооружений, особенно характерен для рудных районов, в пределах которых наблюдаются параллельные, повторяющиеся рудные пояса и зоны. Основной особенностью подобных рудных поясов, несущих преимущественно свинцово-цинковое, золоторудное и реже другое оруденение, является нередкое их изгибание, в соответствии с изгибами осей серии антиклинальных и синклинальных складок, входящих в определенные антиклинории. Подобные изгибы могут повторяться многократно, и в каждом из них встречаются рудные поля, несущие свинцово-цинковое и другие оруденения.

Приуроченность рудных полей к изгибам антиклинорий может быть объяснена тем, что здесь, очевидно, расщепление пород достигало своего высшего предела и возникали полости отслаивания в шарнирах отдельных складок, а также развивались межформационные надвиговые пластовые перемещения. Все эти нарушения сыграли основную роль в распределении оруденения. Крупные тектонические нарушения в данных условиях обычно не образуются и, соответственно, их контролирующее значение не рассматривается.

Для отдельных месторождений подобных рудных полей характерна складчатая структура: рудные тела их обычно представлены седловидными жилами и пластовыми залежами, располагающимися многоярусно.

В некоторых случаях в характеризующихся рудных полях появляются и жильные месторождения. Они обычно приурочиваются к выходам малых штоков интрузий и выполняют сколовые трещины, сформировавшиеся как до, так и после внедрения этих интрузивов.

Рудные поля гидротермальных месторождений свинца и цинка, золота и других металлов, распространённые на площадях, расположенных в изгибах крупных тектонических нарушений (третий тип), имеют также достаточно широкое развитие. Именно в таких изгибах создаются максимальные напряжения, которые обычно приводят к приоткрыванию старых трещин, нередко представляющих надвиги, сопряженные со складчатостью. В связи с изменением плана деформации направление движения блоков пород вдоль этих трещин нередко меняется и, синхронно с рудообразованием, по ним могут происходить сдвиговые или косо направленные перемещения, вызывающие приоткрывание определенных интервалов трещин. В подобных благоприятных условиях и размещаются рудные тела и месторождения, концентрирующиеся в рудных полях рассматриваемого типа.

В близких структурных условиях образуются и рудные поля месторождений цветных, редких и благородных металлов, приуроченные к местам расщепления крупных тектонических нарушений на две или более ветви (четвертый тип). В этих условиях блоки пород, зажатые между такими нарушениями, естественно окажутся наиболее раздробленными, что способствует их минерализации гидротермальным оруденением и образованию рудных полей данного структурного типа.

В нескольких других условиях создаются рудные поля на участках развития боковых нарушений, оперяющих главные тектонические зоны. Эти боковые нарушения возникают по преимуществу в изгибах по простиранию главных тектонических нарушений и, следовательно, могут быть отнесены к третьему структурному типу. Однако такие боковые оперяющие нарушения появляются и на прямолинейных интервалах главных наруше-

ний, если в их пределах развиты массивные породы, легко подвергающиеся раздроблению и взаимодействию с рудоносными растворами.

В результате сказанного, рудные поля, связанные с боковыми нарушениями, оперяющими главные нарушения, следует относить к самостоятельному, пятому структурному типу.

Особое значение приобретают полиметаллические, медные, сурьмяно-ртутные и другие рудные поля на площадях, тяготеющих к пересечению древних тектонических зон более поздними разрывными нарушениями, относимые нами к шестому структурному типу.

В этом структурном типе в зависимости от глубины образования тектонических нарушений и оруденения отчетливо выделяются два подтипа. В первом из них преимущественно концентрируются рудные поля средне-температурных полиметаллических месторождений, образовавшихся на глубине 2—3 км от бывшей дневной поверхности. В этих условиях важную роль играют более древние нарушения, которые обычно возникают в один из ранних этапов деформации, нередко еще в процессе складчатости, в виде надвигов или взбросов, ориентированных параллельно осям складок. Вдоль этих нарушений нередко распространяются штоки малых интрузий и дайки, внедрившиеся в наиболее поздний момент развития магматической деятельности. Глубина формирования рассмотренных нарушений определила проявление вдоль них тектонической глинки, которая в дальнейшем была подвергнута интенсивной хлоритизации и частью пиритизации.

Рудообразование протекало после внедрения интрузивов, синхронно с проявлением последующих тектонических нарушений типа сбросо-сдвигов. Такие сбросо-сдвиги в некоторых случаях ориентированы в плане косо к простиранию более старых взбросов, иногда пересекают их или совпадают с ними по простиранию. Протяжение таких сбросо-сдвигов измеряется многими десятками километров, а горизонтальное перемещение блоков пород вдоль них может достигать нескольких километров.

В процессе возникновения более молодых тектонических нарушений обычно происходит возобновление движений блоков пород по ранее заложенным тектоническим зонам. В это же время образуются и новые боковые трещины, оперяющие старые и более молодые тектонические нарушения.

В этих условиях гидротермальные растворы, очевидно, устремляются во вновь ожившие взбросы, вдоль которых разместились массивы малых интрузий. Вдоль этих взбросов и оперяющих их трещин, близ их пересечения более молодыми тектоническими нарушениями, и появляются рудные поля рассматриваемого структурного типа. Сами же эти молодые тектонические нарушения обычно не несут промышленного гидротермального оруденения, вдоль них наблюдается лишь изменение вмещающих пород и иногда развиты мощные кварцевые жилы, местами сопровождающиеся баритом, флюоритом и убогой вкрапленностью сульфидов. Последняя из отмеченных особенностей характерна не только для шестого структурного типа гидротермальных рудных полей, но и для всех других типов, контролируемых крупными тектоническими нарушениями, которые сами по себе практически оказываются безрудными. Механизм же этого контроля, как нами уже отмечалось (Вольфсон, 1952), выражается в приоткрывании боковых рудоносных трещин в процессе движения блоков пород вдоль крупных тектонических нарушений.

Ко второму подтипу рассматриваемого структурного типа относятся рудные поля некоторых низкотемпературных сурьмяно-ртутных, сурьмяных и свинцово-цинковых месторождений. Они характеризуются тем, что древние тектонические нарушения, контролирующее оруденение, представлены пологими надвигами или даже шаржажами, вдоль поверх-

ности которых произошло надвигание сланцевых толщ на карбонатные (иногда более молодые).

В связи с тем, что подвижки по этим тектоническим нарушениям проявлялись в условиях меньшей нагрузки вышележащих толщ, так как они развивались ближе к поверхности по сравнению с нарушениями первого подтипа, они имеют и другие морфологические особенности. Характеризуемые пологие надвиги не сопровождаются тектонической глиной, а вдоль них развиты относительно мощные зоны ороговикованных брекчий вмещающих пород.

Оруденение формировалось после пересечения таких тектонических зон более поздними взбросами, служившими рудопроводящими каналами. Рудные поля рассматриваемого структурного подтипа развиты на площадях, где имеет место пересечение взбросами более древних надвигов.

Среди низкотемпературных свинцово-цинковых месторождений проявляются и такие рудные поля, оруденение которых приурочено к висячему боку пологих надвигов или межформационных зон срыва, сопровождаемых брекчией, и развивается по мелким трещинам, а также по напластованию вмещающих пород.

Среди низкотемпературных свинцово-цинковых месторождений имеются рудные поля, все оруденение которых развивается вдоль поверхностей межформационных надвигов, не распространяясь даже в висячий бок и по мелким трещинам.

Рудные поля на участках, совпадающих с узкими прогибами пород кровли над массивами древних гранитоидов (седьмой структурный тип), обычно включают гидротермальные месторождения, связанные генетически не с этими массивами, а с более поздними интрузивами. Контакты же более древних гранитов с вмещающими эффузивами, туфами или осадочными толщами, оказываются ослабленными зонами, вдоль которых иногда происходит разрядка тектонических напряжений с образованием зон интенсивной трещиноватости. Здесь развиваются рудные поля в виде серии рудоносных штокверков, несущих по преимуществу редкометальное, в частности молибденовое оруденение, нередко совместно с медным. Наиболее рудоносными по большей части оказываются штокверки, развитые в породах кровли, по мере же углубления внутрь гранитов оруденение обычно резко падает.

В ряде рудных районов оруденение тяготеет к зонам развития даек. Оруденение концентрируется в самих дайках и выражено лестничными жилами, несущими оруденение золота, олова, меди, свинца и реже других металлов. Рудные поля в пределах таких зон проявляются прежде всего в местах пересечения дайками толщ, легко подвергающихся пластическим деформациям. Дайки же в таких толщах оказываются интенсивно раздробленными и минерализованными.

Наиболее благоприятными для образования рудных полей являются места пересечения зонами даек шарниров антиклинальных складок (восьмой структурный тип). Это обстоятельство, очевидно, объясняется тем, что в пределах перегибов складок трещиноватость развита более интенсивно, чем на крыльях антиклиналей. В результате дайки оказываются более интенсивно раздробленными также в местах перегибов складок, и на этих интервалах развиваются нередко рудные поля свинцово-цинковых и других гидротермальных месторождений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования ряда рудных районов, проведенные советскими геологами, показали, что эндогенное оруденение ряда металлов и групп металлов развивается нередко вдоль четко выраженных направлений и обра-

зует рудные пояса шириной от 10—15 до 100 км, протягивающиеся на многие сотни километров.

Наряду с этим наблюдаются узкие рудные зоны, прослеживающиеся вдоль тектонических нарушений также на значительном протяжении. Оруденение в пределах рудных поясов и зон концентрируется в разобщенных рудных полях, положение которых определяется геологическим строением участков. Эта закономерность свойственна месторождениям всех генетических типов.

Собственно магматические, пегматитовые и скарновые рудные поля, а также рудные поля грейзеновых месторождений в большинстве случаев располагаются на площадях, тяготеющих к материнским интрузивам. Размещение последних контролируется тектоническими нарушениями, резкими изгибами складчатости вмещающих пород и другими геологическими элементами.

Рудные поля собственно магматических месторождений в основном размещаются внутри материнских интрузивов, вытягиваясь в направлении первичной стратификации, или приурочиваются к трещинам, не выходящим за пределы интрузивных массивов. Лишь месторождения брекчиевых сульфидных медно-никелевых руд частично отмечаются и во вмещающих толщах. Для пегматитовых рудных полей характерна приуроченность месторождений к трещинам, распространенным как внутри интрузивов, так и во вмещающих породах, причем связь месторождений с интрузивами проявляется обычно достаточно четко.

Для пегматитовых рудных полей, связанных с нефелиновыми сиенитами и сиенитами, прорывающими гнейсы, отчетливо выявляется изменение состава рудных тел в зависимости от состава вмещающих пород. В отдельных случаях рудные поля гранитных пегматитов, прослеживающиеся вдоль тектонических нарушений, размещаются в основных породах без видимой связи с материнскими интрузивами. Для рудных полей различных грейзеновых и скарновых месторождений достаточно четко выявляется приуроченность их к выходам кислых интрузивов. Однако здесь чаще, чем у пегматитов, оруденение распространяется по тектоническим нарушениям во вмещающие породы. Для рудных полей грейзеновых и особенно скарновых месторождений нередки примеры, когда видимая связь оруденения с определенными интрузивными массивами теряется. В таких случаях выявляется контроль оруденения крупными тектоническими нарушениями и оперяющими их боковыми трещинами, а минерализация, связанная со скарнами, размещается вдоль контактов силикатных и карбонатных пород и даже внутри их.

Для гидротермальных месторождений обычно устанавливается лишь пространственная связь с массивами интрузивных пород.

Размещение рудных полей гидротермальных месторождений обычно контролируется региональными тектоническими нарушениями. В зависимости от этой связи удастся наметить восемь главнейших структурных типов рудных полей гидротермальных месторождений.

Рудные поля гидротермальных месторождений проявляются в местах искривления по простиранию крупных тектонических разломов, в участках пересечений и расщеплений этих разломов, в пунктах проявления вдоль них выходов малых интрузий гранитоидов и в местах развития вдоль этих разломов сопряженных с ними оперяющих нарушений. Они устанавливаются также на площадях, тяготеющих к изгибам крупных антиклинальных сооружений, в участках прогибов пород кровли интрузивных массивов, в зонах развития даек, пересекающих более пластичные вмещающие породы, и в местах пересечения дайками перегибов шарниров антиклиналей.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Бел оу с о в В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
- Б е т е х т и н А. Г. К вопросу об изучении рудных месторождений. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1939, № 2.
- Б и л и б и н Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1948, № 4.
- В о л ь ф с о н Ф. И. Отношение оруденения эндогенных месторождений к крупным тектоническим нарушениям. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1948, № 6.
- В о л ь ф с о н Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М., изд. Акад. наук СССР, 1952.
- К р е й т е р В. М. О классификации структур рудных полей и месторождений. Советская геология. 1941, № 6.
- М а г а к ь я н И. Г. О металлогенической специализации в некоторых типах тектоно-магматических комплексов. Зап. Всес. мин. общ., 1952, ч. 81, № 3.
- С м и р н о в С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Госгеолиздат, 1944.
- С м и р н о в В. И. Рудные пояса. Вопросы теоретической и прикладной геологии. Вып. 1, М., 1947.
- С м и р н о в С. С. О Тихоокеанском рудном поясе. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1946, № 2.
-

Л. И. ЛУКИН, И. П. КУШНАРЕВ и В. Ф. ЧЕРНЫШЕВ

О ПОВТОРЯЕМОСТИ НАПРАВЛЕНИЙ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ СИСТЕМ ТРЕЩИН

При изучении структур рудных полей и отдельных жильных месторождений исследователи обращают главное внимание на форму и условия залегания рудоносных трещин и пытаются выявить их генетический тип. Выяснение этих вопросов имеет важное значение для определения общих перспектив месторождений. В то же время изучению истории развития трещин, т. е. их характера и поведения с момента возникновения до периода проявления вдоль них послерудных нарушений, уделяется гораздо меньше внимания. Если такие исследования и проводятся, то они обычно ограничиваются изучением внутрирудных подвижек, дающих возможность установить возрастные соотношения жил различного состава. В целом ряде случаев подобные исследования помогают вскрыть закономерности в расположении обогащенных рудных участков и правильнее подойти к оценке и разведке месторождений.

Однако такое изучение является очень неполным, так как закономерности в образовании и в пространственном положении трещин, заполненных минеральными скоплениями различного состава и возраста, обычно выпадают из рассмотрения. Вместе с тем, выяснение этих закономерностей в целом ряде случаев оказывает большую помощь в рациональном направлении разведочных и эксплуатационных работ.

Изучение истории развития трещин представляет собой большую и сложную тему, требующую проведения широких и, вместе с тем, детальных и кропотливых исследований. Отнюдь не претендуя на исчерпывающее освещение этой темы, мы в настоящей статье попытаемся изложить некоторые наблюдения, освещающие в какой-то степени одну из ее сторон.

Во время проведения геологических исследований в ряде районов Советского Союза часто приходилось наблюдать, что вновь возникающие трещины подновляют (повторяют) более древние тектонические нарушения или следуют по тем же направлениям, что и более древние.

Рассмотрению трещиноватости под этим углом зрения почти не уделялось внимания. Правда, некоторые исследователи (Г. Клоос, С. Бубнов и др.) в различное время отмечали, что сетка трещин в более молодых интрузивах иногда ничем не отличается от таковой в более древних, но они не делали из этого никаких выводов. Подробнее на вопросах повторяемости пространственного положения разновозрастных систем трещин остановился Г. Л. Пospelов (1941). Не приводя, правда, фактических данных, он указывает, что «системы трещин, вмещающие дайки и жилы, не возникают вновь, а применяются, т. е. происходит оживание, рост в длину

и раскрытие трещин, относящихся к одной или нескольким системам». К сожалению, эта мысль не получила у автора должного развития, и в заключении указанной работы он приходит к противоречивому выводу, что образование всех систем трещин следует считать процессом одноактным.

Отдельные высказывания о приуроченности рудоносных трещин к заложенным ранее трещинам имеются и у некоторых других авторов. Так, А. В. Пэк (1936) при изучении Кусинских месторождений титаномagnetита пришел к выводу, что здесь рудные тела «подчеркнули или как бы проявили уже существующие механические анизотропии. Они развиваются по тем же трещинам, к которым приурочены ранние дайки габбро». Ф. И. Вольфсон (1948) отмечает для ряда районов приуроченность рудоносных жил к трещинам, развивающимся вдоль контактов диабазовых порфиритов. Наконец, Н. И. Бородаевский (1946) выделяет так называемые «унаследованные» трещины, указывая, что дайковые и рудные трещинные системы иногда повторяют друг друга. Однако он также не развивает этого положения.

Приведенные ссылки исчерпывают известные нам высказывания в литературе по вопросу о повторяемости в пространственном положении разновозрастных трещин.

В то же время этот вопрос заслуживает серьезного внимания хотя бы уже потому, что трещины в различных по возрасту породах нередко считают одновременно возникшими только на основании аналогии в их расположении. Последнее может привести к существенным ошибкам в оценке перспектив жильных рудных месторождений, приуроченных к тем или иным системам трещин.

Детальные исследования, проведенные за последние годы в различных районах Советского Союза, дают новый материал для более конкретных суждений о развитии трещин во времени, начиная с момента их заложения, через заполнение жильным или рудным материалом, вплоть до нарушения целостности жил послерудными подвижками.

Рассмотрим некоторые примеры, поучительные в отношении интересующего нас вопроса. Для простоты вначале мы остановимся на таком районе, где развиты преимущественно изверженные породы, более однородные по механическим свойствам.

В этом отношении прежде всего интересна область центрального Казахстана, где в различное время рядом исследователей было произведено изучение трещинной тектоники многих гранитных массивов. Чрезвычайно характерно, что несмотря на различную форму и различные размеры этих массивов, а также вне зависимости от того, в каких частях гранитных тел производились замеры, в них постоянно проявляются две системы крутопадающих трещин отдельности¹ (северо-западная, или близкая к меридиональной, и северо-восточная, или почти широтная) (фиг. 1)². Кроме того, иногда наблюдается система почти горизонтальных трещин. Как показали исследования, обе системы крутопадающих трещин развиты также и в породах, вмещающих интрузивы, во всяком случае близ контактов с последними. Крутопадающие трещины, несомненно, являются тектоническими; прямолинейность и выдержанность по падению и простиранию указывают на принадлежность их к трещинам скальвания. К одной или к обеим системам крутопадающих трещин приурочены все известные в районе жильные месторождения. Следовательно, в данном случае рудонос-

¹ Под трещинами отдельности понимаются всякие трещины, имеющие достаточно широкое распространение и разбивающие породу на закономерные блоки.

² Все круговые диаграммы, помещенные в этой статье, построены при помощи равноплощадной сетки в проекции на верхнюю полусферу.

ные жилы по своему положению в пространстве соответствуют положению трещин отдельности. Можно было бы предположить, что рудовмещающие трещины возникли непосредственно перед рудоотложением. Однако этому противоречит факт приуроченности ко всем их системам даек аплита и мелкозернистого гранита, а иногда также и пегматита. Итак, в рассмотренном нами районе рудовносные жилы приурочены к трещинам тектонического происхождения, возникшим, очевидно, уже вскоре после застывания верхней части массива.

Более сложный пример в использовании дайками и рудными жилами ранее заложенных трещин представляет собой один из участков восточного склона Среднего Урала. Этот район сложен лавами и туфами, переслаивающимися с песчаниками, сланцами и известняками. Небольшую часть площади занимают мелкие массивы гранитоидов неправильной формы, прорывающие осадочно-эффузивную толщу. Значительным распространением пользуются скарновые породы различного состава, развивающиеся по контактам гранитоидов с вмещающими породами.

Весь комплекс пород рассекается многочисленными трещинами различного возраста и масштабов. По элементам залегания они разделяются на четыре системы, которые достаточно четко выражены на сводной диаграмме ориентировки трещин (фиг. 2, А). Системы эти следующие:

I. Крутопадающие трещины северо-восточного простирания.

II. Крутопадающие трещины северо-северо-западного простирания.

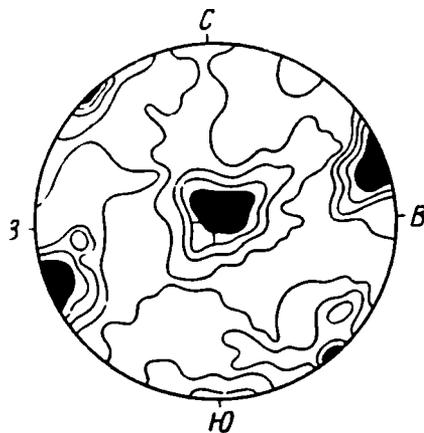
III. Трещины, пологопадающие к юго-западу.

IV. Трещины северо-западного простирания, падающие круто на северо-восток.

Исследования, проводившиеся в этом районе, показали, что первые три системы трещин являются наиболее древними. Так, системы трещин, соответствующие трем первым максимумам, наблюдаются прежде всего в эффузивах и осадочных породах. Этим же направлениям следуют многочисленные маломощные жиллоподобные ответвления массивов гранитоидов, а также доскарновые дайки и образовавшиеся за их счет скарновые зоны (см. фиг. 2, В). Тожественную ориентировку имеют и послескарновые дайки лампрофиров и диабазовых порфиритов (см. фиг. 2, В).

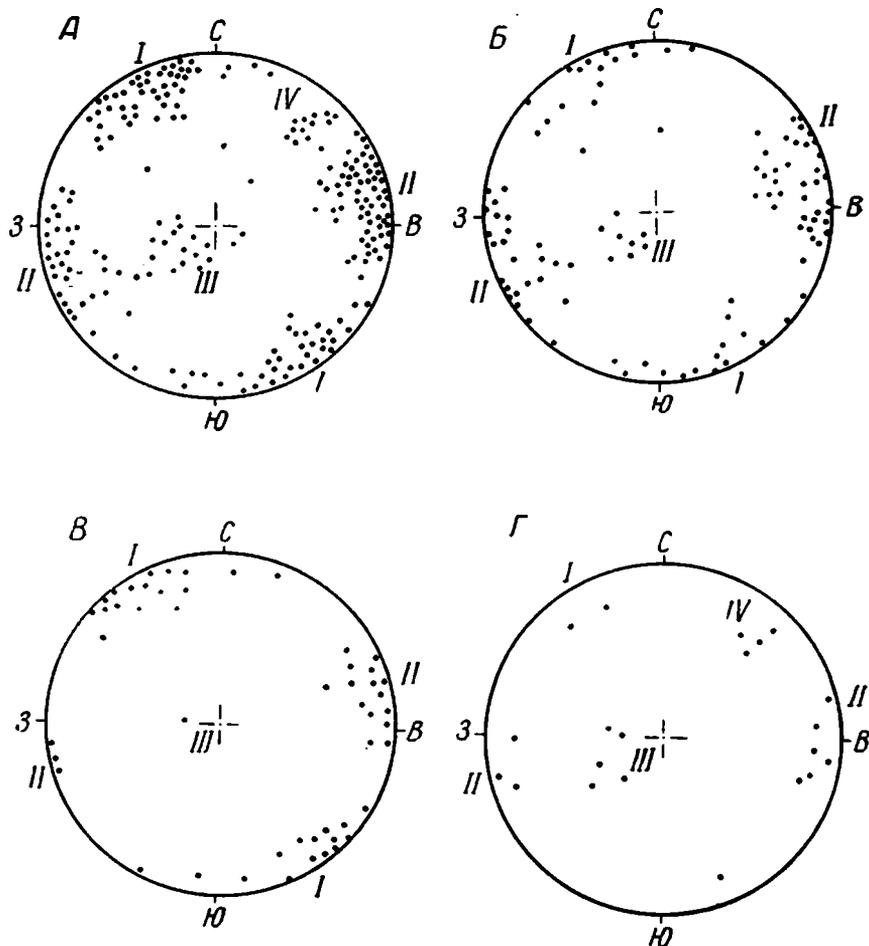
Лишь непосредственно перед рудоотложением возникли новые трещины северо-западного простирания, падающие круто к северо-востоку (максимум IV диаграммы, см. фиг. 2, Г) и пересекающие дайки. При этом продолжалось приоткрывание трещин ранее заложенных направлений. Все эти трещины в дальнейшем были заполнены рудным материалом.

Еще более разительный пример последовательного приоткрывания ранее заложенных трещин наблюдался в одном из районов Тянь-Шаня. Здесь громадные площади сложены интрузивами гранитоидов и кислыми, обычно массивными, реже слоистыми, эффузивами. Многочисленные систематические замеры трещин, проведенные на разных участках района на общей площади более 30 000 км², в самых различных породах, показывают постоянное наличие двух максимумов, из которых один соответствует трещинам с простиранием 50—70° при крутом падении к северо-западу



Фиг. 1. Характерная диаграмма трещин отдельности в гранитоидах центрального Казахстана. 197 замеров.

и юго-востоку, а другой — трещинам с направлением 300—320°, с крутым падением к северо-востоку и юго-западу (фиг. 3, А и Б). Обе эти системы, помимо большого постоянства в своем положении, характеризуются выдержанностью по простиранию и по падению, имеют гладкие поверхности и должны быть отнесены к трещинам скалывания.

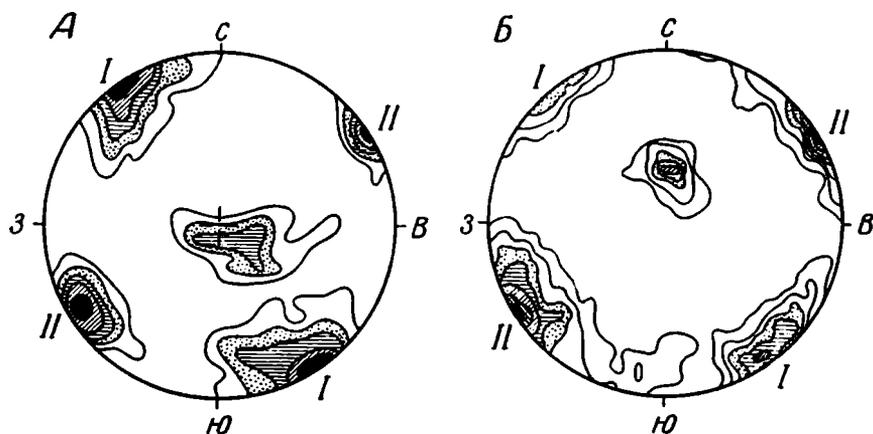


Фиг. 2. Диаграммы ориентировки разломов, даек и минерализованных трещин на одном из участков восточного склона Среднего Урала.

А — трещины и разломы; Б — доскарновые дайки и скаршковые вены; В — послескарновые дайки лампрофиров и диабазовых порфиров; Г — рудные жилки.

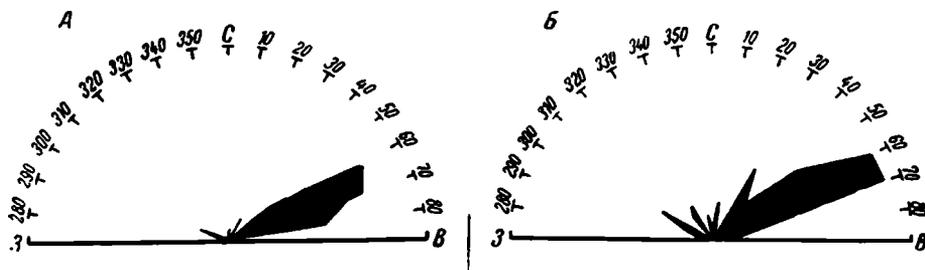
Как эффузивы, так и гранитоиды в описываемом районе пересечены двумя сериями даек разновозрастных жильных пород, имеющих почти вертикальное падение. Более древние дайки представлены гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами; они наиболее развиты в западной части района и имеют почти исключительно северо-западное простирание, соответствующее одной из указанных систем трещин. Главная же масса даек фельзитов, фельзит-порфиров, кварцевых порфиров, а также диабазовых порфиров, является более молодой и приурочена преимущественно к трещинам северо-восточного простирания (50—70°); однако часть их проходит и в северо-западном направлении (300—320°). Таким образом, по своему положению дайки полностью соответствуют направлениям трещин отдельности (фиг. 4, А).

Следует отметить, что более юные дайки фельзит-порфира и диабазового порфирита по своему положению тесно связаны между собой. Более того, нередко дайки диабазового порфирита располагаются в призальбандовых частях даек фельзит-порфиров, но иногда пересекают их под острыми углами. Следовательно, в данном случае в процессе образования даек имело место двукратное приоткрывание одних и тех же трещин.



Фиг. 3. Диаграммы ориентировки трещин в одном из районов Тянь-Шаня. А — трещины в гранодиоритах, 210 замеров; $\lt; 1-2-3-5-7 < \%$. Б — трещины в эффузивах, 251 замер; $\lt; 1-2-3-4-5-6-7 < \%$.

На этом жизнь трещин в описываемом районе не заканчивается. Так, подавляющее большинство минерализованных разломов и жильных рудных месторождений приурочено также к двум отмеченным ранее системам



Фиг. 4. Розы простираний:

А — даек диабазового порфирита, 36 замеров; Б — минерализованных трещин, 66 замеров.

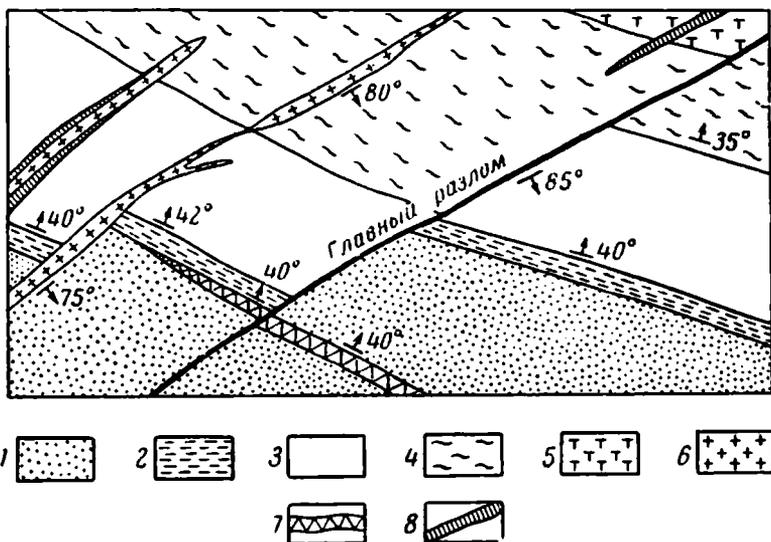
трещин, особенно к северо-восточным, соответствующим максимуму I диаграмм (см. фиг. 3, А и Б). При этом они нередко располагаются непосредственно в теле даек или проходят по контактам их с вмещающими породами.

Полное совпадение направлений даек и зон минерализации видно на приводимых диаграммах (см. фиг. 4, А и Б), представляющих результат статистической обработки данных по одному из рудоносных участков.

Можно было бы привести целый ряд совершенно аналогичных примеров, показывающих последовательное подновление ранее заложенных трещин. Отсюда, однако, не следует, что генетический характер трещин оставался все время неизменным. Так, указанные выше дайки, следующие по направлениям трещин отдельности, при переходе из одних пород в другие не смещают контактов между ними; форма этих даек неправильная,

иногда сложноступенчатая. Эти факты показывают, что заполнение трещин материалом даек происходило в условиях растяжения, т. е., что в этот момент они вели себя как трещины разрыва. И, наоборот, зоны минерализации, развивающиеся по тем же направлениям, что и дайки, обладают всеми признаками трещин скалывания. Они спрямляют неправильные контакты даек, а пересекая контакты различных пород, смещают их иногда на довольно значительные расстояния.

Приведем еще интересный пример по району одного из полиметаллических месторождений Тянь-Шаня, где повторяемость направлений трещин также выражена весьма отчетливо. Участок, на котором производились наблюдения, сложен эффузивами, легко расчленяющимися в поле на серию пачек (фиг. 5); простирание их близкое к широтному, падение пологое



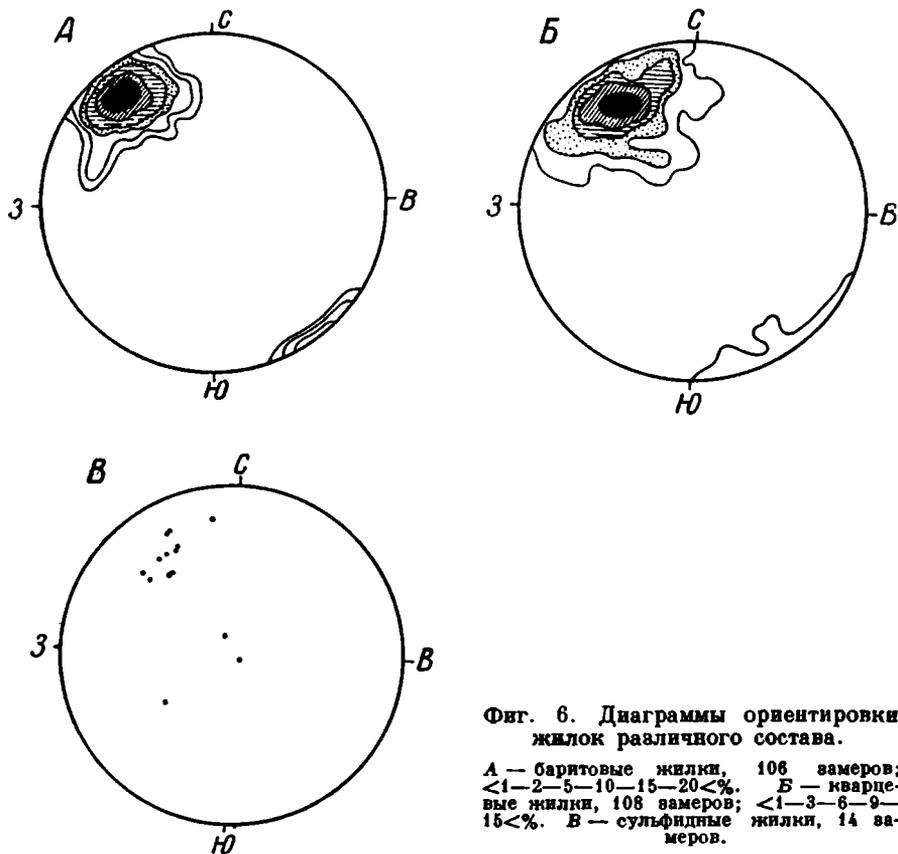
Фиг. 5. Схема строения полиметаллического месторождения.

1 — фельзит-порфиры; 2 — туфы; 3 — лавобрекчии; 4 — темносерые флюидальные фельзит-порфиры; 5 — туфо-лавы; 6 — дайки кварцевых порфиров; 7 — дайки фельзит-порфиров; 8 — дайки диабазовых порфиритов.

к северо-северо-востоку. Для эффузивов характерны те же две системы крутопадающих трещин отдельности, что и для района в целом, т. е. северо-восточного и северо-западного простирания; кроме того, наблюдаются пологие трещины, соответствующие слоистости пород. Эффузивы пересекаются серией даек и дайкообразных тел кислого и основного состава, вытянутых преимущественно в северо-восточном направлении. В этом же направлении прослеживается крупный так называемый Главный разлом, пересекающий все породы, развитые на участке.

Отмеченные соотношения изображены на прилагаемой схеме. При рассмотрении ее нетрудно видеть, что тектоническая жизнь участка развивалась в несколько этапов, но в каждый из них возобновлялись те же системы трещин. Так, после излияния розовых фельзит-порфиров, туфов и лавобрекчий по трещине (см. фиг. 5), заполненной впоследствии дайкой кварцевого порфира, произошло смещение блоков. Оно предшествовало отложению темносерых флюидальных фельзитов и туфолав, которые также пересекаются дайкой кварцевого порфира; смещения контакта их с подстилающими лавобрекчиями, однако, не заметно. Следовательно, трещина, заложенная ранее как трещина скалывания, после отложения темносерых фельзитов и красновато-бурых туфолав, т. е. перед внедрением

кварцевых порфиров, проявила себя как трещина разрыва, но уже и в верхних горизонтах эффузивных пород. В дальнейшем все горизонты были смещены по Главному разлому на значительное расстояние, причем блок пород, прилегающий к нему с юга, оказался сдвинутым в плане к северо-востоку относительно северного блока. Отмеченное движение по разлому предшествовало внедрению фельзит-порфиров, которые в виде согласного пластового тела прослеживаются между эффузивными флюидальными фельзит-порфирами и туфами к северу от разлома. Продолжение [пласто-



Фиг. 6. Диаграммы ориентировки жилков различного состава.

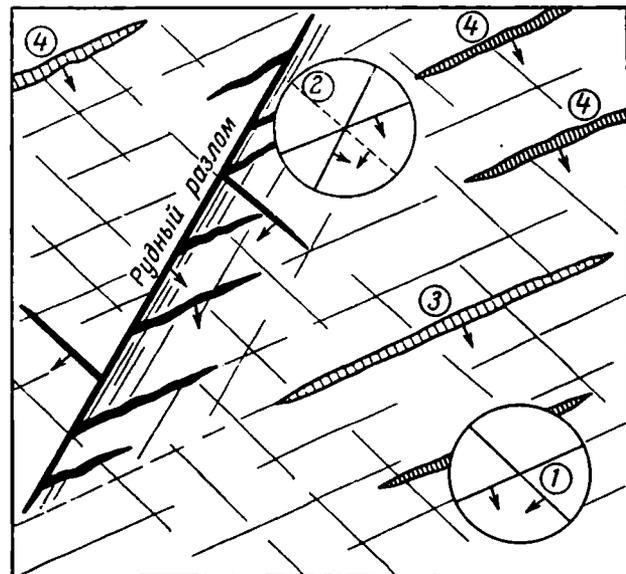
А — баритовые жилки, 106 замеров; <1—2—5—10—15—20%. Б — кварцевые жилки, 108 замеров; <1—3—6—9—15%. В — сульфидные жилки, 14 замеров.

вого тела фельзит-порфира устанавливается также и к югу от разлома среди розовых флюидальных фельзитов, но оно смещено по плоскости разлома на небольшое расстояние к западу, т. е. в направлении, противоположном тому, какое имело место до внедрения фельзит-порфиров и диабазовых порфиритов. Главный разлом на отдельных интервалах включает дайку диабазовых порфиритов — наиболее молодых изверженных пород района. После внедрения по разлому вновь происходили подвижки, предшествовавшие развитию полиметаллического оруденения.

Повторяемость направлений трещин на ряде месторождений наблюдается и в ходе процесса минерализации. Так, рудоносные жилы, которые относят к различным этапам или стадиям, нередко имеют весьма близкие элементы залегания. Эта закономерность очень хорошо видна из приводимых диаграмм ориентировки рудоносных жил различного состава на одном из полиметаллических месторождений Тянь-Шаня, залегающем в гранитах (фиг. 6, А, Б, В). Здесь разные по составу и по возрасту жилы залегают совершенно тождественно и в полном соответствии с общим

залеганием минерализованных зон, положение которых в свою очередь совпадает с одной из систем трещин отдельности. При этом нетрудно видеть «слоистые» жилы, отдельные полосы которых сложены минеральными агрегатами различных этапов.

Приуроченность рудоносных жил к трещинам старых направлений закономерна и характерна для большинства известных нам жильных месторождений Тянь-Шаня. Из этого, однако, отнюдь не следует, что в процессе формирования рудных месторождений здесь вовсе не возникало трещин новых направлений. Наоборот, имеется ряд примеров, показывающих, что процессу рудоотложения предшествовало образование трещин, залегание которых, отличное от направлений, широко распространенных в районе трещин отдельности.



Фиг. 7. Схема строения полиметаллического месторождения.

1 — ориентировка трещин отдельности во вмещающих эффузивах; 2 — ориентировка трещиноватости у зоны разлома (пунктиром показаны слабо проявленные трещины); 3 — дайки кварцевого порфира; 4 — дайки диабазового порфира

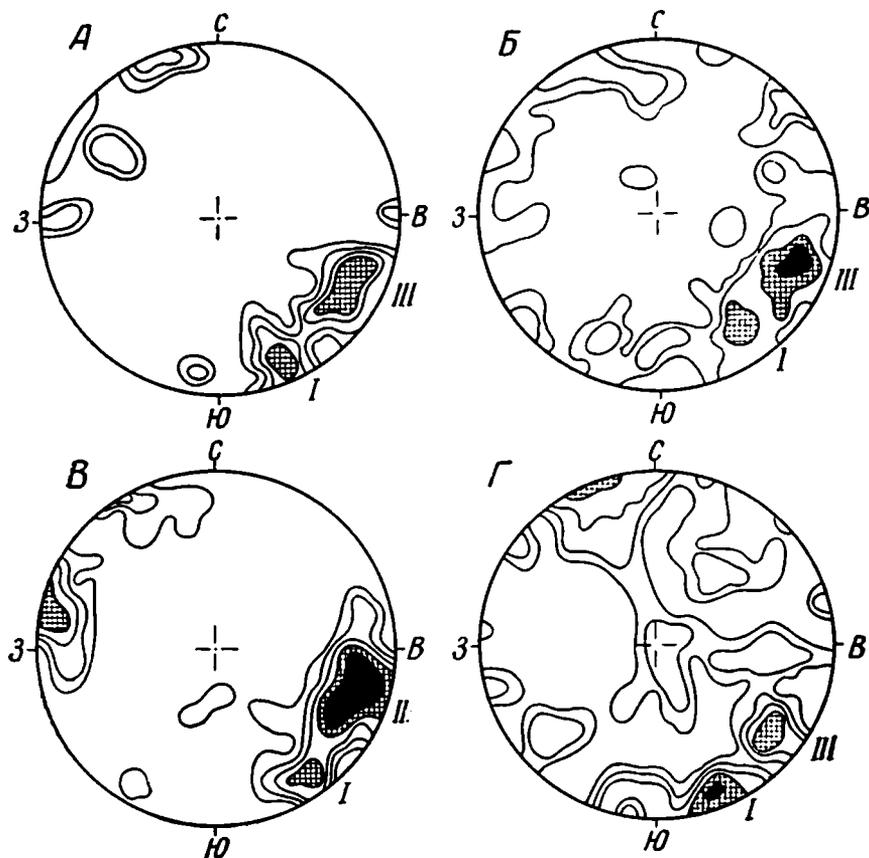
Так, в отмеченном выше полиметаллическом месторождении сами рудоносные жилы следуют направлению ранее заложённых трещин отдельности. Но они сопровождаются вновь возникшими минерализованными трещинами, отходящими от них под острыми углами и представляющими собой трещины оперения; последние сопряжены с главными трещинами и своим развитием обязаны подвижкам по ним в процессе минерализации.

Имеются также примеры, когда вновь образованные трещины определяют общий облик месторождения, а трещины отдельности лишь усложняют его структуру. Для иллюстрации этого приведем данные по одному небольшому полиметаллическому месторождению Тянь-Шаня, в котором структурная роль различных систем трещин выражена весьма отчетливо.

Это месторождение залегает среди толщ эффузивов, разбитых крутопадающими трещинами отдельности, проходящими, как и всюду в районе, по азимутам $50-70^\circ$ и $300-320^\circ$. Оно представлено крутопадающей к востоку минерализованной трещиной с общим простиранием $25-30^\circ$, сложенной целой серией разновозрастных кварцевых жил с сульфидами. Часть этих жил характеризуется залеганием, соответствующим залеганию зоны в целом, и приурочена к хорошо выраженному тектоническому шву и параллельным ему трещинам скалывания. Большинство же жил этого месторождения заполняет трещины, проходящие по азимуту $60-70^\circ$ и падающие круто к юго-востоку. По своему характеру и положению относительно тектонического шва эти трещины являются разрывными трещинами оперения и представляют собой не что иное, как приоткрывшиеся трещины отдельности (фиг. 7). Эта закономерность, т. е. наличие жил двух

определенных систем в пределах описываемой минерализованной зоны, выдерживается для всех этапов минерализации. Это хорошо иллюстрируется приводимыми диаграммами элементов залегания жил различного состава и возраста (от более старых к более юным, фиг. 8, А, Б и В).

Детальные наблюдения показывают, что жилы различного состава, приуроченные к сопряженным оперяющим трещинам, нередко располагаются



Фиг. 8. Диаграммы ориентировки жилок различного состава и послерудных нарушений.

А — кварцевые жилы с пиритом, 47 замеров; <1—2—3—5<%. Б — сульфидные жилы, 158 замеров; <1—2—4—6<%. В — кварцевые безрудные жилы, 96 замеров; <1—2—3—4—5<%. Г — послерудные нарушения, 90 замеров; <0,5—1—2—3—5<%.

в одной и той же трещине и проходят тесно соприкасаясь друг с другом. В последнем случае жила более молодая обычно следует одному из зальбандов древней жилы, а затем пересекает ее, без всякого смещения, под острым углом и переходит к другому зальбанду. Характерно гребенчатое строение этих жил, причем кварц явно нарастает на стенки трещин. Следовательно, здесь имело место неоднократное приоткрывание одних и тех же трещин в процессе минерализации.

Помимо двух указанных систем жил в данном месторождении, правда в гораздо меньшей степени, развиты также жилы, приуроченные к трещинам северо-западного простирания (300—320°), отвечающим по положению второй системе трещин отдельности.

Послерудные нарушения в пределах месторождения проявились преимущественно по тем же минерализованным трещинам. Они обычно

следуют по одному из зальбандов рудоносных жил или пересекают их под острыми углами. Совпадение направлений послерудных смещений с направлениями рудоносных жил хорошо видно из приводимой диаграммы (см. фиг. 8, Г).

Приведенный фактический материал позволяет сделать следующие выводы.

1. До последнего времени роли повторяемости трещин различного возраста уделялось мало внимания. Многие исследователи вообще не пытались выяснить историю развития трещин, т. е. последовательность их возникновения и заполнения жильным веществом в различные этапы и стадии минерализации. Некоторые исследователи или только констатировали сходство в элементах залегания трещин в породах различного возраста, или из этого факта делали неверный вывод об одноактности их образования.

Наблюдения, проведенные в различных рудных районах Советского Союза, показывают, что образование рудоносных трещин следует рассматривать как процесс многостадийный. Появление более молодых трещин нередко определяется резкой анизотропией пород, вызванной наличием наиболее древних трещин.

2. Повторяемость в направлениях трещин различного возраста особенно отчетливо установлена пока для процесса минерализации, обычно изучаемого с наибольшей тщательностью. Внутриминерализационные подвижки часто приводят к неоднократному приоткрыванию одних и тех же трещин и последовательному выполнению их различными минеральными агрегатами. В отдельных случаях и послерудные нарушения следуют тем же направлениям, повторяя положение в пространстве минерализованных трещин.

3. Однако такая закономерность ни в коей мере не может расцениваться как доказательство простой повторяемости условий деформации. В процессе формирования геологических структур рудных полей и месторождений возникают трещины иных направлений, отличных от имевшихся ранее. Эти новые трещины могут играть даже определяющую роль в структуре, и в таких случаях старые трещины вносят в нее дополнительные, иногда весьма существенные, осложнения. Это создает большие трудности при расшифровке истории формирования структуры данного участка земной коры.

4. В процессе развития структуры характер одних и тех же старых систем трещин не остается все время неизменным. Так, трещины, возникшие как сколовые, могут в дальнейшем приоткрываться как трещины разрыва, а затем снова превратиться в трещины скалывания; при этом направление подвижек в их плоскости может также измениться.

5. Повторяемость в направлениях трещин, которая сказывается прежде всего в приуроченности рудоносных жил к трещинам, заложенным значительно раньше начала процесса минерализации, имеет важное практическое значение. Так, например, зная преобладающее направление простираний даек или жил какой-нибудь стадии минерализации, можно более рационально организовать детальные поисковые и поисково-разведочные работы. В случае обнаружения при разведке рудоносной жилы какой-либо одной из стадий минерализации, необходимо иметь в виду возможность нахождения в той же трещине жил других стадий минерализации. Необходимо также учитывать, что, помимо жил основного направления, могут быть жилы и других направлений, соответствующих всем системам трещин отдельности, развитым в пределах данного участка.

Рассмотренные нами примеры и сделанные на их основании выводы не исчерпывают, конечно, всего многообразия явлений, связанных с развитием трещин. Вместе с тем полученные нами выводы

нельзя рассматривать как универсальные. В ряде случаев мы имеем примеры, когда повторяемость не проявляется или она выражена не столь отчетливо. Это, в частности, имеет место в тех случаях, когда прежняя трещиноватость либо уничтожена метаморфизмом, либо залечена, вследствие чего породы теряют анизотропию, обусловленную этой трещиноватостью. Рассмотрение подобных случаев не входит в тему настоящей статьи.

ЛИТЕРАТУРА

- Бородаевский Н. И. О значении наблюдений над дайками изверженных и жильных пород при изучении рудных месторождений. Сб. Рудничная геология, М., 1946.
- Вольфсон Ф. И. Отношение оруденения эндогенных месторождений к крупным тектоническим нарушениям. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1948, № 6.
- Поспелов Г. Л. Материалы к тектонике интрузивов. Изв. Томск. индустр. инст., 1941, 62, ч. 1.
- Шэк А. В. К вопросу о генезисе южноуральской группы месторождений титаномагнетита. Титаномагнетитовые месторождения Урала, ч. 2. Гр. Сов. по изуч. произв. сил Акад. наук СССР, сер. уральская, 1936.
-

В. И. КУЗНЕЦОВ

**РАЗВИТИЕ ТРЕЩИН И ОТНОШЕНИЕ К НИМ ПЕГМАТИТОВЫХ
ЖИЛ НА ОДНОМ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГРАНИТНЫХ
ПЕГМАТИТОВ****ВВЕДЕНИЕ**

При изучении рудных месторождений жильного типа и особенно при оценке их промышленной ценности значительное внимание уделяется выяснению характера и генезиса рудоносных трещин. И это вполне понятно, так как тектоника имеет первостепенное значение в формировании рудных месторождений. Она не только определяет форму рудных полей и рудных тел, но и играет существенную роль в ходе процесса оруденения. Ею в значительной мере вызывается и регулируется интенсивность отделения рудоносных растворов и летучих компонентов от магмы, их движение и рудоотложение в пределах участка месторождения. Поэтому без изучения тектонической жизни и структурных особенностей рудного поля нельзя разобраться в истории формирования самого месторождения, а также рационально направлять разведочные и эксплуатационные работы.

Сказанное в значительной мере относится и к пегматитам, в особенности к редкометальным. В их формировании тектонический фактор играет исключительно важную роль.

К сожалению, до сих пор при изучении рудоносных пегматитов этому вопросу не уделялось должного внимания.

Недооценка роли тектоники в формировании пегматитов становится понятной, если обратиться к истории изучения их как полезных ископаемых. До недавнего времени пегматиты использовались или целиком как сырье для керамической промышленности, или как источник сырья, извлекаемого ручным способом из общей массы (слода, берилл, кварц, топаз, турмалин и другие минералы). В связи с резко возросшей потребностью промышленности в таких редких металлах, как тантал, ниобий, олово и другие, интерес к пегматитам значительно возрос. Определен же их промышленной ценности немислимо без разведочных работ и расшифровки тектоники и структурных особенностей.

На протяжении многих лет автор занимался изучением ряда пегматитовых месторождений. Эти исследования показывают, что формирование пегматитовых тел и полей этих месторождений находится в тесной связи с общим развитием геологической структуры включающих их участков земной коры. Вопросам связи формирования пегматитов с развитием структуры и трещинной тектоники вмещающих пород на одном из пегматитовых месторождений и посвящена предлагаемая статья.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И ПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СРЕДИ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Участок месторождения находится в эндоконтактной зоне гранитного массива с роговиками и ороговикованными сланцами нижнекарбонового возраста. Контакт гранита имеет близкое к меридиональному простирание; он довольно крутой и падает в сторону осадочных пород под углом $50-60^\circ$. Поверхность контакта неровная; местами падение его направлено в сторону гранитов. Среди гранитов в эндоконтактной зоне имеются ксенолиты и останцы пород кровли, размером до 100 м и больше, встречающиеся на гипсометрически различных горизонтах с разницей отметок более чем в 300 м.

Влияние пород кровли на состав гранитов выражается в их обогащении биотитом и в появлении мелкозернистой структуры. Контакты между гранитами и вмещающими породами во всех случаях резкие и имеют секущий характер. Пегматитовые жилы, залегающие в гранитах, в общем простираются параллельно линии контакта и приурочены к трещинам, связанным со сравнительно узкой тектонически ослабленной зоной. Среди пород осадочной толщи в экзоконтактной зоне также имеются жилы пегматитов, группирующиеся в узкие полосы.

Породы осадочной толщи, контактирующие с гранитами, характеризуются однообразием состава и структурных элементов. Простирание их северо-западное, падение северо-восточное под углом $40-60^\circ$. Породам присущи трещины трех систем.

I. Система трещин, совпадающих со слоистостью. Простирание их в среднем $320-325^\circ$, падение к северо-востоку под углом $40-70^\circ$. Трещины эти тонкие, ровные и частые; им соответствует сланцеватость пород метаморфизованной песчано-сланцевой толщи. На круговой диаграмме (фиг. 1, А)¹ максимум полюсов трещин данной системы находится в северо-восточном квадранте и обозначен цифрой I.

II. Система трещин того же простирания, что и в первом случае, но с обратным падением к юго-западу под углом $25-55^\circ$. Трещины данной системы прямые, с ровными стенками и обычно несколько приоткрытые. Располагаются они друг от друга не ближе $15-20$ см. На диаграмме плотностей полюсов максимум этих трещин обозначен цифрой II.

III. Система крутопадающих трещин, перпендикулярных к двум предыдущим (максимум III). Простирание главной массы их северо-восточное ($40-60^\circ$), падение к юго-востоку под углом $80-85^\circ$. Трещины этой системы отличаются ровностью стенок, большой выдержанностью элементов залегания и значительной протяженностью. Расположены они на расстоянии не ближе $15-20$ см друг от друга, обычно гораздо реже.

Трещинами перечисленных трех систем породы осадочной толщи местами разбиты на хорошо оговоренные параллелепипеды. Помимо этого, встречаются диагональные трещины, не укладывающиеся в какую-либо из приведенных систем.

Трещины всех систем в породах осадочной толщи используются жильными дериватами гранитной интрузии. В приконтактной части и крупных останцах пород кровли среди гранитов по ним располагаются жилы аплитовидных гранитов, пегматитов и кварцевые жилы. При этом нередки случаи, когда одно и то же жильное тело располагается одновременно в трещинах, принадлежащих к двум или даже всем трем системам. Этим объясняется наличие изгибов жил по простиранию и по падению. Пример

¹ Все круговые диаграммы, помещенные в этой статье, построены при помощи равноплощадной сетки в проекции на верхнюю полусферу.

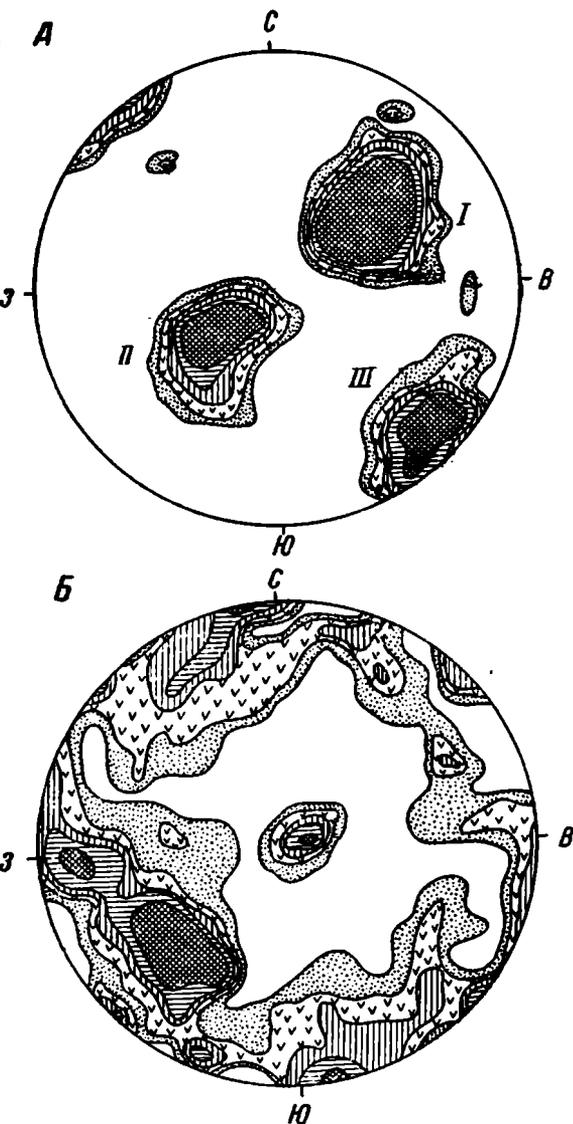
расположения пегматитовых жил по трещинам двух систем (I и II) приведен на зарисовках стенок шурфов (фиг. 2).

Граниты поля месторождения также разбиты густой сетью трещин различных направлений, имеющих разный возраст. Последнее хорошо

доказывается отношением их к процессам минерализации и проявлению жильных дериватов гранитной интрузии. Так, к одним трещинам приурочены аплитовидные граниты, другие заполнены пегматитами разных типов, третьи — кварцевыми жилами, по четвертым идут зоны окварцевания, а пятые совсем не затронуты минерализацией. При этом вдоль трещин в разное время проявились перемещения и неоднократные приоткрывания. Таким образом, формирование поля месторождения протекало в сложной тектонической обстановке.

Многочисленные замеры трещин в гранитах участка месторождения и его окрестностей сведены в ряд круговых диаграмм. Диаграмма полюсов трещин в гранитах окрестностей месторождения (см. фиг. 1, Б) показывает наличие следующих максимумов.

1. Трещины, падающие полого к востоку, придающие гранитам матрацевидную отдельность. Максимум полюсов этих трещин располагается в центре диаграммы. Пологие трещины характеризуются значительной протяженностью и располагаются друг от друга на расстоянии от 20—30 см до 1—1,5 м. Направлению этих трещин следуют тела аплитовидных гранитов, разбитые параллельно залеганию трещинами. К последним иногда



Фиг. 1. Диаграммы ориентировки трещин в окрестностях месторождения.

А — трещины в породах песчано-сланцевой толщи; $\lt; 0,5-1,0-1,5-2,0-3,0\%$. Б — трещины в гранитах; $\lt; 0,5-1,0-1,5-2,0-3,0\%$.

приурочены жилы турмалиновых пегматитов; главная же масса трещин данной системы лишена каких-либо следов минерализации. Пологими жилами секутся крутопадающие жилы пегматитов различных типов, а сами они пересекаются и смещаются крутопадающими трещинами, вдоль которых также идут жилы пегматитов. Сложные взаимоотношения пологих трещин с жильными дериватами гранитной интрузии и трещи-

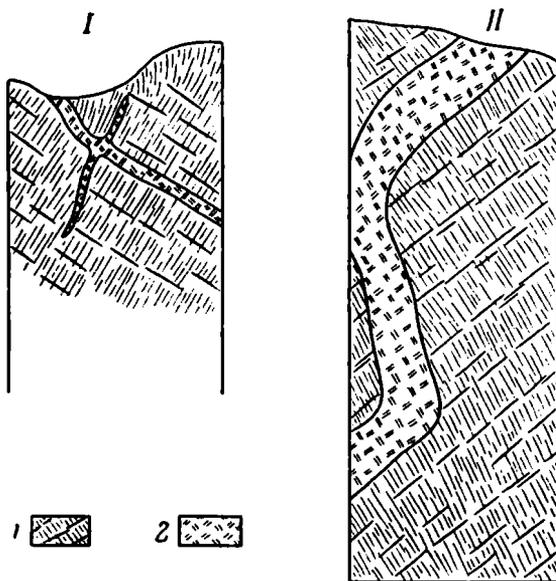
нами других систем, как минерализованных, так и пустых, указывают на неоднократные появления их, начиная с момента образования пологопадающих тел аплитовидных гранитов и до окончания всяких проявлений минерализации.

II. Широтные трещины с почти вертикальным падением. Трещины этой системы распределяются среди гранитов неравномерно; на отдельных участках они очень редки или даже отсутствуют, местами же проходят очень близко друг к другу и пересекаются под острыми углами. Широтные трещины имеют гладкие стенки, на которых почти всегда заметны следы перемещений в виде зеркал скольжения. По ним нередко наблюдаются нарушения пегматитовых жил со смещениями от нескольких десятков сантиметров до 2—3 м.

Параллельно трещинам данной системы ориентированы плоские жилы аплитовидных гранитов, а также часть жил турмалиновых пегматитов и небольшое количество самых поздних кварцевых жил. Главная же масса широтных трещин не несет следов минерализации и образовалась, повидимому, уже в послерудное время. Связь различных жильных дериватов гранитной интрузии с трещинами данной системы указывает на их возникновение и раскрытие в разное время.

III. Система меридиональных трещин с крутыми углами падения к западу. Эти трещины пользуются большим развитием в южной части поля месторождения. Для них характерна большая выдержанность по простиранию и падению. Они проходят параллельно друг другу на расстоянии от 30—40 см до 1 м. На стенках трещин хорошо заметны зеркала с мелкими бороздками и штрихами скольжения, указывающие на дифференциальное перемещение к северу западных блоков гранита, ограниченных этими трещинами. Часть трещин данной системы занята пегматитами разных типов, отличающихся друг от друга не только по минералогическому составу и структурным признакам, но и по времени внедрения. Относительная разновозрастность жил, связанных с трещинами этой системы, указывает на возникновение и раскрытие их в разное время.

IV. Трещины юго-восточного простирания со средними и крутыми углами падения к юго-западу. Трещины этой системы очень широко распространены в северной и северо-западной частях поля месторождения, где ими контролируется главная масса пегматитовых жил. В направлении к югу юго-восточные трещины постепенно меняют простирание на меридиональное, следуя изгибу контакта гранитного массива с породами осадочной толщи.

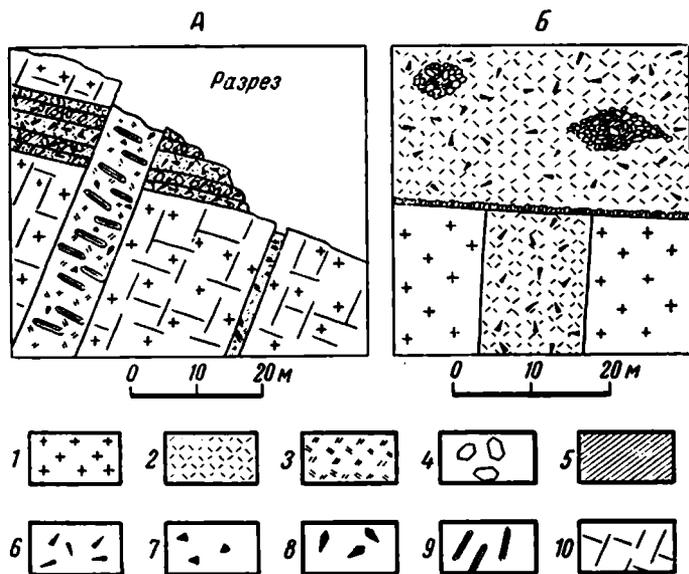


Фиг. 2. Зарисовки стенок шурфов. Отношение пегматитовых жил к трещинам в сланцах.

1 — сланцы; 2 — пегматиты.

По своему характеру трещины юго-восточного простирания совершенно аналогичны меридиональным. Они также являются сколовыми, но в дальнейшем некоторые из них приоткрывались. Перемещения вдоль трещин меридионального и юго-восточного простираний имели место как до внедрения по ним пегматитовых расплавов, так и в процессе формирования пегматитовых жил и после их образования.

Из жильных дериватов гранитной интрузии, помимо пегматитов, в пределах поля месторождения широким распространением пользуются аплитовидные граниты. Среди них намечается несколько разновидностей, отличающихся друг от друга по минералогическому составу, структурным особен-



Фиг. 3. Зарисовки отдельных участков пегматитовых жил и тел аплитовидных гранитов.

А — место пересечения тела аплитовидного гранита с полосами турмалинового пегматита жилами сподуменового пегматита. Б — место пересечения двух тел аплитовидных гранитов друг с другом; в горизонтальном теле расположены гнезда пегматита. 1 — пегматитовый гранит; 2 — аплитовидный гранит; 3 — пегматит; 4—9 — отдельные минералы (микроклин, кварц, турмалин и др.); 10 — трещины в гранитах.

ностям, морфологии тел и условиям залегания. Одни из разновидностей стоят ближе к двуслюдяным гранитам, отличаясь от них лишь более мелкозернистым строением и присутствием турмалина и участков с более грубозернистой структурой (шлиры пегматитов), другие приближаются к аплитам, но не имеют равномернозернистой структуры и содержат в себе шлиры пегматитов. Некоторые разновидности аплитовидных гранитов отличаются относительно грубозернистым строением, что приближает их, по классификации К. А. Власова, к пегматитам первого типа.

По морфологии тел и условиям залегания выделяются следующие разновидности аплитовидных гранитов: мелкие ксенолиты среди гранитов, шлиры неправильной, чаще овальной формы, жилообразные тела, постепенно переходящие во вмещающие граниты, и, наконец, типичные дайки, характерные только для пород вмещающей толщи. Взаимоотношения тел аплитовидных гранитов с вмещающими породами и между собой позволяют говорить об их относительной разновозрастности. Отдельные разновидности аплитовидных гранитов пересекают друг друга (фиг. 3, Б),

рассекаются пегматитами различных типов (см. фиг. 3, А) и, наконец, встречаются в виде ксенолитов среди вмещающих гранитов.

Тела аплитовидных гранитов, находящиеся среди гранитов, имеют лепешковидные формы и характеризуются постепенными переходами к вмещающим гранитам. Они представляют собой, по всей вероятности, сплюснутые шпиры, возникшие среди гранитов сегрегационным путем до образования пегматитовых жил. Плоские тела аплитовидных гранитов, находящиеся среди биотитовых гранитов, характеризуются определенной ориентировкой в пространстве. Одни из них обнаруживают близкое к широтному простирание и крутое, почти вертикальное, падение к северу; другие, наоборот, характеризуются пологим залеганием с небольшим наклоном к востоку. Пологопадающие тела аплитовидных гранитов являются более поздними относительно крутопадающих, на что указывают факты их пересечения (см. фиг. 3, Б).

Постепенные переходы между аплитовидными гранитами и вмещающими их биотитовыми гранитами указывают на близость во времени образования тех и других. Плоская же форма и определенная ориентировка в пространстве тел аплитовидных гранитов дают основание считать, что формирование их происходило в тектонически спокойных условиях. Образование аплитовидных гранитов в основном (это относится прежде всего к крутопадающим телам) закончилось до развития главной массы трещин в гранитах. Однако следует отметить, что пологие тела их нередко разбиты также пологими трещинами, вдоль которых появляются полосы турмалиновых пегматитов.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕГМАТИТОВ

Главная масса тел пегматитов имеет типичную жильную форму и сосредоточена в эндоконтактной зоне гранитного массива. За пределы контакта, в породе песчано-сланцевой толщи, выходит сравнительно небольшое количество пегматитовых жил. В резко подчиненном количестве встречаются тела пегматитов гнездовидной формы; они приурочены исключительно к телам аплитовидных гранитов эндоконтактной зоны гранитного массива.

Пегматиты жильной формы отличаются друг от друга по строению и размеру тел, по их пространственному положению и связи с определенными структурными элементами во вмещающих породах, а также по минералогическому составу и относительному возрасту.

По минералогическому составу среди пегматитов описываемого месторождения выделяются следующие типы: 1) существенно турмалиновые пегматиты, в которых турмалин-шерл по своему количеству играет роль породообразующего минерала, 2) существенно кварцево-микроклиновые, 3) преимущественно альбитовые и 4) сподуменовые, в которых сподумен, наряду с полевыми шпатами и кварцем, выступает как породообразующий минерал. Внутри каждого из этих типов имеются разновидности, отличающиеся характером распределения и количественными соотношениями слагающих минералов, текстурно-парагенетическими особенностями, а также различным возрастом и рядом других признаков. Выделенные типы пегматитов образуют взаимные переходы и связаны пространственно и генетически с единым массивом гранита, хотя и отличаются друг от друга по относительному возрасту. Наиболее ранними по времени образования являются турмалиновые (шерловые) пегматиты, далее идут кварцево-калишпатовые, альбитовые и, наконец, сподуменовые.

Турмалиновые пегматиты, в состав которых в значительных количествах входит шерл, иногда образуют гнезда, однако бóльшим распространением пользуются жилы. Среди последних выделяется не-

сколько разностей, отличающихся друг от друга по размерам, строению тел и относительному возрасту. К наиболее ранним относятся жилы турмалиновых пегматитов, образующие на отдельных участках густую сеть штокверкового типа. Более молодыми являются жилы мощностью до 30—40 см и длиной до нескольких десятков метров, характеризующиеся беспорядочной ориентировкой в пространстве; среди них можно встретить представителей с разными азимутами простирания и углами падения от пологих до крутых. За этими жилами по времени образования следуют жилы мощностью до 0,5 м, приуроченные к трещинам краевых надвигов и характеризующиеся средними углами падения в сторону гранитов. К наиболее молодым среди турмалиновых пегматитов относятся крупные жилы, мощностью от 0,5 до 7—8 м и длиной до нескольких сот метров, приуроченные к крутопадающим трещинам меридионального и юго-восточного простирания.

К в а р ц е в о - м и к р о к л и н о в ы е п е г м а т и т ы отличаются более простым минералогическим составом. Главными минералами являются кварц и микроклин в различных соотношениях; в резко подчиненном количестве присутствуют альбит, мусковит и редко другие минералы. Жилы этой группы пегматитов следуют вдоль меридиональных и юго-восточных трещин, падающих к западу под углом 65—70°. Жилами описываемого типа секутся турмалиновые пегматиты, что указывает на более раннее образование последних.

А л ь б и т о в ы е (и л и а л ь б и т и з и р о в а н н ы е) п е г м а т и т ы характеризуются наличием большого количества альбита. Образовались они в результате альбитизации пегматитов кварцево-микроклинового состава. На долю альбитовых пегматитов приходится главная масса пегматитовых жил поля. Все они приурочены к трещинам меридионального и юго-восточного простирания с падением к западу под углом 60—70°. Жилами альбитовых пегматитов секутся турмалиновые и кварцево-микроклиновые пегматиты.

С п о д у м е н о в ы е п е г м а т и т ы являются наиболее сложными по составу. Их образование обусловлено неоднократным дроблением и последовательным наложением альбитизации и сподуменизации на простые по составу кварцево-микроклиновые пегматиты. Сподуменные пегматиты относятся к числу самых молодых пегматитов поля месторождения; ими пересекаются жилы всех перечисленных выше разновидностей пегматитов. Жилы сподуменных пегматитов связаны с трещинами меридионального простирания, падающими к западу под углом около 70°. Распространены они весьма незначительно и приурочены к узкой полосе, часто разветвляются, соединяясь затем вновь или же кулисообразно заходя одна за другую.

К в а р ц е в ы е ж и л ы встречаются трех типов: 1) жилы молочно-белого полупрозрачного кварца, иногда с кристаллами полевого шпата, 2) жилы серого кварца и 3) низкотемпературные кварцевые жилы лестничного типа в пегматитах и гранит-порфирах.

РАЗВИТИЕ ТРЕЩИН И ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛ, СВЯЗАННЫХ С НИМИ

Трещинная тектоника сыграла очень большую роль в процессе формирования пегматитов данного месторождения, определив в основном форму их тел. Наличие пегматитов разных типов, нередко связанных с трещинами различных систем и отличающихся относительной разновозрастностью, в свою очередь помогает до некоторой степени разобраться в процессе трещинообразования и истории тектонической жизни поля месторождения.

В формировании трещин и тектонических нарушений в пределах поля месторождения намечаются три периода: 1) допегматитовый, 2) период пегматитообразования и гидротермальной деятельности и, наконец, 3) период послеминерализационных нарушений.

1. Об образовании трещин в допегматитовый период в породах поля месторождения имеется мало данных; об этом можно судить лишь косвенно. Трещины в породах осадочной толщи, образующие три системы (см. фиг. 1, А), возникли не только до периода формирования пегматитов, но и до внедрения гранитной магмы, давшей массив гранитов. Об этом можно судить по характеру контакта гранитов с породами кровли, апофизам гранитов и жилам аплитовидных гранитов и пегматитов, приуроченных к трещинам в осадочных породах. Относительная разновозрастность апофиз биотитовых гранитов, жил аплитовидных гранитов и жил пегматитов, находящихся в экзоконтактной зоне гранитного массива, указывает на то, что раскрытие трещин в породах кровли происходило периодически.

Отсутствие резких границ между аплитовидными гранитами и вмещающими их биотитовыми гранитами указывает на то, что в период образования аплитовидных гранитов резко выраженных трещин в гранитах массива на участке месторождения, повидимому, еще не было, иначе расплавы, давшие аплитовидные граниты, воспользовались бы ими и образовали типичные дайки с резкими контактами. В конце периода образования аплитовидных гранитов возникли пологие трещины в граните массива, заполненные затем телами аплитовидных гранитов с резкими отчетливыми контактами (см. фиг. 3, А и Б). В дальнейшем вдоль них образовались полосы турмалиновых пегматитов.

2. Для суждения о развитии трещин и пегматитовых жил в период пегматитообразования дают обильный материал многочисленные жилы различного состава.

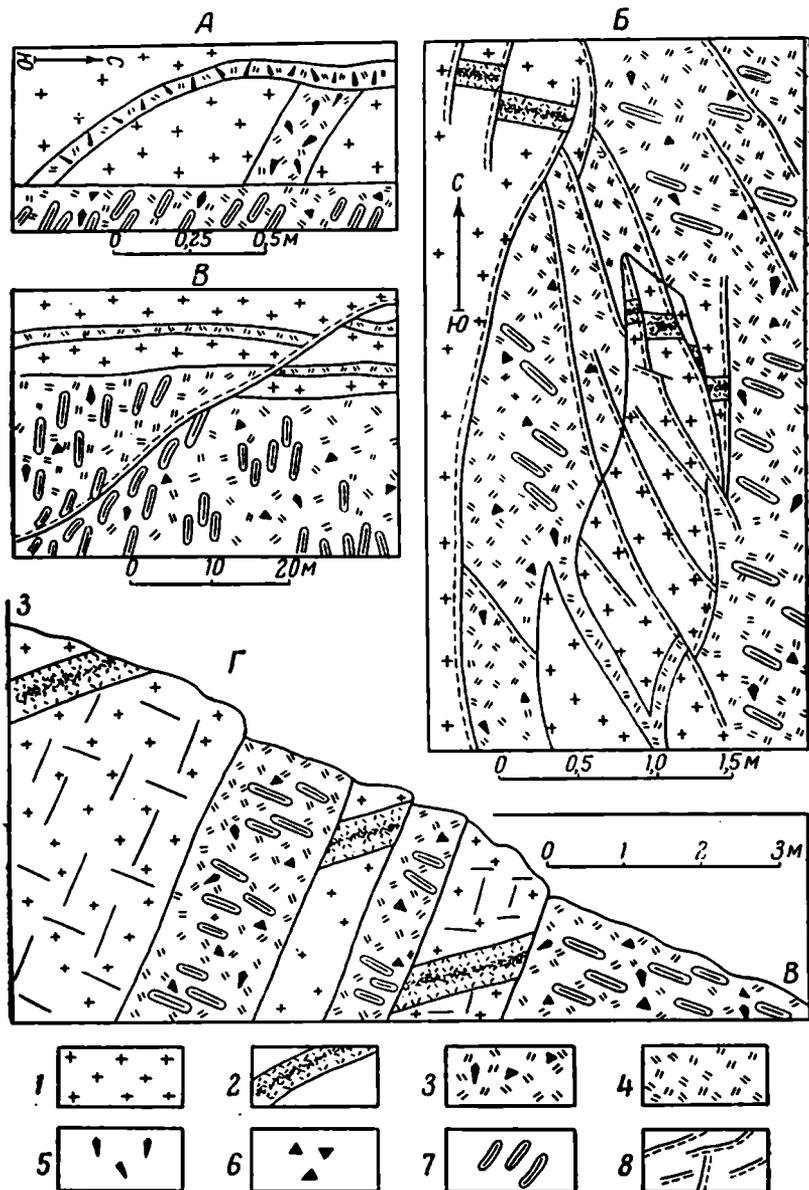
Помимо пологих, наиболее ранних трещин среди гранитов в период пегматитообразования возникли трещины, к которым приурочена густая сеть мелких жилок турмалиновых пегматитов штокверкового типа. Появление сети мелких трещин относится к ранней стадии формирования гранитного массива. В то время его раскристаллизовавшаяся аликальная часть представляла собой сравнительно тонкую корку, при разламывании которой возникли мелкие трещины, имеющие самые различные направления. По механизму образования они, вероятнее всего, являются трещинами разрыва.

Вслед за отмеченными трещинами проявились трещины, занятые также жилами турмалиновых пегматитов более крупного размера. Эти жилы встречаются поодиночке или по несколько вместе; они имеют различные элементы залегания, иногда пересекают друг друга, чем подчеркивается некоторая неодновременность в их образовании (фиг. 4, А). Судя по наличию в жилах этих пегматитов резких перегибов коленчатого характера, можно полагать, что их образование связано с простым приоткрытием трещин.

Вслед за трещинами, заполненными различно ориентированными одиночными жилами турмалиновых пегматитов, проявились трещины, укладываемые в отчетливую систему. Это — ровные и прямые трещины, падающие в сторону массива под углом, не превышающим 40—45°. Большая часть их занята жилами турмалиновых пегматитов, имеющими длину до 100 м при мощности от 8—10 до 30—50 см. Турмалиновые пегматиты не только пересекаются трещинами, занятыми сподуменовыми пегматитами, но и смещаются вдоль них (см. фиг. 4, Г). Наблюдения над трещинами, занятыми турмалиновыми пегматитами, дают основания считать их крайними надвигами, образовавшимися в результате некоторого расширения

тела интрузива в процессе кристаллизации, когда затвердевшая часть его, в виде оболочки, была еще не очень мощной.

После возникновения краевых трещин и образования по ним жил турмалиновых пегматитов появились крутопадающие трещины юго-юго-



Фиг. 4. Зарисовки мест пересечения жил пегматитов различных типов.
 1 — биотитовый гранит; 2 — жила пегматита с центральной частью, выполненной шерлом; 3 — турмалиновый пегматит; 4 — пегматит со сподуменом и другими минералами (5, 6, 7); 8 — трещины.

восточного простирания. Одна часть последних была заполнена хорошо выдержанными по простиранию и падению жилами турмалиновых пегматитов, имеющих мощность от нескольких сантиметров до 0,5—0,6 м. Другая часть крутопадающих трещин, появившаяся, видимо, несколько

позже, свободна от пегматитовых жил; вдоль некоторых из них имели место перемещения, приведшие к разобщению отдельных частей жил более ранних турмалиновых пегматитов. В дальнейшем эти трещины и жилы турмалиновых пегматитов, частично заполнившие их, неоднократно разрывались трещинами других систем и пересекались жилами более поздних пегматитов (см. фиг. 4, Б).

На серии зарисовок (фиг. 5) совершенно отчетливо видно, как жилки турмалиновых пегматитов юго-юго-восточного простирания секутся и смещаются трещинами двух направлений: вначале юго-юго-западными трещинами со смещениями по ним, а затем трещинами меридионального направления, заполненными мощными жилами более поздних альбитовых и сподуменовых пегматитов.

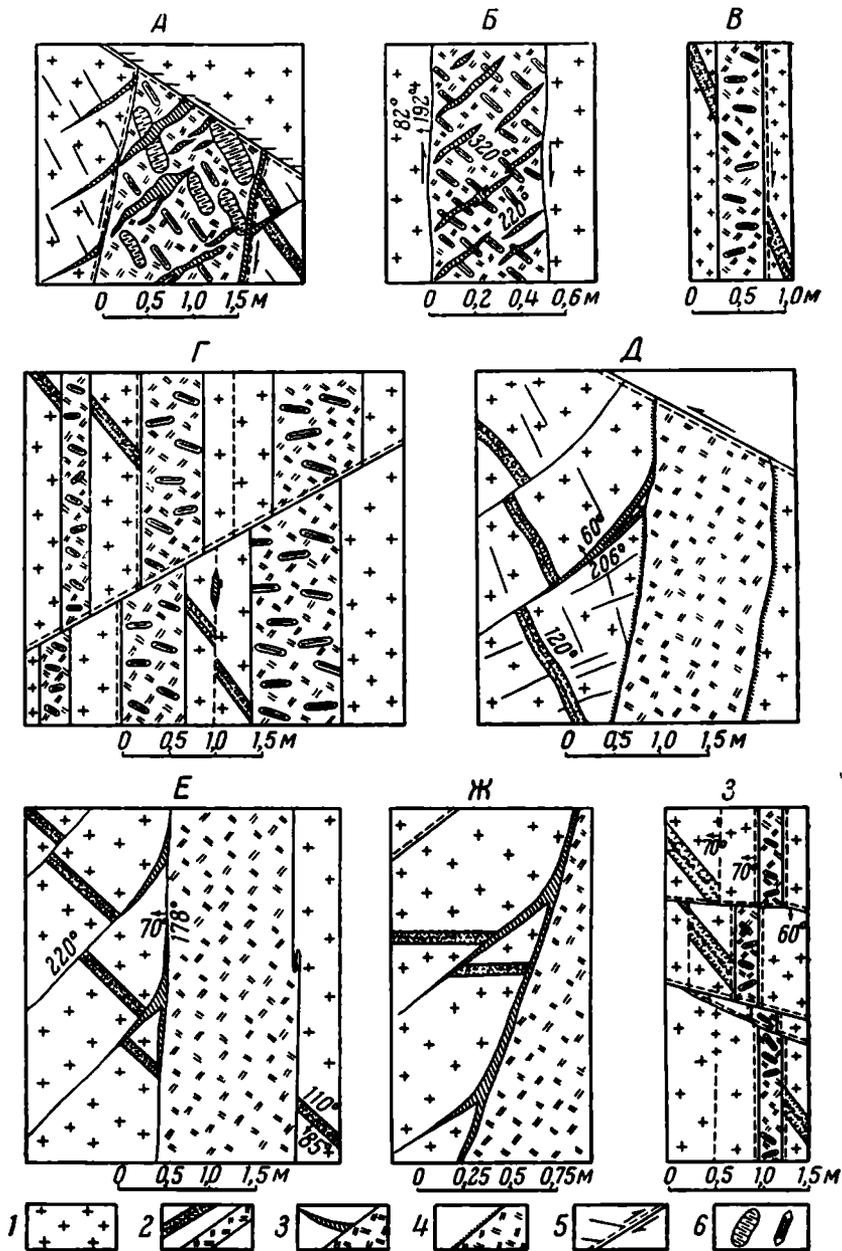
По своему положению трещины юго-юго-западного направления соответствуют оперяющим трещинам разрыва, возникшим при перемещениях вдоль меридиональных трещин, заполненных жилами более поздних пегматитов. Однако такая трактовка представляется несколько упрощенной, поскольку отмечаются непропорционально большие амплитуды перемещения рассеченных ими частей жил турмалиновых пегматитов (см. фиг. 5, Д, Е и Ж).

Наиболее правильным представляется, что до образования меридиональных трещин возникли трещины юго-юго-западного направления, перемещениями вдоль которых части турмалиновых жил были дифференциально смещены относительно друг друга на некоторое расстояние. Затем, уже после образования меридиональных трещин и внедрения по ним мощных пегматитовых жил, проявились почти горизонтальные подвижки вдоль трещин, занятых сподуменовыми пегматитами. Это вызвало повторные перемещения вдоль юго-юго-западных трещин, положение которых соответствовало ориентировке оперяющих трещин. Это подновление выразилось в очень небольшом перемещении по ним и раскрытии их с последующим заполнением кварцевыми жилами. Таким образом, можно полагать, что трещины юго-юго-западного направления возникли как трещины скола, а закончили свое развитие как трещины растяжения (оперяющие трещины разрыва).

В дальнейшем, как показывают полевые наблюдения, возникли почти меридиональные трещины, заполнившиеся затем целой серией разновозрастных пегматитовых жил, в том числе и наиболее крупных и сложных по составу. На стенках этих трещин хорошо выражены следы перемещений в виде зеркал и борозд скольжения, наклоненных к северу под углом не более 10° . Результаты этих перемещений очень наглядно выступают на зарисовке одного из участков зоны пегматитовых жил (фиг. 6).

Как показывают исследования, перемещения вдоль меридиональных трещин проявились как до внедрения пегматитов, так и в процессе и даже после их образования. Амплитуды перемещения вдоль отдельных трещин обычно не превышают 1 м, чаще же всего они равны 30—10 см и менее. При этом наибольшие амплитуды перемещения наблюдаются там, где имели место подвижки одного направления в допегматитовое, пегматитовое и послепегматитовое время.

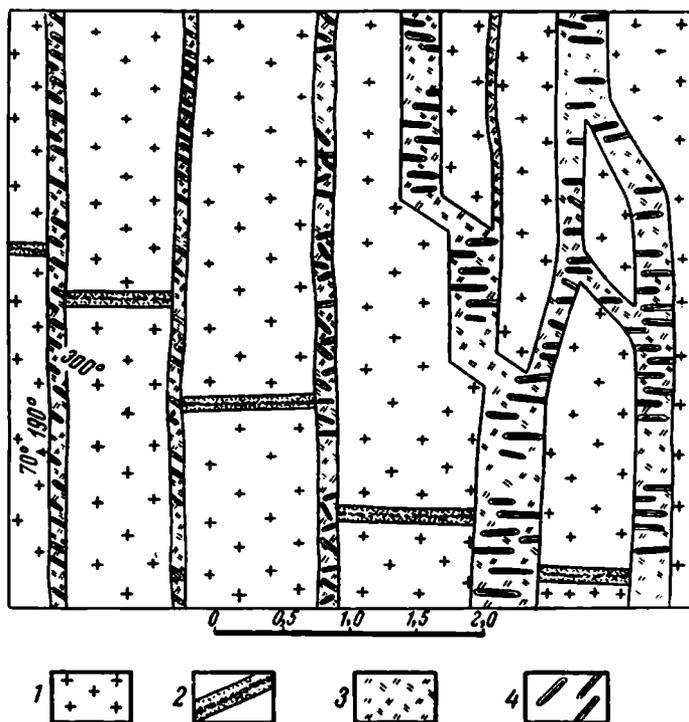
О перемещениях в начальных стадиях процесса минерализации можно судить по пересечениям турмалиновых пегматитов меридиональными жилами сподуменовых пегматитов (см. фиг. 6). Перемещения в период формирования жил сподуменовых пегматитов зафиксированы диагональным расположением кристаллов сподумена внутри их тел и наличием диагональных кварцевых жилок, приуроченных к оперяющим трещинам разрыва или растяжения, возникшим в процессе перемещений вдоль стенок жил (см. фиг. 4, 5, 6). Диагонально ориентированы не только кристаллы сподумена, но и целые блоки калиевого полевого шпата линзовидной



Фиг. 5. Зарисовки отдельных участков пегматитовых жил. Пространственные и возрастные соотношения жил пегматитов разных типов, кварцевых жил и нарушений разного возраста.

1 — биотитовый гранит; 2 — пегматиты (турмалиновые и сподуменовые); 3 — кварцевые жилки; 4 — оторочки слюды на контактах пегматитовых жил; 5 — трещины-сместители, сопровождающиеся оперяющими трещинками разрыва; 6 — реликты микроклина и кристаллы сподумена, ориентированные в одном направлении.

формы, представляющие собой кварцево-микроклиновые участки ранней стадии формирования пегматитов, уцелевшие после дробления под действием пары сил, ориентированных вдоль стенок жил. При этом возникли оперяющиеся трещины скалывания, проявленные диагональными зонами интенсивного раздробления пегматитов. В результате замещения тонко гранулированного материала, заполняющего эти зоны, образовались диагонально расположенные кристаллы сподумена. Диагональные трещинки, заполненные кварцевыми жилками, возникли несколько позже;



Фиг. 6. Характер перемещения блоков гранита до внедрения жил сподуменового пегматита (зарисовка части зоны развития жил сподуменных пегматитов).

1 — биотитовый гранит; 2 — турмалиновый пегматит; 3 — сподуменный пегматит; 4 — характер ориентировки кристаллов сподумена в пегматитовых жилах.

механизм их образования находится также в прямой связи с перемещениями вдоль залбандов пегматитовых жил.

Перемещения вдоль меридиональных трещин имели место и после окончания процесса формирования пегматитов и гидротермальной деятельности. Об этом свидетельствуют незатронутые минерализацией меридиональные трещины с зеркалами и бороздками скольжения, вдоль которых смещены части пегматитовых жил. Характерно, что западные блоки последних обычно сдвинуты к северу относительно восточных.

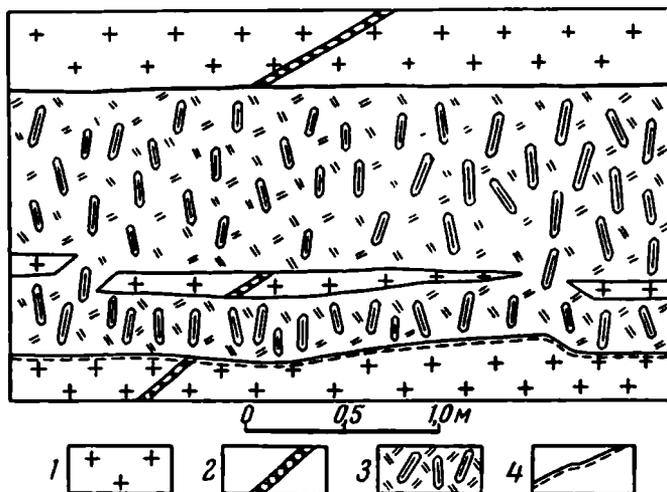
Перемещения вдоль меридиональных пегматитовых жил отмечаются часто, однако это не является общим правилом. Имеется целый ряд наблюдений, показывающих, что нередко по трещинам этого направления не было подвижек ни до, ни после образования жил.

Наиболее надежные данные по соотношениям пегматитовых жил можно получить при изучении мест косых пересечений разных типов пегматитов друг с другом, при отсутствии подвижек в плоскости пере-

секающих трещин. Части пересеченных жил оказываются раздвинутыми, без какого-либо смещения, секущими жилами в направлении, перпендикулярном к стенкам трещины, занятой жилой пегматита более молодого возраста (фиг. 7). Контакты жил в этих случаях оказываются припаянными к вмещающим гранитам.

Хорошим показателем отсутствия смещений в зальбандах пегматитовых жил является наличие колеччатых поворотов их на отдельных участках при нормальном интрузивном характере контактов.

В заключение характеристики меридиональных трещин, наиболее распространенных и важных по своей роли в формировании поля месторождения, необходимо отметить, что возникновение, раскрытие и общее



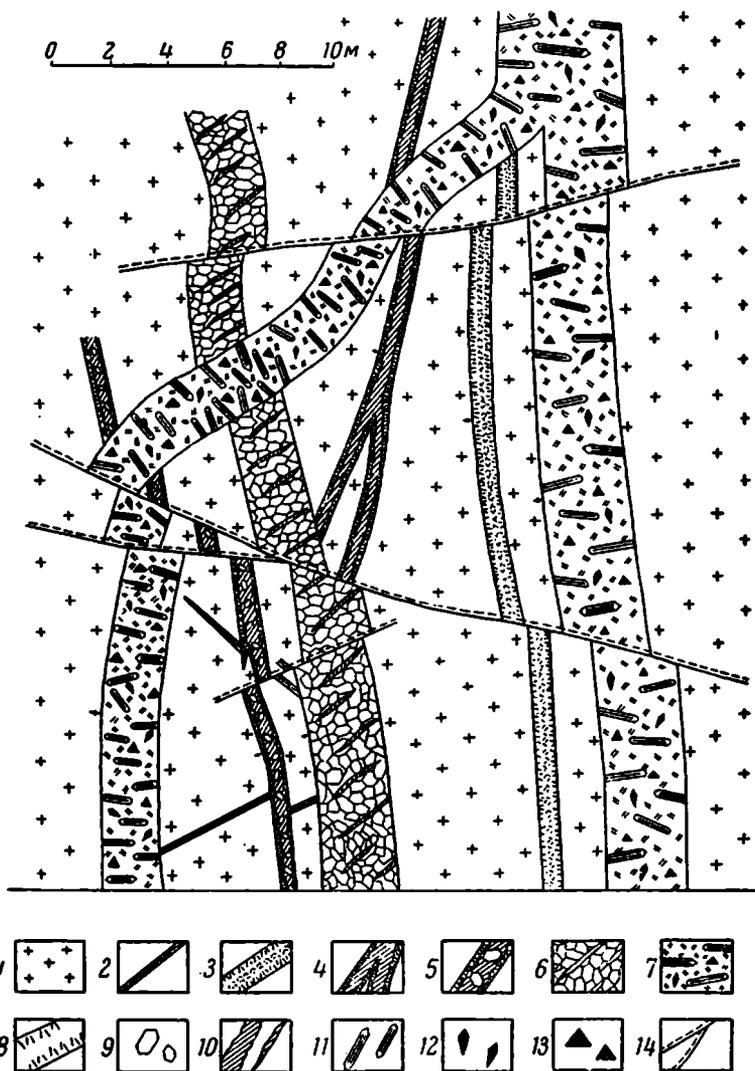
Фиг. 7. Зарисовка места пересечения жил турмалинового и сподуменового пегматитов, иллюстрирующая механизм открывания трещины, занятой жилой сподуменового пегматита.

1 — биотитовый гранит; 2 — турмалиновый пегматит; 3 — сподуменовый пегматит; 4 — тектонический контакт в лежачем боку жилы.

развитие их протекало на протяжении длительного периода времени. После заложения они неоднократно подновлялись и развивались на глубину. Об этом свидетельствуют не только признаки неоднократных перемещений вдоль них, но и относительная разновозрастность и разнотипность пегматитовых жил, приуроченных к ним. Вдоль трещин этой системы последовательно локализовались турмалиновые, кварцево-калишпатовые, альбитовые и сподуменовые пегматиты. Трудно сказать, сколько различных представителей пегматитов образовалось в разное время вдоль трещин этой системы, во всяком случае, их было не менее шести или семи. Только на одном, весьма ограниченном участке, представленном на зарисовке (фиг. 8), можно видеть взаимное пересечение жил пяти разновозрастных пегматитов, приуроченных к трещинам этой системы, возникших в разное время. Меридиональные трещины и довольно крупные разломы этого направления появлялись и в послепегматитовое время.

3. Развитие нарушений в послепегматитовое время позволяет проследить продукты гидротермальной деятельности, продолжавшейся некоторое время после формирования пегматитов и зафиксировавшей несколько импульсов в проявлении тектонических напряжений с появлением трещин и перемещений вдоль них.

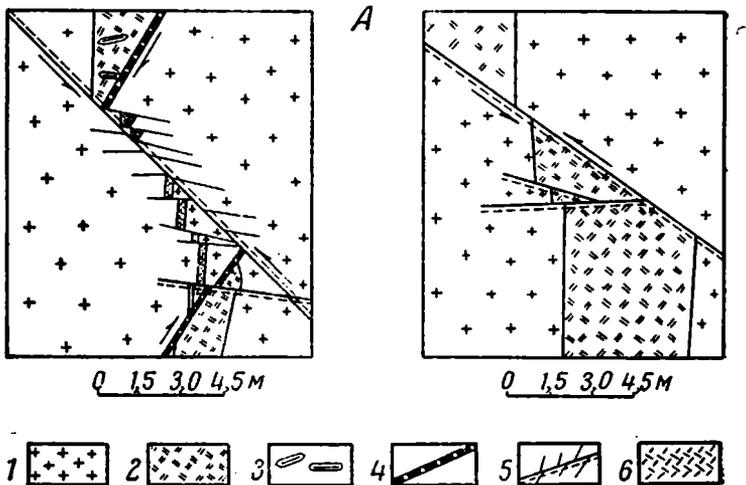
Тектонические напряжения в послепегматитовое время выразились в дальнейшем развитии дифференциальных перемещений западных блоков



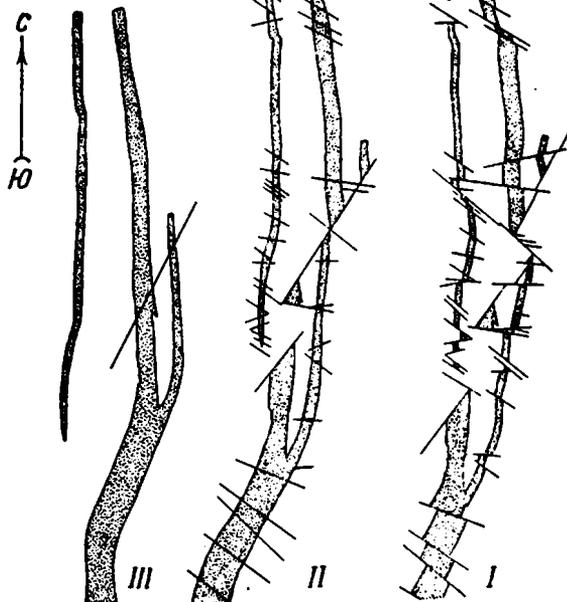
Фиг. 8. Зарисовка места пересечения пегматитовых жил, связанных с трещинами одной системы, но различных по морфологии и минералогическому составу.

1 — биотитовый гранит; 2 — жилка турмалинового пегматита; 3 — жилка турмалинового пегматита с оторочками из шерла в альбандах; 4 — пегматитовая жилка зонального строения с кварцевой центральной зоной; 5 — жилка зонального пегматита с отдельными кристаллами микроклина в центральной кварцевой зоне; 6 — жилка слабоальбитизированного кварцево-микроклинового пегматита, рассеянная мелкими кварцевыми жилками; 7 — жилы сподуменового пегматита; 8 — 13 — кристаллы различных минералов в пегматитах (шерл, микроклин, кварц, сподумен и др.); 14 — нарушения со смещениями по ним.

к северу относительно восточных вдоль меридиональных трещин, как пустых, так и заполненных пегматитовыми жилами, и в развитии разнообразных диагональных нарушений с перемещениями по ним различных масштабов.



Б



Фиг. 9. Взаимоотношения пегматитовых жил и тектонических нарушений.

А — зарисовки участков жилы.

1 — биотитовый гранит; **2** — пегматит; **3** — кристаллы сподумена; **4** — тектоническое нарушение со сместителем, выполненным черным кремнистым роговиком; **5** — послеминерализационные нарушения; **6** — турмалиновый пегматит.

Б — реставрация небольшого участка пегматитовой жилы.

I — участок до проявления послеминерализационных нарушений; **II** — он же после нарушения диагенитивами, выполненными кремнистыми роговиками; **III** — современная картина.

Подвижки вдоль пегматитовых жил привели к образованию диагональных трещин в жилах и перистых трещин в гранитах около плоскостей скольжения. И те и другие часто бывают залечены кварцевыми жилами (см. фиг. 5). Перемещения вдоль меридиональных трещин продолжались и после образования кварцевых жил, на что указывают тектонические контакты между пегматитовыми жилами и гранитами, несущие на плоскостях отслоения зеркала и шрамы скольжения, иногда с растертыми минеральными образованиями гидротермального происхождения.

Особенно резкий отпечаток на современное строение поля месторождения наложили перемещения по диагональным нарушениям. Эти нарушения развивались в разное время и в различной степени поражали отдельные участки поля месторождения; местами они проявились настолько интенсивно, что совершенно разбили на отдельные мелкие блоки и куски жилы пегматитов. Перемещения по ним привели к значительному растяжению поля месторождения и отдельных жил в меридиональном направлении. Реставрация первоначальной картины пегматитовых жил на небольшом участке (фиг. 9, Б) наглядно показывает изменения в морфологии их, вызванные тектоническими подвижками в послепегматитовое время.

В некоторых диагональных нарушениях отмечается минерализация различных типов, в других она отсутствует. Это позволяет до некоторой степени судить о времени появления диагональных нарушений и выделить среди них три группы: 1) нарушения, залеченные кварцевыми жилами разного характера и возраста, 2) нарушения, выполненные кремнистыми роговиками черного цвета, и 3) нарушения, лишенные какой-либо минерализации. Возрастные и пространственные взаимоотношения между ними хорошо видны из зарисовок отдельных участков пегматитовых жил (см. фиг. 9А, 5). Перемещения вдоль диагональных трещин носили характер сдвигов с элементами взброса, причем клиновидные блоки, ограниченные ими, перемещались своими острыми углами навстречу друг другу в широтном направлении (см. фиг. 9, А и Б).

Диагональные нарушения, по всей вероятности, воспользовались уже имевшимися к тому времени трещинами и использовали те из них, которые совпадали с направлениями сопряженных плоскостей скола и разрыва, возникших под действием ориентированного давления. Обилие трещин привело к тому, что в процессе ориентированного сжатия ограниченные ими многочисленные блоки гранита различной величины и формы дифференциально передвигались один относительно другого, испытывая как поступательное, так, частично, и вращательное движение. Это в свою очередь приводило к возникновению новых трещин, особенно оперяющих, и к небольшим перемещениям по ним. Такое дифференциальное перемещение мелких блоков и привело к очень сложным структурным соотношениям, какие часто приходится наблюдать на наиболее раздробленных участках, включающих пегматитовые жилы.

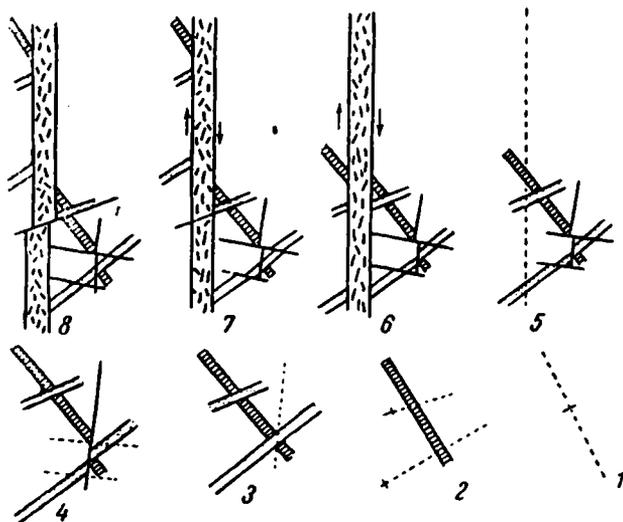
НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

1. Проведенные исследования показывают, что среди всего многообразия трещин и тектонических нарушений, наблюдающихся в пределах поля месторождения, можно выделить, по времени их возникновения, допегматитовые, пегматитовые и послепегматитовые, которые до некоторой степени характеризуют собой тектоническую жизнь участка в эти периоды.

Следовательно, трещины, занятые различными пегматитами и другими жильными образованиями, не являются «первичными» в понимании Г. Клооса.

2. Возникновение наиболее ранних трещин в гранитах, занятых жилками турмалиновых пегматитов, по всей вероятности, обусловлено

большой внутренней напряженностью и значительной мобильностью интрузива, который еще не успел к тому времени облечься в жесткую гранитную оболочку большой мощности. В дальнейшем, по мере раскристаллизации массива, в результате взаимодействия внешних геологических условий и внутреннего развития самого интрузива, начали появляться крутопадающие трещины в гранитах. Наиболее ранние из них, занятые жилами турмалиновых пегматитов, не связаны с какой-либо определенной системой. Насколько тектоника поля в этот период была сложна, можно судить хотя бы по одному маленькому участку, приведенному на зарисовке (фиг. 10); он пережил не менее восьми этапов



Фиг. 10. Развитие трещин и пегматитовых жил в гранитах на одном из участков в разные периоды его существования (1—7); 8 — современная картина.

развития с появлением в разное время восьми различных узоров трещин, воспроизведенных на восьми последовательно расположенных рисунках.

3. В дальнейшем, по мере утолщения раскристаллизованной части интрузива, вновь образующиеся трещины группировались в определенные системы, среди которых ведущее значение в определении формы тел пегматитов заняли трещины, грубо следующие линии контакта массива гранитов с вмещающими породами и падающие в сторону гранитов под различными углами. Раньше появились трещины со средним падением к западу, отвечающие краевым трещинам. С ними связаны жилы турмалиновых пегматитов. Позже возникли крутопадающие трещины. Появление их знаменовало собой начало мощного проявления пегматитового процесса с образованием вдоль них мощных пегматитовых жил разного возраста и разного минералогического состава. Раскрытие крутопадающих к западу трещин в гранитах с заполнением их пегматитовыми жилами разных типов имело место не менее семи или даже восьми раз; в разное время вдоль них образовывались пегматиты, начиная от турмалиновых и кончая сподуменовыми.

4. Наблюдения в поле и лабораторные исследования каменного материала показывают, что на протяжении всего длительного процесса пегматитообразования в пределах поля месторождения обстановка растяжения ритмически сменялась обстановкой сжатия. С растяжениями, приводившими к раскрытию трещин, связаны моменты внедрения пегматитообразующих расплавов. Моменты сжатия предшествовали каждой новой

стадии проявления процесса замещения, имевшего место в той или иной отдельно взятой жиле или целой группе жил однотипных пегматитов одного возраста. Явления замещения чаще всего накладывались на уже затвердевшие пегматиты.

Ритмическими колебаниями в проявлении тектонических напряжений обусловлены периодичность в возникновении трещин и пульсационный характер внедрения пегматитообразующих расплавов и растворов, в результате чего на месторождении появился целый ряд пегматитов, отличающихся друг от друга по своему минералогическому составу, структурно-текстурным особенностям, количественному проявлению, положению в пространстве и относительному возрасту.

5. Тектонические движения продолжались и после формирования пегматитов, что удается проследить при наблюдениях над проявлением продуктов последующей гидротермальной деятельности.

6. Данные, полученные в результате проведенных исследований, позволяют сделать некоторые выводы о процессе формирования пегматитов, механизме их внедрения и месте их появления в процессе становления тела гранитов.

Формирование пегматитов в пределах поля месторождения проходило в тесной связи с развитием тектоники участка земной коры, включающего месторождение. Развитие трещинной тектоники и формирование пегматитов носили характер непрерывно-прерывистого процесса, развивавшегося во времени и пространстве с менявшимися качественными и количественными показателями.

Образование пегматитов шло параллельно с формированием гранитов и продолжалось с перерывом длительный период времени. В течение этого процесса менялся вещественный состав; изменение шло в сторону усложнения минерального состава.

Внедрение пегматитообразующих веществ в приконтактовую часть тела гранитов совершалось неоднократно, что привело к образованию относительно разновозрастных пегматитов с явлениями пересечения одних жильных тел другими. Пегматитовые жилы связаны с трещинами, группировавшимися в определенных тектонически ослабленных зонах.

Главная масса пегматитов, слагающих жилы, образовалась путем внедрения и кристаллизации пегматитового расплава с последующим наложением процессов замещения. При этом очень характерно, что процесс замещения в каждой отдельно взятой жиле протекал обособленно, только внутри нее самой, и совершенно не затрагивал ни вмещающих пород, ни пересеченных ею пегматитовых жил более раннего возраста. Процессы замещения (турмалинизация, альбитизация, сподуменизация) протекали уже после затвердевания пегматита ранней стадии формирования, на что указывает расположение минералов замещающих комплексов по трещинам в минералах кварцево-калишпатовой стадии.

Различный вещественный состав и пространственное положение, разные размеры жил и относительная разновозрастность пегматитов, связанных с одним и тем же телом гранитов, дают основание предполагать наличие многих очагов пегматитовых расплавов, многократно возникавших в тектонически ослабленных зонах на различных глубинах, параллельно с кристаллизацией гранитного массива. Более глубокие горизонты или этажи интрузива по мере их кристаллизации порождали более крупные очаги, за счет которых образовывались сложные по составу и структурным чертам редкометальные пегматиты, характеризующиеся длительностью и сложностью процесса их формирования.

Различием тектонических условий обуславливается появление в одних случаях пегматитов, в других даек аплитов. Пользующаяся широким распространением в районе месторождения полосчатые породы (аплит-

пегматиты), в которых полосы грубозернистого строения перемежаются с полосами, отличающимися мелкозернистой структурой, образовались, вероятно, в условиях ритмических колебаний давления в процессе кристаллизации этих пород.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Заварицкий А. Н. Граниты и аплиты. Зап. Всес. мин. общ., 1950, ч. 79, № 2.
Кузнецов В. И. О процессе становления гранитных пегматитов. Мин. сб. Львовск. геол. общ., 1948, № 2.
Кузнецов В. И. Место пегматитов в процессе формирования одного из тел гранитов. Мин. сб. Львовск. геол. общ., 1951, № 5.
Кузнецов В. И. К вопросу о месте сподумена в процессе формирования гранитных пегматитов. Мин. сб. Львовск. геол. общ., 1953, № 7.
-

Л. И. ЛУКИН

**О ПРИМЕНЕНИИ МИКРОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА ПРИ
ИЗУЧЕНИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ****ВВЕДЕНИЕ**

Эта небольшая статья не претендует на исчерпывающее освещение всех возможностей применения микроструктурного анализа при изучении рудных месторождений. Она не содержит и каких-либо обобщений, поскольку этот метод пока еще не нашел широкого применения в интересующей нас области геологических исследований. Все же в литературе имеется ряд примеров, показывающих, что он с успехом может быть использован при решении отдельных вопросов, связанных с изучением структур рудных месторождений.

Микроструктурный анализ при исследовании рудных месторождений применяется почти только в Советском Союзе. Начало этому положил А. В. Пэк в 1934 г., успешно использовав его при изучении крупного разлома, прослеживающегося в пределах распространения титаномагнетитовых месторождений на Южном Урале. В дальнейшем этот метод разрабатывался им и его учениками на ряде других рудных объектов. В настоящее время целый ряд советских исследователей успешно использует микроструктурный анализ при расшифровке сложных структур рудных месторождений. Что же касается зарубежных стран, то там этот метод при изучении рудных месторождений почти не применяется. За рубежом им пользуются преимущественно при исследовании строительных камней, а также для решения вопросов региональной тектоники и при изучении тектоники гранитных массивов.

Соответственно сказанному выше, приводимые в данной работе примеры применения микроструктурного анализа при изучении рудных месторождений взяты из работ советских авторов.

Как известно, основная предпосылка метода микроструктурного анализа заключается в том, что во время деформации породы в последней происходит дифференциальное движение слагающих ее компонентов, приводящее к определенной их ориентировке. Эта ориентировка нередко наблюдается уже макроскопически, как, например, сланцеватость, гнейсированность пород и т. п. В других случаях она может быть обнаружена лишь при специальных микроскопических исследованиях шлифов из ориентированных образцов¹.

¹ Основы микроструктурного анализа изложены в работах А. В. Пэка (1939) и Н. А. Елисеева (1953). Приемы обработки ориентированных шлифов описаны у Е. А. Кузнецова (1949).

Изучая закономерности ориентировки минералов, слагающих деформированные породы, или так называемые тектониты, можно установить характер деформации, которую они претерпели. Поскольку формирование рудных полей и месторождений представляет собой обычно сложный, длительно развивающийся тектонический процесс, совершенно очевидно, что для его расшифровки применение микроструктурного анализа весьма целесообразно. Это тем более верно, что метод этот, основанный на статистической обработке массовых измерений, позволяет получить объективные данные по деформации пород.

Следует, однако, иметь в виду, что возможности применения микроструктурного анализа все же ограничены. Этот метод является вспомогательным и отнюдь не может заменить геологических наблюдений, проводимых обычно при детальном изучении рудных месторождений. Необходимо также помнить, что микроструктурный анализ может быть применен лишь для исследования относительно ограниченного комплекса пород, главным образом содержащих достаточно крупные зерна кварца, кальцита, слюды и других одноосных минералов. Определение ориентировки двусосных минералов сопряжено с значительными трудностями и не нашло сколько-нибудь широкого применения. Кроме того, исследуемая порода должна содержать достаточное количество зерен указанных минералов. Обычно таким требованиям удовлетворяет большинство гнейсов, кристаллические сланцы, гранитоиды, мраморизованные известняки, а также жилы выполнения рудоносных трещин.

Необходимо учитывать трудоемкость метода микроструктурного анализа. Поэтому им целесообразно пользоваться при решении отдельных, четко поставленных вопросов. Успех применения этого метода в значительной мере зависит от понимания его возможностей.

Опыт советских геологов показывает, что микроструктурный анализ может служить вспомогательным средством прежде всего при решении ряда общих вопросов, связанных с изучением структур рудных полей. К таким относятся; например, выяснение генезиса ориентированного сложения вмещающих гранитоидов и известняков (полосчатость, гнейсированность), выяснение генезиса складчатости метаморфизованных толщ и, наконец, установление характера крупных разломов и направлений смещений по ним.

Еще большее значение микроструктурный анализ имеет при изучении самих рудовмещающих трещин. Помимо установления их генезиса, этот метод оказывает большую помощь в расшифровке характера и направления дорудных и внутрирудных подвижек в плоскости трещин, а также при изучении послерудных деформаций рудных тел.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

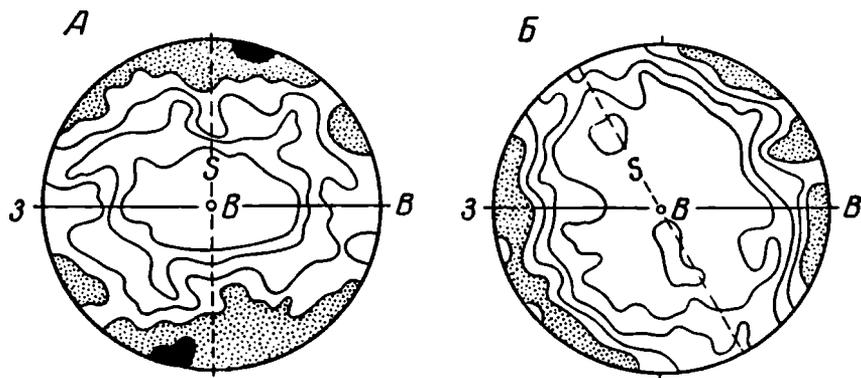
Выяснение генезиса ориентированного сложения вмещающих пород

Ориентированное сложение гранитоидов обычно бывает выражено параллельным расположением пластинок слюды, а также линейной вытянутостью кристаллов полевых шпатов и роговой обманки. Нередко такое сложение без всяких доказательств считают первичным и его возникновение связывают с течением магмы в процессе внедрения. В соответствии с этим Г. Клоос, как известно, считает возможным по ориентировке минералов определять направление течения магмы в процессе образования гранитных массивов и форму последних.

Однако такое представление оказывается не всегда верным. Закономерное расположение идиоморфных вкрапленников полевых шпатов

в интрузивных породах действительно почти всегда обусловлено первичной ориентировкой в связи с течением магмы; пластинчатые же минералы, и прежде всего биотит, часто приобретают ориентировку также и в результате тектонических воздействий на уже затвердевшую породу. Поэтому для суждения о генезисе ориентированного сложения гранитоидов, выраженного лишь закономерным расположением слюды, требуется проведение специальных исследований. Существенную помощь при этом оказывает применение микроструктурного анализа.

Как известно, кварц, кристаллизующийся в гранитоидах обычно одним из последних, не приобретает ориентировки по форме в процессе



Фиг. 1. Диаграммы ориентировки оптических осей кварца.

А — кварцевый диорит, 250 измерений, $0,5-1-2-3-4\%$; шлиф вертикальный, перпендикулярный к плоскости гнейсовидности S. Б — кварцево-хлоритовый сланец, 250 измерений, $1-2-3-4\%$; шлиф вертикальный, перпендикулярный к плоскости сланцеватости S. По И. П. Кушнареву (см. статью в этом же сборнике).

течения магмы. Но он хорошо реагирует на последующие тектонические воздействия, ориентируясь по внутреннему строению зерен, что проявляется в закономерном расположении в них оптических осей. Поэтому, если при изучении полосчатого гранитоида, характеризующегося ориентированным сложением, с помощью микроструктурного анализа выясняется, что кварц в нем имеет ориентировку, свойственную тектонитам, это однозначно показывает, что порода претерпела деформацию. Однако этим не исключается возможность наложения тектонической ориентировки на первичную, и для решения вопроса о наличии или отсутствии последней в породе в подобных случаях необходимо проведение дополнительных исследований.

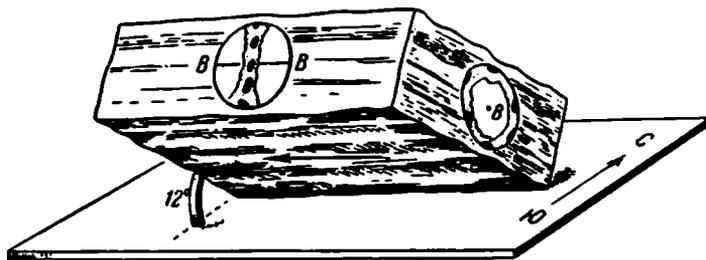
В качестве примера изучения ориентированного сложения гранитоидов при помощи микроструктурного анализа можно привести исследование И. П. Кушнарева¹. Некоторые массивы гранитоидов в районе, изученном этим автором, имеют хорошо выраженную плоскостную ориентировку, подчеркнутую параллельным расположением пластинок биотита. Эта ориентировка долгое время считалась первичной. Последующее изучение ориентированных шлифов из этих гранитоидов показало, что кварц в них, как и во вмещающих кварцево-хлоритовых сланцах, имеет ориентировку, соответствующую В-тектонитам, и что, следовательно, наблюдаемая теперь ориентировка — тектоническая, наложенная на уже затвердевшую породу (фиг. 1, А и Б)².

¹ См. его статью «Особенности трещинной тектоники двух разновозрастных массивов гранитоидов», помещенную в этом же сборнике.

² Все круговые диаграммы, помещенные в этой статье, построены при помощи равноплощадной сетки; фиг. 1, 2, 3 и 10 даны в проекции на верхнюю, остальные — на нижнюю полусферу.

Полосчатость, наблюдаемая в мраморизованных известняках, выраженная заметным для невооруженного глаза чередованием полосок более темных и более светлых или полосок, сложенных зернами различной крупности, обычно принимают за слоистость. В целом ряде случаев это оказывается справедливым. Однако подобная же ориентировка может возникнуть и при тектонических воздействиях на уже уплотненную породу, как это было показано выше для гранитоидов.

Как известно, кристаллы кальцита, подобно кварцу, приобретают ориентировку по строению под влиянием тектонического воздействия. Она выражается в закономерном расположении плоскостей двойникования и, соответственно, оптических осей зерен. Поэтому изучение ориентированных шлифов мраморизованного известняка позволяет выяснить, имеем ли мы дело действительно со слоистостью и ориентировка зерен кальцита по строению отсутствует, или же наблюдаемая полосчатость обусловлена сланцеватостью. Следует, конечно, иметь в виду, что нередко сланцеватость развивается по первоначальной слоистости, т. е. образуется



Фиг. 2. Ориентировка полюсов спайности кальцита в мраморизованных известняках около тектонического контакта их с филлитами. По Ф. И. Вольфсону и И. П. Кушнареву (1947).

так называемая сланцеватость слоистости. В последнем случае однозначным доказательством наличия первичной слоистости могут служить прослой среди известняков каких-либо других пород, например песчаников и сланцев, согласных с залеганием сланцеватости.

Полосчатость мраморизованного известняка, очевидно представляющая собой сланцеватость слоистости, была изучена Ф. И. Вольфсоном и И. П. Кушнаревым (1947) в районе Мосрифского месторождения.

Рудные тела этого месторождения приурочены к пологому контакту филлитов с лежащими на них мраморизованными известняками. Последние отличаются хорошо заметной полосчатостью, обусловленной чередованием более темных и более светлых полосок. При этом полосчатость значительно лучше видна близ контакта известняков с филлитами. Здесь преобладают количественно более темные полоски, залегающие согласно с поверхностью основного контакта и очень сходные внешне с подстилающими филлитами. Создается впечатление о постепенной смене в разрезе филлитов известняками. Однако детальное изучение соотношений пород с применением микроструктурного анализа заставило авторов прийти к выводу, что контакт между филлитами и известняками тектонический, а известняки представляют собой тектониты (фиг. 2). Полосчатость известняков, напоминающая слоистость и выраженная чередованием более крупных чистых зерен кальцита с пропластками мелкозернистого агрегата, пронизанного чешуйками и неправильными скоплениями чешуек хлорита, представляет собой сланцеватость, развившуюся, очевидно, по слоистости.

При проведении геологического картирования рудных полей часто бывает важно выяснить, является ли тот или иной контакт между двумя породами нормальным или тектоническим. Если мы имеем дело со слоистыми или вообще с неоднородными породами, то этот вопрос чаще всего удается решить однозначно с помощью общепринятых методов геологического исследования. Гораздо труднее выяснить характер контакта между двумя однородными интрузивными породами или между интрузивной породой и слоистыми отложениями в том случае, если сама зона контакта не обнажена. Тогда на помощь исследователю приходит микроструктурный анализ. Пользуясь этим методом, можно легко отличить тектонический контакт от интрузивного.

При изучении тектонических контактов весьма важно бывает также выяснить направление относительного смещения прилежащих к нему блоков пород. Этот вопрос обычно решается путем изучения смещения данным нарушением пластов различных пород или даек, при этом используются также наблюдения над положением борозд скольжения. Весьма существенную помощь оказывает анализ расположения сопряженных с разломом оперяющих трещин.

Однако все указанные приемы не всегда дают однозначный ответ. Особенно часто это бывает при изучении рудных полей, сложенных однородными массивными породами. В таких случаях исследователь получает существенную помощь от микроструктурного анализа, который позволяет определить положение линии скольжения в плоскости данного нарушения.

Примеры использования метода микроструктурного анализа при выяснении характера контактов довольно многочисленны. Мы остановимся лишь на некоторых из них.

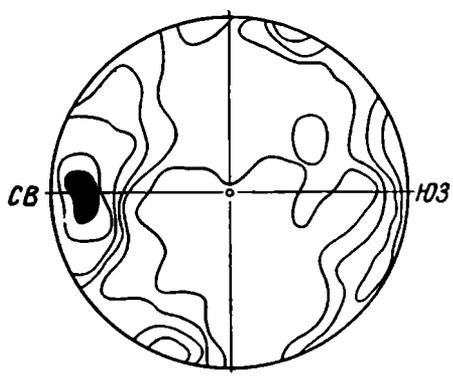
Среди исследований такого рода прежде всего нужно отметить ряд работ А. В. Пэка.

Наиболее ранняя из этих работ, выполненная в связи с изучением титаномагнетитовых месторождений Южного Урала, нами была упомянута выше. При исследованиях в районе Златоустовского горного округа А. В. Пэк (1936) был поставлен перед необходимостью выяснить генетический характер тектонической зоны, протягивающейся на значительное расстояние в северо-восточном направлении. Эта зона отделяет осадочную толщу западного склона Урала от метаморфического комплекса осевой его части. К различным участкам ее приурочены вытянутые согласно с нею массивы габбро, вмещающие живообразные рудные тела. На некотором расстоянии метаморфическая толща отделена от тектонической зоны массивом гнейсовидного гранита, более молодого, чем габбро.

А. В. Пэк пришел к выводу, что в формировании рассматриваемого района следует выделять два этапа деформации. С первым из них связано заложение тектонической зоны, определившей внедрение рудоносной интрузии. В этот момент характеризуемая зона проявилась как надвиг, по которому движения происходили и при кристаллизации интрузива. С первым же этапом деформации связано образование рудовмещающих трещин, сопряженных с надвигом, а также, очевидно, и развитие гнейсированности в граните. Ко второму этапу деформации относится проявление сдвигов и флексур по рудным телам. Отражение этих поздних деформаций можно видеть и в ориентировке кварца гранитов. Так, на диаграмме (фиг. 3) отчетливо выделяется максимум оптических осей кварца, отвечающий горизонтальному положению линии скольжения, характеризующему сдвиг по простиранию тектонической зоны.

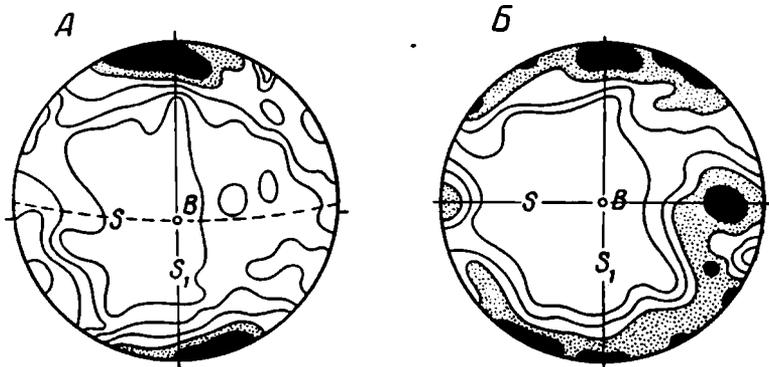
Микроструктурный анализ был успешно применен А. В. Пэком (1940) также при исследовании одного из районов Северной Киргизии. Здесь представлялось необходимым выяснить характер контакта зеленокаменных пород с гранодиоритами. Проведенные наблюдения установили, что

в гранодиоритах близ контакта проходит широкая полоса сильного расслаивания, причем степень его увеличивается с приближением к контакту с зелеными сланцами. Данные геологического картирования показали, что здесь имеет место надвиг гранодиоритов на сланцы. Это было прекрасно подтверждено изучением ориентированных шлифов из гранодиоритов. На диаграмме ориентировки зерен кварца в зеркале скольжения близ контакта хорошо заметен очень отчетливый максимум, отвечающий вертикальному положению линии скольжения (фиг. 4, А). На некотором удалении от контакта ориентировка кварца имеет характер типичных В-тектонитов, обычно возникающих при надвигах (см. фиг. 4, Б).



Фиг. 3. Гранитогнейс, 330 оптических осей кварца, $<0,5-1-1,5-2-3-4<$ %. Шлиф параллельный простиранию и перпендикулярный к плоскости гнейсовидности. По А. В. Пэку (1936).

Интересный пример применения микроструктурного анализа приведен в одной из работ Е. А. Кузнецова (1951). Этот автор, проводя в свое время геологическую съемку района распространения щелочных пород



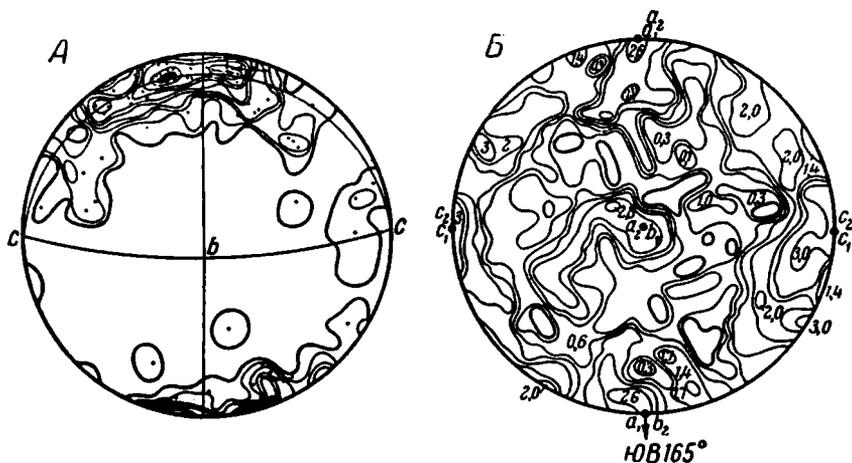
Фиг. 4. Диаграммы ориентировки оптических осей кварца.

А — расслаиванный гранодиорит близ контакта, 452 измерения, $<0,5-1-2-3-4<$ %; шлиф вертикальный, перпендикулярный к плоскости сланцеватости S. Б — слабо расслаиванный гранодиорит, 400 измерений, $<0,5-1-1,5-2<$ %; шлиф вертикальный, перпендикулярный к плоскости сланцеватости S. По А. В. Пэку (1940).

на Среднем Урале, выделил здесь тектоническую зону, по которой, согласно его данным, породы смещены в горизонтальном направлении на расстояние до 7 км. Такое представление автора оспаривалось некоторыми исследователями. В дальнейшем Е. А. Кузнецов изучил ряд ориентированных образцов из различных участков гранитогнейсов, контактирующих с этой зоной.

В удалении от последней гранитогнейсы характеризуются хорошо выраженной сланцеватостью, подчеркнутой полосчатым расположением

скоплений кварцевых зерен. Эти скопления обладают гранобластической или торцовой структурой; волнистое погасание кварца выражено слабо. Диаграммы оптической ориентировки кварца соответствуют В-тектонитам, с довольно отчетливым максимумом, отражающим сланцеватость породы (фиг. 5, А). С приближением к выделенной автором тектонической зоне породы приобретают признаки раздробления. Зерна кварца в них превращены в мозаику и растауты в тонкие линзочки и полоски. Еще ближе к зоне кварц растерт до очень мелких угловатых зерен, и порода приобретает облик типичного милонита. Повидимому раздробление породы происходило неоднократно, так как наблюдаются обломки милонитов в составе более поздних продуктов дробления.



Фиг. 5. Диаграмма ориентировки оптических осей кварца.

А — гранито-гнейс, шлиф вертикальный, перпендикулярный к плоскости гнейсоватости. Б — милонит, положение более 600 оптических осей кварца. По Е. А. Кузнецову (1951)

Микроструктурное исследование милонитов показало, что кварц в них не имеет какой-либо ориентировки. Сохранилось лишь свободное поле в центре диаграммы (см. фиг. 5, Б). Таким образом, детальные исследования подтвердили ранее высказанное автором положение о наличии в данном районе значительной тектонической зоны.

Подобные примеры можно было бы умножить. Однако уже из сказанного достаточно очевидно, что метод микроструктурного анализа может оказать существенную помощь при детальном картировании и изучении дизъюнктивов.

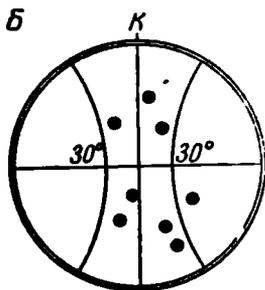
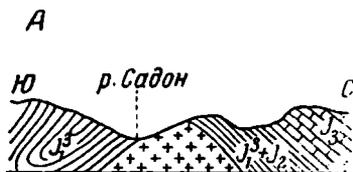
Выяснение генезиса складчатости вмещающих пород

По способу образования обычно выделяют складки скольжения с изгибом и складки скалывания. Кроме того, в метаморфизованных толщах, видимо, очень распространены складки, при образовании которых огромную роль играло течение материала из крыльев в призамковые части.

Выяснение генезиса складчатости в рудоносных районах имеет большое практическое значение. В самом деле, в замковых частях антиклинальных складок, образованных путем скольжения с изгибом, можно ожидать приоткрывания с образованием полостей, благоприятных для возникновения седловидных жил. Если же в районе развиты складки ска-

львания, то скорее можно ожидать проявления рудных тел трещинного типа.

Иногда принадлежность данной складки или системы складок к тому или иному из отмеченных выше типов пытаются выяснить путем изучения их морфологии. При этом обычно пользуются известным правилом, утверждающим, что в складках скальвания толщина каждого слоя, измеренная по направлению падения осевой плоскости, должна оставаться более или менее постоянной во всех частях складок. В то же время в складках скольжения с изгибом прочные слои сохраняют свою истинную мощность, а более податливые могут образовывать значительные раздувы в замковых частях. Однако в ряде случаев такое различие складок по форме ступевывается и вопрос об их генезисе остается открытым. Для объективного его решения, как отмечал А. В. Пэк еще в 1939 г., может быть использован метод микроструктурного анализа.



Фиг. 6. Ориентировка оптических осей кварца в садонских гранитах.

А — разрез по р. Ардон в районе Садонского месторождения. Б — сводная диаграмма положения максимумов оптических осей кварца в образцах садонских гранитов относительно плоскости трансгрессивного контакта с юрскими отложениями. К — простираение плоскости контакта. По Г. Д. Аджигрею (1941).

Складки скольжения своим образованием обязаны проскальзыванию относительно друг друга отдельных пластов или даже тончайших пластин в пределах пластов. При этом минералы, слагающие данную породу, должны приобретать соответствующую ориентировку. Чешуйки биотита расположатся в плоскости скольжения, повторяя форму складки, зерна же кварца ориентируются по строению так, что максимумы их оптических осей совпадут с направлением скольжения. В породе возникает сланцеватость, согласная со слоистостью, которая иногда видна уже невооруженным глазом и может быть отчетливо выявлена при микроструктурном исследовании.

В литературе имеется ряд примеров детального изучения мелких складок скольжения при помощи микроструктурного анализа. Крупные же складки, с

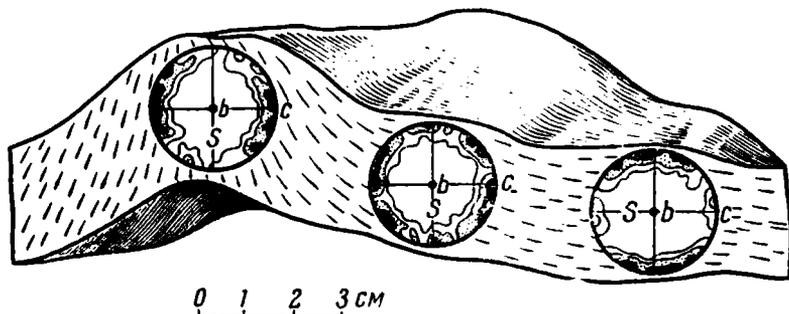
какими обычно имеют дело при изучении структур рудных месторождений, таким исследованиям почти не подвергались.

Слабо изучены также и крупные складки скальвания. Их образование вызывается скольжением отдельных тончайших пластин породы по плоскостям, параллельным осевым плоскостям складок. Отражение этой деформации можно также наблюдать в соответствующей ориентировке кварца и биотита. Пример изученной крупной складки скальвания имеется в работе Г. Д. Аджигрея (1941) и относится к району Садонского месторождения. Здесь наиболее древними породами являются граниты. Они слагают ядро антиклинали широтного простираения и трансгрессивно перекрыты базальным слоем нижнеюрских отложений, причем видимый угол падения контакта между обеими породами достигает 50° (фиг. 6, А). Такое соотношение может быть объяснено лишь плавным изгибанием гранитов одновременно с покрывающими их породами, т. е. участием гранитов в складчатости.

Микроструктурный анализ образцов садонских гранитов показал, что кварц в них обладает отчетливой ориентировкой, причем максимумы

ее отвечают почти вертикальным плоскостям скольжения (см. фиг. 6, *Б*). Это дает основание полагать, что Садонская антиклиналь представляет собой складку скальвания.

Для выяснения генезиса складчатости в области распространения метаморфических пород большой интерес представляют исследования А. А. Сорского (1952). Работа среди полей, сложенных толщами интенсивно дислоцированных кристаллических сланцев архея, этот автор показал, что при образовании складок здесь весьма существенную роль играло пластическое течение материала из крыльев складок в области шарниров. Макроскопически это проявляется в резком увеличении мощности в замках складок. При помощи микроструктурного анализа было установлено, что пластинки слюды в крыльях складок располагаются параллельно плоскостям сланцеватости; в призмковых же частях складок они имеют ориентировку, соответствующую положению осевой плоскости



Фиг. 7. Гнейс. Расположение пластинок биотита в различных частях складки. *S* — сланцеватость. По А. А. Сорскому (1952), несколько схематизировано.

(фиг. 7). Такое изменение положения пластинок слюды в различных частях складок иногда можно заметить и невооруженным глазом. Повидимому, отмеченная особенность, обусловленная, как полагает А. А. Сорский, пластическим течением материала, характерна вообще для складок, развитых среди интенсивно метаморфизованных слоистых толщ.

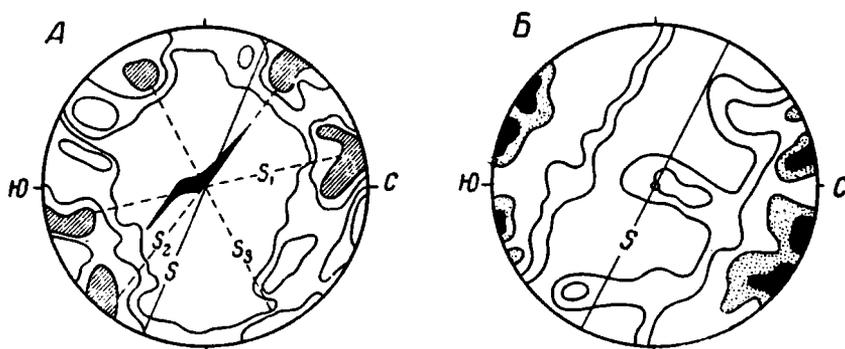
Вопросы изучения рудоносных трещин

Особенно важное применение микроструктурный анализ находит при изучении рудоносных трещин, прежде всего при выяснении их генезиса, а также при установлении характера и направления предрудных и внутрирудных подвижек, происходивших в их плоскости.

Для оценки перспектив рудного месторождения далеко не безразлично, является ли данная рудовмещающая трещина скальвающей, т. е. происходили ли при ее возникновении подвижки, или она представляет собой результат приоткрывания вследствие растяжения (или разрыва).

По самому способу образования трещины скальвания должны быть достаточно выдержанными, и обычно нет оснований опасаться их быстрой выклинки с глубиной или по простиранию, вне зависимости от комплексов пересекаемых ими пород. Наоборот, трещины разрыва, как правило, не прослеживаются на большие расстояния ни по падению, ни по простиранию. Они или быстро выклиниваются (особенно если встречаются породы с иными механическими свойствами), или причленяются к более крупным трещинам скальвания (если сопряжены с последними как оперяющие трещины).

Нередко принадлежность рудовмещающей трещины к тому или другому генетическому типу можно выяснить, не прибегая к специальным методам. Трещины могут распознаваться по характеру стенок (борозды скольжения, глинка трения), по наличию или отсутствию смещений пересекаемых ими даек или пластов различного состава и т. д. Существенную услугу при этом нередко оказывает анализ положения трещин в общей геологической структуре данного района.



Фиг. 8. Диаграммы ориентировки оптических осей кварца в породах, вмещающих Буронское месторождение.

А — гнейс, 700 намерений, $<1-1,5-2\%$; шлиф вертикальный, перпендикулярный плоскости сланцеватости — S_1 . В средние диаграммы — схематизированный поперечный разрез рудного тела. Б — окварцованный кварцево-хлоритовый сланец, 400 намерений, $<1-2-3-4\%$; шлиф вертикальный, перпендикулярный к плоскости сланцеватости — S . По Л. И. Лукину (1947).

Однако иногда при помощи обычных методов исследования не удается вполне достоверно установить генетический характер рудоносных трещин, особенно если они проходят в однородных породах и к тому же стенки их подверглись значительной гидротермальной переработке. В таких случаях исследователю может оказать большую помощь микроструктурный анализ.

В качестве примера использования этого метода, как вспомогательного средства при установлении генезиса формы рудного тела, можно привести Буронское месторождение, изученное автором настоящей статьи (Лукин, 1947). Рудное тело этого месторождения имеет форму разветвляющейся вверх линзы и залегает среди древних кристаллических сланцев почти широтного простирания, при средних углах падения сланцеватости к югу. В верхних и нижних горизонтах месторождения контакты рудного тела — в общем согласные с вмещающими породами, в средней же части они секут сланцеватость под острым углом. Детальное изучение контактов рудного тела с применением микроструктурного анализа показало, что такая его форма в основном определяется двумя плоскостями скольжения в кристаллических сланцах. Наличие скольжения по этим плоскостям хорошо подтверждается соответствующей ориентировкой кварца и слюды во вмещающих породах (фиг. 8, А).

Хороший пример применения микроструктурного анализа для выяснения тектонических условий при локализации рудных тел приведен в упомянутой ранее работе Ф. И. Вольфсона и И. П. Кушнарера (1947). Этими авторами установлено, что пологопадающие рудные тела Мосрифского месторождения приурочены к тектоническому контакту сланцев и мраморизованных известняков. Данные микроструктурного анализа показывают, что перед рудоотложением по этому контакту происходили перемещения типа пологого надвига (см. фиг. 3). Этими перемещениями вызвано образование полостей приоткрывания в углублениях контакта, заполнен-

ных в дальнейшем рудным материалом с образованием почти горизонтальных рудных столбов.

Можно было бы привести еще ряд примеров, показывающих, как микроструктурный анализ помогает в расшифровке генезиса рудоносных трещин и при выяснении общей тектонической обстановки в момент локализации оруденения.

Но есть область изучения структур рудных месторождений, в которой применение этого метода играет исключительно важную роль. Мы имеем в виду работы по выяснению характера и направления дорудных и внутрирудных подвижек в плоскости рудоносных трещин. Решение этих вопросов при изучении жильных рудных месторождений имеет чрезвычайно большое практическое значение. В самом деле, многочисленные исследования показывают, что от характера и направления дорудных и внутрирудных подвижек зависит положение наиболее богатых рудных столбов, развивающихся обычно в местах искривления рудоносных трещин по падению и простиранию.

Направление дорудных и внутрирудных подвижек в плоскости рудоносных трещин часто можно определить путем изучения смещений пересекаемых ими отдельных пластов или даек. Успешно применяется также известное правило о соотношении между оперяющимися трещинами и направлением движения по основной трещине¹.

Однако не всегда удается установить непосредственные перемещения по рудоносным трещинам, а также наблюдать сопряженные с ними трещины оперения. В таких случаях на помощь приходит микроструктурный анализ. Изучая ориентировку минералов во вмещающих породах вблизи и в удалении от рудовмещающих трещин, а также в последовательно отложенных жильных заполнениях, нередко удается точно определить положение линий скольжения для дорудных и внутрирудных перемещений в плоскости рудоносной трещины.

Использование микроструктурного анализа для решения отмеченных вопросов при изучении жильных рудных месторождений посвящена специальная статья Е. П. Солюшкина².

Метод микроструктурного анализа оказывает большую помощь и при изучении послерудных нарушений. Обычно для выяснения вопроса о характере и направлении послерудных смещений прибегают прежде всего к сопоставлению данных детального геологического картирования. При этом учитываются и наблюдения над контактами рудных тел, над зеркалами скольжения на руде и т. д. Однако эти наблюдения не всегда дают однозначный ответ.

Микроструктурное изучение шлифов из участков пород, прилежащих к зеркалу скольжения, позволяет точно определить положение в его плоскости линии скольжения (фиг. 9). Ряд примеров удачного использования микроструктурного анализа при изучении послерудных нарушений приведен в указанной выше статье Е. П. Солюшкина. Исследования, проведенные этим автором, оказали существенную помощь при поисках смещенных участков рудных тел.

Большое значение имеет применение микроструктурного анализа и для решения вопроса о динамометаморфизме рудных тел, особенно резко вставшего в связи с изучением колчеданных месторождений. В самом деле, если данное рудное тело подвергалось динамометаморфизму, то это

¹ Речь идет о правиле, гласящем, что стрелка, указывающая направление относительного смещения данного блока пород, прилежащих к трещине скалывания, обращена в сторону острого угла, образованного последней и сопряженными с нею оперяющимися трещинами разрыва.

² См. статью «Опыт применения микроструктурного анализа к изучению жильных месторождений», помещенную в этом же сборнике.

должно соответствующим образом отразиться на ориентировке слагающих его минералов. Конечно, при помощи микроструктурного анализа может изучаться ориентировка только прозрачных, главным образом жильных минералов и, прежде всего, кварца и карбонатов. Имеется ряд примеров удачного применения этого метода при изучении явлений динамометаморфизма рудных тел.

С этой целью автор использовал микроструктурный анализ при изучении Буронского месторождения на Северном Кавказе, залегающего среди древних кристаллических сланцев, по форме и вещественному составу во многом напоминающего колчеданные залежи Среднего Урала. На месторождении отмечается преимущественная приуроченность гале-



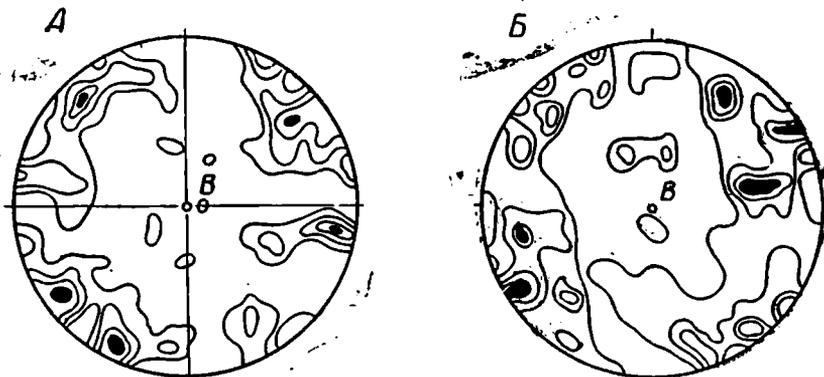
Фиг. 9. Ориентировка оптических осей кварца в зеркале скольжения. Стрелка показывает направление смещения.

нита и халькопирита к местам выклинивания рудного тела и к тонким прожилкам среди основной пирит-пирротиновой массы, что дает основание предполагать перегруппировку рудных компонентов в связи с динамометаморфизмом. Однако, по данным ряда геологов, возраст этого месторождения никак не может быть древнее нижнего мезозоя, а мезозойские и кайнозойские отложения Северного Кавказа не несут признаков сколько-нибудь существенного динамометаморфизма.

В целях разрешения этого противоречия были изучены ориентированные шлифы вмещающих кристаллических сланцев из зоны вкрапленников всякого бока рудного тела. Здесь наблюдается интенсивное окварцевание пород. Кварц образует прожилки совместно с сульфидами и иногда слагает линзовидные обособления, согласные со сланцеватостью и представленные свежими зернами без волнистого погасания. В результате изучения ориентированных шлифов выяснилось, что кварц в линзовидных обособлениях характеризуется ориентировкой роста; никаких данных, говорящих о сколько-нибудь существенной деформации его, не отмечено (см. фиг. 8, Б).

К иным выводам пришла Т. И. Фролова (1952) при изучении Карабашского колчеданного месторождения на Среднем Урале. Она исследовала

при помощи микроструктурного анализа вмещающие породы, а также жильные минералы рудных тел, и установила, что как те, так и другие являются тектонитами, причем образование этих тектонитов связано с единым планом деформации (фиг. 10, А и Б). Правда, ориентировка жильных

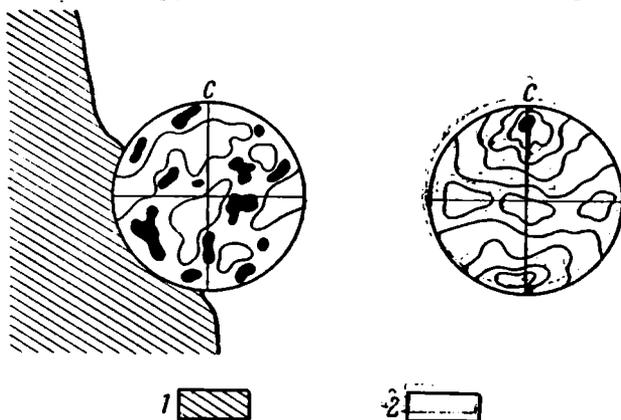


Фиг. 10. Диаграммы ориентировки кварца в породах и руде Карабашского колчеданного месторождения.

А — кварцево-серпичтовый сланец 150 измерений, $<1,3-1,9-2,6-3,3$ %; шлиф вертикальный, перпендикулярный к плоскости сланцеватости. Б — полосчатый колчедан, 125 измерений, $<1,6-2,4-3-3,2-4$ %; шлиф вертикальный, перпендикулярный к полосчатости. По Т. И. Фроловой (1952).

минералов в рудных телах менее отчетлива и несколько более простая, чем ориентировка кварца во вмещающих породах. Тем не менее, эти данные убедительно показывают, что и рудные тела, и вмещающие породы Карабашского месторождения подвергались достаточно сильным динамическим воздействиям.

Весьма интересный пример применения микроструктурного анализа приведен в работе Т. М. Кайковой (1949). В пределах изученного ею района хорошо заметно, что рудные жилы пересекаются серией даек габбро-диабазы и разобщены на отдельные отрезки без смещения; при этом гидротермального изменения габбро-диабаз не отмечается. Изучение



Фиг. 11. Ориентировка оптических осей кварца в средней части кварцевой жилы (правая диаграмма) и около контактов с секущей дайкой габбро-диабазы (левая диаграмма). По Т. М. Кайковой (1949), несколько схематизировано.

1 — габбро-диабаз; 2 — кварц.

ориентированных шлифов, взятых по одной кварцевой жиле, показало, что в средней ее части, в удалении от даек, кварц характеризуется ориентировкой роста; в местах же, непосредственно прилегающих к дайкам, ориентировка в расположении зерен кварца отсутствует (фиг. 11). Эту закономерность Т. М. Кайкова связывает с термальным воздействием даек габбро-диабазы на кварцевые жилы и рекомендует пользоваться микроструктурным анализом в тех случаях, когда по условиям наблюдения нет прямых данных о возрастном соотношении рудных тел с дайками.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мы привели некоторые примеры, показывающие, что микроструктурный анализ с успехом может применяться как вспомогательное средство при решении ряда вопросов, связанных с детальным изучением структур рудных месторождений.

Статистический характер этого метода при умелом его применении обеспечивает исследователя объективными данными. Труд, затраченный на обработку ориентированных шлифов, нередко окупается сторицею, особенно в тех случаях, когда другие методы геологического исследования не могут дать однозначного ответа на поставленный конкретный вопрос.

В применении микроструктурного анализа при решении практических задач, связанных с изучением рудных месторождений, советские геологи уже имеют серьезные достижения. Надо думать, что и в дальнейшем этот метод будет у нас развиваться и найдет широкое применение у геологов, посвятивших себя детальному изучению рудных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- А ж г р е й Г. Д. О возрасте каратофирового горизонта и геологической структуре Горной Осетии. Сов. геол., 1941, № 6.
- В о л ь ф с о н Ф. И. и К у ш н а р е в И. П. Некоторые особенности структур мышьяковых месторождений Мосрифской группы Зеравшано-Гиссарской горной системы. Рудничная геология, сб. № 19, М., 1947.
- В о л ь ф с о н Ф. И. и Л у к и н Л. И. Некоторые итоги в изучении структур рудных месторождений в СССР. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1948, № 1.
- Е л я с е в Н. А. Структурная петрология. Л., 1953.
- К а й к о в а Т. М. Применение ориентированных шлифов при установлении относительного возраста даек. Зап. Всес. мин. общ., 2 сер., 1949, ч. 78, № 1.
- К у з н е ц о в Е. А. Краткий курс метода Федорова в петрографии. М., 1949.
- К у з н е ц о в Е. А. О некоторых проблемах петрографии Урала. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1951, № 6.
- Л у к и н Л. И. Некоторые особенности структуры Буронского месторождения. Сов. геол., 1947, № 20.
- П э к А. В. К вопросу о генезисе южноуральских месторождений титаномагнетита. Титаномагнетитовые месторождения Урала, ч. 2. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1936.
- П э к А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1939.
- П э к А. В. О механизме возникновения сланцеватости. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1940, № 2.
- С о р с к и й А. А. Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических толщах архея. Тр. Геофиз. инст. Акад. наук СССР, 1952, № 18 (145).
- Ф р о л о в а Т. И. Структурный анализ рудоносных сланцев Карабашских колчеданных месторождений. Вести. Моск. гос. унив., 1952, № 2.

Е. П. СОБЮШКИН

**ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ МИКРОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА
К ИЗУЧЕНИЮ ЖИЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ****ВВЕДЕНИЕ**

При детальном изучении структур месторождений жильной формы, рудные тела которых развиваются вдоль трещин скалывания, важно установить характер относительных смещений блоков пород вдоль этих трещин.

При решении этой задачи прибегают к определению направления и величины смещения вдоль изучаемой тектонической трещины контактов различных пород, даек, более древних нарушений или жил. После соответствующего анализа найденных фактов, отраженных на геологических картах или разрезах, определяют характер движения блоков пород по трещине скалывания, в результате которого произошло установленное смещение. Следствием такого анализа обычно является вывод о том, что вдоль трещины скалывания произошли сбросовые, надвиговые или иные перемещения.

В некоторых случаях говорится об истинном положении линии движения при этом перемещении, главным образом на основании положения штрихов скольжения на зеркалах тектонических трещин.

Опыт детального изучения месторождений жильной формы показывает, что тектонические трещины, вмещающие рудные тела, имеют длительную историю развития.

Известны многочисленные месторождения, в которых рудоносные трещины были заложены задолго до рудообразования и вмещают дайки интрузивных пород. С началом процесса минерализации вдоль этих трещин обычно вновь проявляются тектонические движения, вызывающие раздробление залегающих в них даек с последующим цементированием их материалом рудных жил.

Наконец, сам процесс рудоотложения протекает на фоне внутрирудных тектонических подвижек, которые вызывают образование или открывание трещин, обуславливающих пространственное обособление жил различных стадий минерализации. Имеющиеся данные показывают, что направление перемещения блоков пород по одной и той же трещине скалывания, до внедрения даек, в дорудное и внутрирудное время может существенно меняться.

Таким образом, указанный выше прием определения типа подвижек по трещине скалывания, базирующийся на суммарном эффекте всех перемещений, может привести к значительному искажению истинной картины

явлений. Кроме того, он не позволяет вскрыть историю формирования тектонической трещины и определить особенности движений, проявившихся в различные стадии ее развития.

Решение затронутых вопросов может быть достигнуто при условии расчленения общего результата всех перемещений на отдельные составляющие, связанные каждая с отдельной стадией формирования структуры месторождения. При этом необходимо не только установить общее направление относительных смещений блоков, но и определить положение линий движения для каждой стадии перемещений, происшедших по трещине скальвания.

Знание точного положения линии движения имеет особенно большое значение для внутрирудных подвижек в том случае, когда полезный элемент концентрируется в жилах одной из поздних стадий минерализации. В этом случае расположение обогащенных участков, контролируемых местами приоткрывания рудовмещающих трещин, будет определяться не общим характером дорудных подвижек, а тех, которые непосредственно предшествовали образованию рудоносных жил. То же самое следует сказать и в отношении послерудных нарушений, разобщающих рудные тела. Успешность поисков смещенных частей рудных залежей часто зависит от определения положения линии движения в послерудных нарушениях.

Таким образом, решение ряда вопросов требует не только установления общего типа смещений по тектонической трещине в отдельные периоды ее развития, но и точного определения положения линии движения в каждый из этих периодов.

Обычно положение линии движения определяется по ориентировке штрихов и борозд скольжения на тектонических зеркалах. Однако при этом почти всегда возникают затруднения из-за противоречивости в расположении штрихов, а при неоднократном проявлении подвижек задача становится еще более неопределенной. В этом случае более поздние подвижки либо стирают следы предшествующих движений, либо препятствуют выяснению с достаточной степенью уверенности того, какие штрихи соответствуют определенному этапу подвижек.

Автор статьи предпринял попытку определить положение линии движения в плоскостях тектонических трещин при помощи микроструктурного анализа.

Здесь уместно отметить, что для решения конкретных задач рудничной геологии этот метод впервые нашел применение у советских геологов. К числу опубликованных работ по затронутой теме следует отнести статьи А. В. Пэка (1936, 1940), Ф. И. Вольфсона (1946), Ф. И. Вольфсона и И. П. Кушварева (1947), Л. И. Лукина (1947), А. В. Пэка и Л. И. Лукина (1947). В них показаны результаты применения микроструктурного анализа для решения вопросов общей структуры месторождений, генезиса крупных тектонических нарушений и рудовмещающих трещин.

В качестве примера изучения структуры рудных тел при помощи этого метода следует привести работу Л. И. Лукина по Бурунскому месторождению (1947). Им было показано, что форма рудного тела названного месторождения определяется двумя поверхностями скольжения в кристаллических сланцах, из которых одна почти совпадает с крутопадающей сланцеватостью, а другая имеет то же простирание, но падает под пологим углом. Наличие скольжения по этим плоскостям подтверждается соответствующей ориентировкой кварца и слюды во вмещающих породах.

Умелое использование микроструктурного анализа позволило Ф. И. Вольфсону и И. П. Кушвареву (1947) правильно понять структурные условия локализации рудных тел в изученном ими месторождении. Пологопадающие рудные тела этого месторождения, приуроченные к тектониче-

скому контакту сланцев и мраморизованных известняков, оказались расположенными в углублениях поверхности контакта. Последнее обстоятельство связано, как показали авторы работы на основании изучения ориентированных шлифов, с надвиговыми перемещениями по зоне контакта. Результатами этих перемещений явилось образование полостей приоткрывания в углублениях контакта, заполненных затем рудным материалом, и притирание в участках контакта, обращенных выпуклостью вверх, где рудные тела отсутствуют.

Возможность применения микроструктурного анализа для определения положения линии движения в плоскостях тектонических нарушений неоднократно подчеркивалась А. В. Пэком, Л. И. Лукиным и другими исследователями.

Для изучения этого вопроса автором настоящей статьи было выбрано месторождение, рудные тела которого развились вдоль достаточно протяженных трещин скальвания. Полученные результаты оказались интересными, и рассмотрение их составляет содержание статьи.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПЛОЩАДИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В геологическом строении района участвуют только интрузивные породы. Наибольшим распространением здесь пользуются гранодиориты, слагающие большие площади. На участке месторождения гранодиориты прорваны гранитами, выход которых на дневную поверхность имеет овально вытянутую форму, с длинной осью, ориентированной в меридиональном направлении. Длина массива гранитов превышает 10 км, ширина в средней его части составляет 5,5—6 км.

Наиболее крупные жилы месторождения залегают среди гранитов в центральной и приконтактной частях массива. Западный контакт гранитов с гранодиоритами, вскрытый в ряде мест подземными горными выработками, имеет крутое падение на восток. Направление падения восточного контакта не установлено.

Граниты представляют собой среднезернистую породу серого или розоватого цвета, иногда с порфиrowыми вкрапленниками кварца, полевых шпатов, биотита. В краевых частях массива наблюдается уменьшение крупности зерен минералов, и порода приобретает четкий порфиrowидный облик. Гранодиориты и граниты пересекаются разновозрастными дайками кислых и основных пород.

Дайки кислых пород (гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, аплиты) имеют преимущественно северо-восточное простирание с падением на северо-запад или юго-восток под углом 50—90°. Эти дайки характеризуются значительной протяженностью (до 0,5—1,5 км) и резкими колебаниями мощностей. В плане они обладают весьма неправильной формой, резко изменяют простирание, образуя петлеобразные изгибы, иногда разделяются на ветви. Все дайки северо-восточного простирания пересекаются более молодыми дайками, которые ориентированы преимущественно в меридиональном направлении. Среди последних наиболее распространены дайки кварцевых порфиров и диабазовых порфиритов.

Наиболее молодые дайки диабазовых порфиритов внедрились в крутопадающие трещины скальвания меридионального простирания, которые пересекают и смещают более древние дайки иных направлений.

Дайки диабазовых порфиритов обычно имеют небольшую мощность (1—3 м) и длину по простиранию в 300—500 м.

В районе месторождения четко проявился последайковый (дорудный) этап деформации. Следствием этих дорудных движений явилось подновление меридиональных разломов додайкового возраста и создание серии

параллельных крутопадающих трещин того же меридионального простирания. Жилы нескольких стадий минерализации развились как вдоль даек, так и по трещинам, не содержащим последних.

Значительным распространением здесь пользуются также послерудные тектонические нарушения, сместившие рудные тела. В этих нарушениях отсутствуют проявления какой-либо минерализации и они не сопровождаются гидротермальным изменением вмещающих пород.

Главные послерудные нарушения по простиранию почти параллельны рудоносным трещинам, но падают в противоположном направлении по отношению к рудным жилам, пересекая и смещая их на различных глубинах от поверхности.

Таким образом, трещины, вдоль которых располагаются рудные жилы, прошли длительный путь развития. Они были заложены раньше внедрения даек диабазовых порфиритов и послужили путями проникновения магматического расплава. Последующие тектонические движения вызвали подновление трещин и раздробление даек диабазовых порфиритов. Созданные в это время трещины и полости контролировали залегание рудных тел (дорудная стадия деформации). Процесс рудообразования протекал на фоне неоднократно повторявшихся внутрирудных движений, позволивших расчленить единый процесс минерализации на ряд стадий. Наконец, площадь месторождения испытала послерудные тектонические деформации, которые привели к нарушению целостности рудных жил.

Ниже будет сделана попытка проследить изменение положения линии движения в ходе исторического развития трещин, начиная с момента, предшествующего внедрению даек диабазовых порфиритов.

ПОЛОЖЕНИЕ ЛИНИИ ДВИЖЕНИЯ В ПРОЦЕССЕ ДЕФОРМАЦИЙ ДО ВНЕДРЕНИЯ ДИАБАЗОВЫХ ПОРФИРИТОВ

Рассмотрение этого вопроса для додиабазовых перемещений мы произведем на примере тектонической зоны № 1, вдоль которой располагается не только дайка диабазовых порфиритов, но и жилы различного минералогического состава.

Взаимоотношения тектонической зоны № 1 и пересекаемой ею дайки гранит-порфиров показаны на фиг. 1, А. Дайка гранит-порфиров смещена тектонической зоной № 1 таким образом, что восточная ее часть оказалась расположенной южнее западной части. По висячему боку дайки диабазовых порфиритов расположены рудные жилы, а со стороны лежащего бока ее контакт с гранит-порфирами и гранитами тектоническими подвижками не затронут.

Подобные смещения даек в плане относятся за счет движений по тектоническому нарушению № 1 до внедрения даек диабазовых порфиритов. Как будет показано ниже, дорудные подвижки по тектоническим зонам отличались от додиабазовых и характеризовались противоположными направлениями относительного перемещения блоков в плане (см. фиг. 1, Б). Таким образом, для тектонической зоны № 1 эти движения могли уменьшать горизонтальную амплитуду додиабазовых смещений.

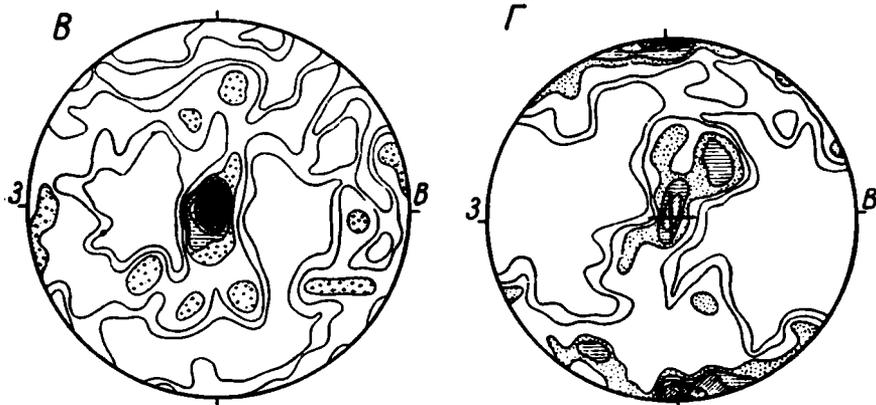
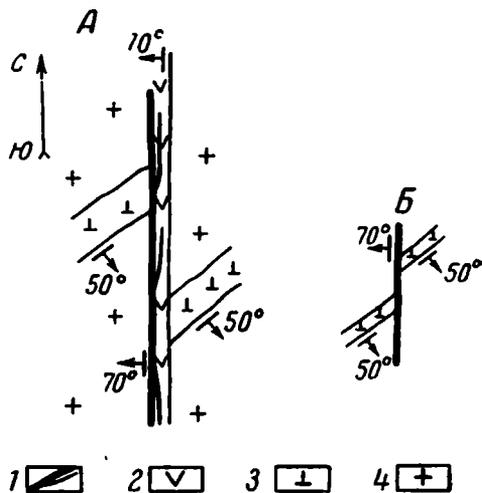
Рассматривая взаимное положение тектонической зоны № 1 и разобщенных ею частей дайки гранит-порфиров и не зная положения линии движения в додиабазовое время, мы лишены возможности определить характер додиабазовых подвижек по этому нарушению. Подобное расположение смещенных частей дайки в равной мере могло явиться результатом сброса, сдвига или даже косога взброса.

При определении положения линии движения додиабазовых перемещений мы воспользовались результатами изучения ориентировки породообразующего кварца гранитов в контакте их с дайкой диабазовых порфи-

ритов. Для устранения возможного влияния на ориентировку кварца предрудных или внутрирудных движений были выбраны такие места, где в контакте дайки диабазовых порфиритов не наблюдалось кварцевых или иных жил, а имелся обычный интрузивный контакт диабазов и гранитов. Ориентировка кварца была изучена в нескольких шлифах, причем диаграммы в общем оказались однообразными. Рассмотрим наиболее типичную из них.

Диаграмма построена на основании замеров положения оптических осей кварца в шлифе, вырезанном перпендикулярно линии простирания тектонической зоны № 1. На диаграмме (фиг. 1, B)¹ наблюдается один отчетливый максимум большой плотности, совпадающий с центром диаграммы.

Подобный вид диаграмм характерен для типичных S-тектонитов, в которых центральный максимум отвечает максимуму I сводной диаграммы кварцевых S-тектони-



Фиг. 1. Ориентировка смещений по тектонической зоне № 1.

А — смещение дайки гранит-порфиров в результате додиабазовых движений. Б — схема дорудных смещений.
 1 — рудные жилы; 2 — дайка диабазовых порфиритов; 3 — дайка гранит-порфиров; 4 — граниты.
 B — диаграмма ориентировки оптических осей кварца гранитов в контакте с дайкой диабазовых порфиритов, 200 измерений; <0,5—1—2—3—4—5—6—>%.
 Г — диаграмма ориентировки оптических осей кварца гранитов в результате дорудных движений; 200 измерений; <0,5—1—2—3—4—5—6—>%.

тов (Пэк, 1939). Очень резкое обособление центрального максимума диаграммы и большая плотность его позволяют утверждать, что трансляция кварца происходила в направлении оптических осей, выраженных этим максимумом.

Принимая во внимание расположение шлифа по отношению к элементам залегания тектонической зоны № 1, следует заключить, что линия движения, обусловившего ориентировку кварца, совпадала с линией простирания тектонической плоскости. Это позволяет говорить о том,

¹ Все круговые диаграммы, помещенные в этой статье, построены при помощи равноплощадной сетки в проекции на верхнюю полусферу.

что по тектоническому нарушению зоны № 1 перед внедрением дайки диабазовых порфиритов произошли сдвиговые перемещения, при которых восточный блок пород переместился в южном направлении в отношении западного блока.

Следует отметить, что между периодом развития сдвигов по тектонической зоне № 1 и периодом внедрения дайки диабазовых порфиритов существовал определенный разрыв во времени.

Дайка диабазовых порфиритов, приуроченная к тектонической зоне № 1, в общих чертах представляет собой достаточно протяженное плитообразное тело. При более детальных наблюдениях обнаруживается, что контакты дайки часто имеют ступенчатое строение, обусловленное ограничением дайки плоскостями мелких трещин, отходящих в стороны от главной трещины зоны № 1. На отдельных участках дайка резко изменяет мощность и образует выступы в сторону вмещающих ее гранитов, сохраняя при этом прямолинейные очертания контактов. В ряде мест от нее отходят маломощные апофизы, развивающиеся во вмещающих породах по мелким трещинам различных направлений. Отмеченные особенности строения контактов дайки позволяют говорить о том, что момент внедрения диабазовых порфиритов приурочен к раскрытию трещины. Таким образом, обстановка сжатия, которую испытывала тектоническая зона во время проявления сдвиговых смещений, сменилась обстановкой растяжения в период внедрения диабазовых порфиритов.

ПОЛОЖЕНИЕ ЛИНИИ ДВИЖЕНИЯ ВО ВРЕМЯ ДОРУДНЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ

Тектоническая зона № 1. Раздробление дайки диабазовых порфиритов и рассеивание ее жилами наиболее ранних стадий позволяют с уверенностью говорить о проявлении дорудных движений по тектоническому нарушению № 1. По своему характеру они несомненно отличались от додиабазовых. Этот вывод первоначально был сделан на основании того факта, что одна и та же дайка гранит-порфиритов, пересеченная додиабазовой и дорудной тектоническими зонами, оказалась смещенной вдоль них в противоположных направлениях.

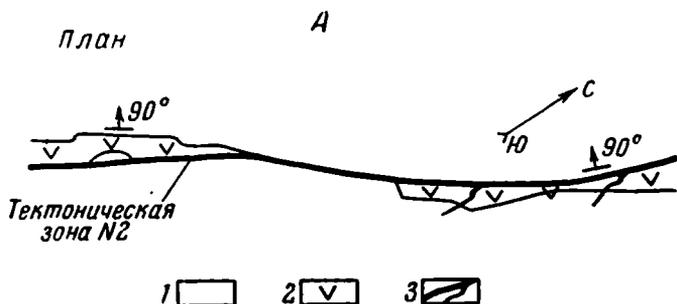
В дальнейшем аналогичные взаимоотношения были закартированы на других участках месторождения. Анализ полученных материалов позволил заключить, что дорудные движения, в отличие от додиабазовых, характеризовались смещением восточных блоков в северном направлении по отношению к западным блокам (см. фиг. 1, Б).

Для определения положения линии движения дорудных перемещений по тектоническому нарушению № 1 в гранитах висячего бока его был взят ориентированный шлиф. С целью устранения возможного влияния на ориентировку кварца внутрирудных подвижек шлиф был взят в таком месте, где наибольшим распространением пользуются жилы первой стадии минерализации. Шлиф вырезан перпендикулярно линии простирающегося нарушения № 1, замерялось положение оптических осей породообразующего кварца. Полученная диаграмма представлена на фиг. 1, Г. Она отличается от диаграммы на фиг. 1, В меньшей плотностью центрального максимума и появлением нового максимума большой плотности, расположенного по вертикальной оси большого круга проекции диаграммы. Появление этого максимума, при сохранении общего облика диаграммы, характерного для додиабазовых перемещений, позволяет говорить о переориентировке кварца в результате дорудных деформаций. Следствием этой переориентировки явилось также уменьшение плотности центрального максимума и намечающееся поясовое строение диаграммы.

Положение вновь возникшего максимума позволяет говорить о том, что линия движения дорудных смещений совпадала с линией падения

тектонической зоны № 1. Принимая во внимание направление дорудных смещений даек гранит-порфиров в плане, мы должны признать, что дорудные движения по нарушению № 1 представляли собой взбросы.

Определение линии движения дорудных перемещений было сделано и для тектонической зоны № 2, занимающей положение оперяющей трещины, сопряженной с крупной тектонической зоной. Тектоническая зона № 2 проходит вдоль вертикально падающей дайки диабазовых пор-

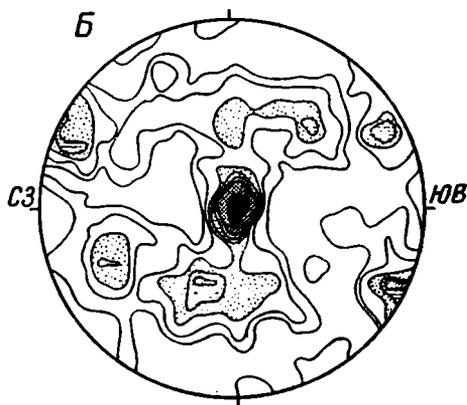


фиритов, причем последняя оказывается разорванной в плане вдоль трещины, вмещающей кварцево-сульфидные жилы (фиг. 2, А). Определить характер дорудных подвижек по этой зоне, приведших к разобщению дайки диабазовых порфиров, с достаточной степенью достоверности не удавалось. По ряду косвенных признаков (соответствующее расположение оперяющих трещин разрыва, ориентировка штрихов на зеркалах) было высказано предположение об их сдвиговом характере. Для проверки этого предположения изучались два ориентированных шлифа.

Один шлиф был взят из зеркала скольжения основного нарушения, сместившего дайку. Шлиф был вырезан в плоскости, перпендикулярной линии простирания этого зеркала. В шлифе замерялись оптические оси породообразующего кварца, почти каждое зерно которого оказалось пересеченным тонкими трещинками.

На диаграмме (фиг. 2, Б) бросается в глаза подавляющее преобладание максимума в центре круга проекций над другими, слабо выраженными максимумами. Он характеризуется большой плотностью (более 8%) и по своему положению отвечает максимуму I сводной диаграммы кварцевых S-тектонитов.

Остальные максимумы расположены в пределах двух разорванных поясов, наклоненных к горизонтальной плоскости диаграммы примерно под углом 45°. Эти пояса могли быть образованы при вращении максимумов II кварцевых S-тектонитов вокруг оси b, совпадающей с вертикальной осью диаграммы.



Фиг. 2. Ориентировка смещений по тектонической зоне № 2.

А — смещение дайки диабазовых порфиров.
1 — гранит; 2 — диабазовый порфирит; 3 — рудные жилы.
Б — диаграмма ориентировки оптических осей кварца гранитов в тектонической зоне № 2; 200 измерений;
<0,5—1—2—3—4—5—8%.

Отмеченные четкие особенности диаграммы позволяют считать, что ориентировка кварца была вызвана собственно сдвиговыми перемещениями по главной тектонической трещине рудной зоны № 2.

Интересны результаты изучения ориентировки кварца во втором шлифе, взятом на некотором удалении от тектонической трещины. Облик полученной диаграммы оказался менее отчетливым, она содержит новые максимумы меньшей плотности, а центральный максимум ее имеет в два раза меньшую плотность, чем тот же максимум на диаграмме фиг. 2, Б. Отмеченные особенности диаграммы, построенной для второго шлифа, говорят о том, что по мере удаления от плоскости тектонического нарушения рудной зоны № 2 ориентировка кварца становится менее четкой. Последнее обстоятельство подтверждает связь ориентировки кварца, отображенной на фиг. 2, Б с дорудными движениями по трещине скалывания рудной зоны № 2.

Таким образом, имеются основания утверждать, что смещение дайки диабазовых порфириров произошло в результате сдвига, при котором линия движения совпадала с линией простираения трещины скалывания.

Установление типа дорудных подвижек по тектоническим зонам позволило понять особенности локализации рудных жил, которые обособляются в определенных участках тектонических зон, образуя уплощенные линзовидные тела. В частности, по тектонической зоне № 2 кварцесульфидные жилы наибольшей мощности оказались приуроченными к тем участкам ее, которые менее отклоняются от меридионального направления. В местах изгибов тектонической зоны, где она приобретает более северо-восточное простираение, мощности жил резко уменьшаются, иногда до полного пережимания. В плоскости тектонической зоны участки жил с большой мощностью обычно имеют крутое склонение, образуя уплощенные столбы.

Места расположения этих столбов пространственно совпадают с полостями приоткрывания, которые возникли при сдвиговых смещениях по тектонической зоне № 2.

ПОЛОЖЕНИЕ ЛИНИИ ДВИЖЕНИЯ ПРИ ВНУТРИРУДНЫХ СМЕЩЕНИЯХ

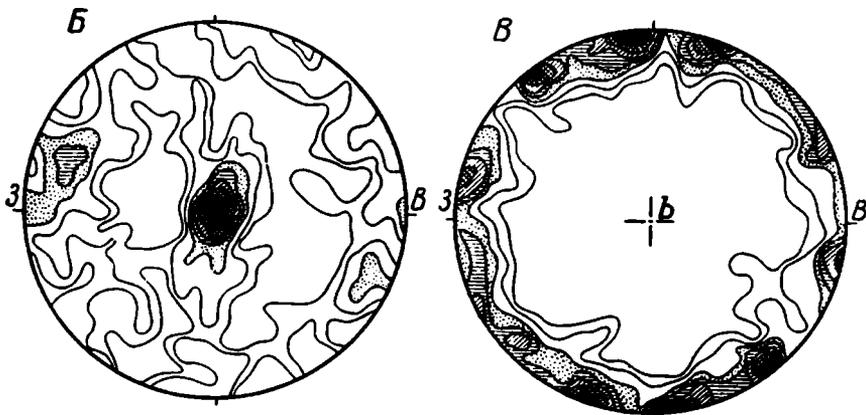
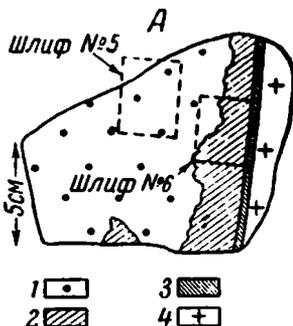
Общее направление внутрирудных перемещений выяснилось при детальной документации соотношений жил различного минералогического состава. Наблюдениями над видимыми смещениями более ранних жил трещинами, выполненными жилами последующих стадий минерализации, было доказано, что в подавляющем большинстве случаев внутрирудные движения имели взбросовый характер. Изучение положения отчетливо выраженных штрихов и борозд скольжения на плоскостях и зеркалах внутрирудных трещин позволило установить, что штрихи скольжения всегда погружались только в северном направлении. Многократные замеры углов наклона штрихов скольжения к линии простираения тектонических плоскостей показали, что наиболее часто они изменяются в пределах 45—60°, но были отмечены случаи, когда штрихи скольжения совпадали с линией падения или отклонялись от нее всего на 10—15°. В некоторых других случаях штрихи скольжения отклонялись от линии падения на больший угол, почти совпадая с линией простираения.

Для получения более объективных данных о положении линии движения при внутрирудных подвижках была изучена ориентировка кварца и кальцита в жиле полосчатого строения. Ориентированный образец был взят висячем боку такой жилы, сложенной светлосерым полупрозрачным кварцем, несущим тонкую трещиноватость. Под микроскопом в зернах кварца заметно волнистое угасание. В зальбанде кварцевой жилы развивается кальцит, в других местах обособляющийся в виде само-

стоятельных жил. Кальцит отделяется от вмещающих пород кварцево-хлоритовым прожилком с резкими контактами (фиг. 3, А).

Наиболее ранней из этих жил является кварцевая, наиболее поздней — кварцево-хлоритовый прожилок.

Ориентированные шлифы вырезались в плоскости, перпендикулярной линии простираия жилы. Результаты замеров ориентировки оптических осей раннего кварца показаны на диаграмме (фиг. 3, В), которая характеризуется развитием одного преобладающего максимума, занимающего центр диаграммы. Положение этого максимума свидетельствует о совпадении оптических осей кварца с линией простираия плоскости контакта кварцевой жилы и может быть объяснено только ориентировкой кварца в результате тектонического воздействия на него. Отчетливый вид диаграммы позволяет отнести центральный максимум ее к максимуму I кварцевых S-тектонитов, что определяет горизонтальное положение линии движения, вызвавшего ориентировку жильного кварца.



Фиг. 3. Ориентировка кварца и кальцита в рудной жиле.

- А — зарисовка образца полосчатой жилы в плоскости среза ориентированных шлифов.
 1 — кварц; 2 — кальцит; 3 — хлорит с кварцем; 4 — гранит.
 Б — диаграмма ориентировки оптических осей жильного кварца. Шлиф № 5.
 200 измерений; $<0,5-1-2-3-4-5-8< \%$
 В — диаграмма ориентировки спайности жильного кальцита. Шлиф № 6. 200 измерений;
 $<0,5-1-2-3-4-5-6< \%$.

Поскольку кальцит отложился после кварца, следует заключить, что предкальцитовые подвижки, прошедшие по контакту кварцевой жилы, были сдвиговыми по своему характеру.

Во втором шлифе, вырезанном из этого же образца в контакте кальцита с кварцево-хлоритовым прожилком, была замерена ориентировка плоскостей спайности кальцита. Особенности этой ориентировки ясны из диаграммы (фиг. 3, В), которая по закономерности расположения максимумов характерна для типичных В-тектонитов. При заданном положении шлифа в пространстве ось *b* оказывается направленной по линии простираия контакта кальцитовой жилы, что определяет совпадение линии скольжения при деформации с линией падения поверхности контакта.

Так как кварцево-хлоритовый прожилок образовался после кальцита, можно считать, что ориентировка кальцита была вызвана подвижками, предшествующими отложению кварцево-хлоритового материала. Линия движения при этом совпадала с линией падения контакта отмеченных жил.

Послекальцитовые движения в общем случае должны были вызвать соответствующее изменение ориентировки кварца. Вполне возможно, что наметавшийся на диаграмме ориентировки кварца (см. фиг. 3, Б) слабо выраженный пояс по большому кругу проекции явился следствием частичной переориентировки кварца. Однако, видимо, эти движения не были способны существенно изменить ориентировку кварца, тем более что легко деформируемый кальцит, отделяя кварц от поверхности движения, мог играть роль своеобразной смазки.

Контакты кварцево-хлоритового прожилка не подновлены, кристаллы кварца в нем не обнаруживают облачного погасания и сохранили ориентировку роста. Это позволяет считать, что по контакту кварцево-хлоритового прожилка более поздние подвижки не проявились. Изложенные данные говорят о том, что по одной и той же трещине скалывания в отдельные моменты внутрирудных деформаций происходили перемещения в различных направлениях. Это обстоятельство подчеркивает сложность внутрирудных движений, когда на общем фоне косых взбросов отдельные блоки перемещались по законам нормальных взбросов или даже сдвигов.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЛИНИИ ДВИЖЕНИЯ В ПЛОСКОСТЯХ ПОСЛЕРУДНЫХ НАРУШЕНИЙ

Послерудные нарушения на месторождении выражены хорошо проявленными поверхностями, вдоль которых наблюдаются тектонические глинки или интенсивно раздробленные и перетертые породы. Тектонические глинки послерудных нарушений представляют собой тонко растертый вязкий материал. Они почти всегда содержат большое количество округлых, иногда угловатых обломков самых различных размеров.

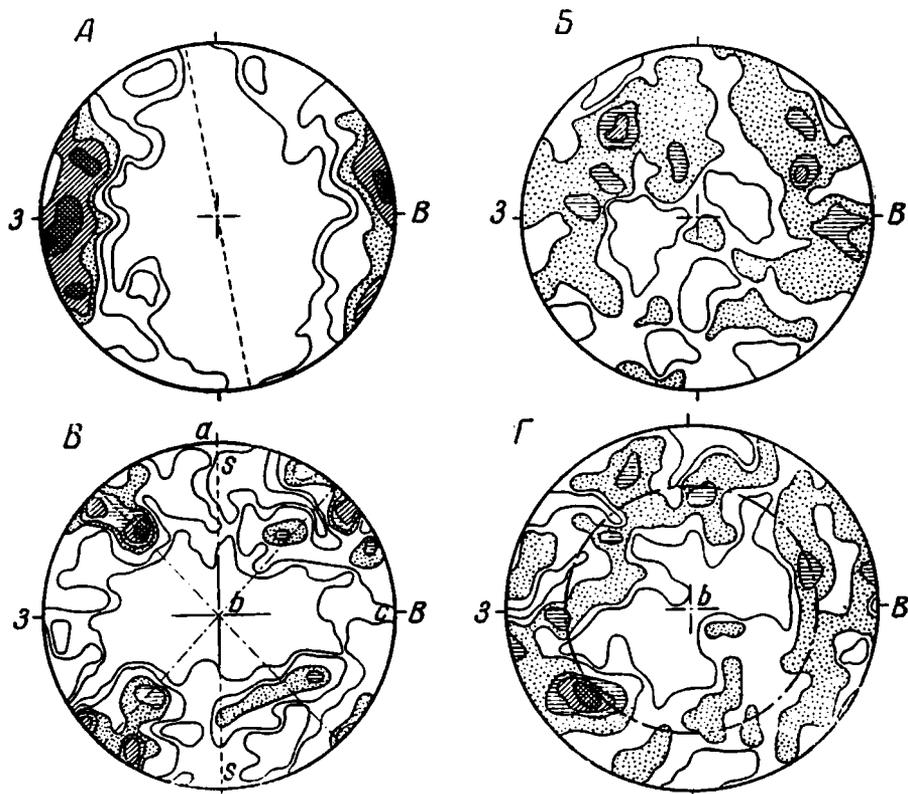
Мощности собственно тектонических глинок в различных послерудных нарушениях изменяются от 1—2 до 10—15 см, обычно характерных для крупных послерудных нарушений, в которых общая мощность раздробленных и брекчированных пород иногда достигает 3—5 м. Нередко такие послерудные нарушения представлены двумя или более сближенными параллельными или почти параллельными поверхностями с глянками трения.

Эффективность поисков смещенных частей рудных тел определялась не только установлением типа послерудных движений, который оказался в основном взбросовым, но и знанием более точного положения линии движения при этих перемещениях. Нами была произведена попытка определения истинного положения линии движения путем наблюдений над расположением штрихов скольжения и изучением ориентировки кварца в зеркалах послерудных нарушений.

Наблюдения над штрихами скольжения показали, что они часто даже в пределах одного и того же участка зеркала занимают самые разнообразные положения, наклоняясь к линии простирания в противоположных направлениях под различными углами. Однако в крупных послерудных нарушениях удалось выявить наиболее четкие штрихи и измерить их ориентировку. Было установлено, что они отклоняются от линии падения плоскости послерудных трещин на 20—25°, погружаясь в северном направлении. Для проверки этих наблюдений и определения влияния послерудных перемещений на ориентировку кварца было изучено несколько ориентированных шлифов, взятых в тектонических зеркалах различных

послерудных нарушений. Во всех случаях шлифы вырезались в плоскости, перпендикулярной к линии простирания этих нарушений.

Шлиф № 7 был взят в тектоническом зеркале одного из второстепенных послерудных нарушений. В граните оказалось две разновидности



Фиг. 4. Диаграмма ориентировки кварца в послерудных нарушениях.

- А — шлиф № 7. 200 оптических осей кварца в прожилке; $<1-2-3-4-5-7 < \%$.
 Б — шлиф № 7. 320 оптических осей породобразующего кварца гранитов; $<0,5-1-2-3 < \%$.
 В — шлиф № 9. 150 оптических осей породобразующего кварца гранитов на тектонического зеркала последующего нарушения; $<0,5-1-2-3-4-5 < \%$.
 Г — шлиф № 10. 247 оптических осей породобразующего кварца гранитов из зоны послерудного нарушения; $<0,5-1-2-3-4 < \%$.

кварца: одна из них представлена породобразующим кварцем, кварц второй разновидности слагает тонкие прожилки. Кристаллы кварца в этих прожилках мелкие и располагаются примерно перпендикулярно к контактам прожилка. Ориентировка оптических осей в отмеченных разновидностях кварца замерялась отдельно и полученные данные сведены в две диаграммы. Результаты замеров ориентировки оптических осей кварца в прожилке показаны на диаграмме (фиг. 4, А). Она характеризуется наличием двух резких максимумов с плотностями выше 7%, располагающихся на большой окружности круга проекций.

Несмотря на сходство диаграммы с диаграммами тектонитов скольжения, легко установить, что это совпадение является чисто внешним. Ориентировку кварца здесь мы не можем считать обусловленной движением по плоскости послерудного нарушения, так как линия движения была бы перпендикулярной к этой плоскости, что невозможно. Наблюдаемое расположение максимумов на диаграмме может быть объяснено только ориентировкой роста кристаллов кварца в прожилке. Это заклю-

чение очевидно, так как центры тяжести максимумов почти перпендикулярны к осевой плоскости прожилка, показанной на диаграмме пунктирной линией. Диаграмма (см. фиг. 4, *Б*), построенная на основании замеров 320 оптических осей породообразующего кварца, имеет совершенно иные особенности. Здесь не видно какой-либо закономерности в расположении максимумов, а плотность их не превышает 2—3%. Иначе говоря, преимущественная ориентировка оптических осей в определенном направлении в этом кварце отсутствует.

Таким образом, первая диаграмма показывает сохранившуюся ориентировку роста кварца, вторая — отсутствие ориентировки вообще. Обе диаграммы дают основание для вывода о том, что движения по характерному нарушению не могли вызвать глубокие преобразования внутреннего строения породы, которые привели бы к переориентировке или созданию ориентировки оптических осей в кварцевых зернах.

Из зеркала крупного тектонического нарушения был взят ориентированный шлиф № 9. Диаграмма ориентировки оптических осей породообразующего кварца в этом шлифе (см. фиг. 4, *В*) характеризуется исключительно отчетливой закономерностью в расположении максимумов, которые лежат на двух взаимно перпендикулярных линиях. На периферии круга проекции вдоль одной из этих линий располагается пара раздвоившихся, сопряженных между собой максимумов, на второй линии — вторая пара сопряженных максимумов. По одной из внутренних окружностей круга проекций на этих же линиях расположены четыре дополнительных попарно сопряженных максимума. Отмеченные особенности расположения максимумов позволяют заключить, что те из них, которые находятся на периферии круга проекций, являются максимумами II сводной диаграммы кварцевых S-тектонитов. Максимумы на внутренней окружности отвечают положению максимумов IV той же диаграммы.

Как известно, максимумы II оптических осей кварца составляют с соответствующей плоскостью трансляции угол, равный 45° . В рассматриваемой диаграмме линия *s*, представляющая собой след плоскости зеркала послерудного нарушения, выражает положение плоскости трансляции.

Расположение максимумов II на большой окружности круга проекции позволяет определить положение осей координат деформации. Ось *a* совпадает с линией *s*, ось *b* перпендикулярна к плоскости диаграммы, ось *c* лежит в плоскости диаграммы и перпендикулярна к линии *s*.

Помня, что шлиф вырезан перпендикулярно линии простираения послерудного нарушения, следует заключить, что ось *b* совпадает с этой линией, а ось *a*, лежащая в линии движения, совпадает с линией падения этого нарушения. Иначе говоря, линия движения блоков пород, разобщенных послерудным нарушением, совпадала с линией падения поверхности отмеченного нарушения.

Ориентировка кварца в результате движений по второму крупному послерудному нарушению изучалась в двух шлифах, взятых в зоне дробления этого нарушения, в которых замерялись оптические оси гидротермального кварца, слагающего прожилки (шлиф № 11), и ориентировка породообразующего кварца (шлиф № 10). Полученные диаграммы оказались сходными по характеру распределения максимумов. На диаграмме (см. фиг. 4, *Г*) обнаруживается стремление оптических осей расположиться в пределах единого пояса. Внутри этого пояса выделяется ряд максимумов повышенной плотности, занимающих одну из внутренних окружностей круга проекций.

Подобная ориентировка оптических осей кварца свойственна B-тектонитам, а концентрическое расположение пояса позволяет считать, что ось *b* перпендикулярна к плоскости диаграммы. Совпадение оси *b*

с линией простирания послерудного нарушения позволяет говорить о том, что при взбросе линия движения была параллельна линии падения главного послерудного нарушения.

Сравнивая результаты изучения ориентированных шлифов с изложенными выше данными о положении штрихов скольжения на зеркалах этих же нарушений, мы убедимся, что наблюдаемые штрихи скольжения не выражают линии движения момента главных перемещений. Вероятно, они появились на пластичных тектонических глинах в результате более поздних движений с ничтожными амплитудами смещения. Отмеченное обстоятельство указывает на необходимость весьма осторожного отношения к штрихам и шрамам на тектонических глинах в плоскостях послерудных нарушений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение трещиновой структуры определенного участка земной коры требует выявления истории формирования тектонических трещин, определяющих основные особенности этой структуры. Расшифровка условий развития трещин в различные стадии их жизни, определение закономерностей сочетания и взаимного расположения трещин, восстановление общей тектонической обстановки, существовавшей в отдельные стадии, зависят от изученности характера перемещений вдоль тектонических трещин. Микроструктурный анализ, совместно с другими геологическими методами, может быть успешно использован при решении поставленных задач.

Как видно из рассмотренных примеров, изучение ориентированных шлифов дало дополнительные материалы для расшифровки сложного строения жильного месторождения. Оно позволило уточнить истинное направление додайковых, дорудных, внутриминерализационных и послерудных движений по тектоническим зонам.

Это дало возможность более точно представить условия формирования трещин в различное время и сделать практически важные выводы по закономерностям расположения обогащенных участков рудных жил. Определение положения линии движения в послерудных нарушениях облегчило поиски смещенных частей рудоносных жил и повысило эффективность геологоразведочных работ.

Необходимость более широкого внедрения микроструктурного анализа в практику изучения рудных месторождений совершенно очевидна.

ЛИТЕРАТУРА

- В о л ь ф с о н Ф. И. Вопросы структуры приуртышских полиметаллических месторождений на Алтае. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1946, № 2.
- В о л ь ф с о н Ф. И. и К у ш н а р е в И. П. Некоторые особенности структур мышьяковых месторождений Мосрийской группы Зеравшано-Гиссарской горной системы. Рудничная геология, сб. № 19, М., 1947.
- Л у к и н Л. И. Некоторые особенности структуры Буронского месторождения. Сов. геол., 1947, № 20.
- П э к А. В. К вопросу о генезисе южноуральской группы месторождений титаномагнетита. Титаномагнетитовые месторождения Урала, ч. 2. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1936.
- П э к А. В. Трещиновая тектоника и структурный анализ. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1939.
- П э к А. В. О механизме возникновения сланцеватости. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1940, № 2.
- П э к А. В. и Л у к и н Л. И. Структура и генезис месторождения Кты-Теберда (Кургашия-Чат). Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1947, вып. 84, петрогр. сер. (№ 27).

Е. П. СОНЮШКИН

**О ПРОИСХОЖДЕНИИ НЕКОТОРЫХ ПЛИТООБРАЗНЫХ ТЕЛ
ИЗВЕСТНЯКОВ В ЮГО-ЗАПАДНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ****ВВЕДЕНИЕ**

При геологическом картировании различных участков юго-западного Тянь-Шаня были обнаружены тела известняков, находящиеся в несколько своеобразных соотношениях с вмещающими их породами. Известняки залегают среди изверженных пород в виде маломощных (от нескольких метров до десятков метров) плитообразных тел иногда весьма большой протяженности (до первых километров). В большинстве случаев они оказались приуроченными к тектоническим контактам интрузивных пород с эффузивными.

Такие тела известняков получили название известняковых «прокладок» и отмечались Ф. И. Вольфсоном, Н. С. Горшковым, Б. Н. Наследовым, В. Ф. Черненко и др. Упомянутыми геологами были высказаны соображения о тектоническом происхождении известняковых прокладок, но условия образования и время возникновения их не рассматривались.

Повышенный интерес к этим прокладкам был вызван тем обстоятельством, что они иногда залегают вдоль сравнительно крупных тектонических разломов, в непосредственной близости к которым были найдены рудные месторождения. Рудные тела последних расположены вдоль трещин, параллельных указанным разломам или отходящих от них под острым углом. В этих условиях изучение структурной обстановки образования месторождения неизбежно связано с выявлением истории развития и характера движений по разломам, вмещающим пластины известняков.

Предлагаемая статья содержит попытку осветить затронутые вопросы на примере двух известняковых прокладок, изученных автором.

**КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА
РАЗВИТИЯ ПЛИТООБРАЗНЫХ ТЕЛ ИЗВЕСТНЯКОВ**

Юго-западные окончания Тянь-Шаня характеризуются весьма широким распространением палеозойских интрузивных и эффузивных образований. Гораздо меньшим развитием пользуются породы осадочного происхождения, сохранившиеся в виде отдельных блоков среди магматических горных пород.

В интересующем нас районе наиболее древними породами являются известняки верхнего девона и нижнего карбона. В ранневарисское время

известняки были смяты в широкую антиклинальную складку, крылья которой падают под углом $45-60^\circ$. Видимо, в это же время в ядро антиклинали внедрилось крупное тело гранодиоритов, площадь которого в современном эрозионном срезе составляет сотни квадратных километров.

На размытой поверхности гранодиоритов и известняков залегают мощная толща осадочно-эффузивных пород верхнего палеозоя (C_2-P_2). В ее основании находятся конгломераты, содержащие гальки известняков D_3C_1 и ранневарисских гранодиоритов. Толща эффузивов перекрывает более древние породы с угловым несогласием и сама смята в пологие куполовидные складки, углы падения крыльев которых редко превышают 25° .

Осадочно-эффузивные образования верхнего палеозоя и все более древние толщи прорваны разновозрастными малыми интрузиями и дайками различного состава.

Породы палеозоя прикрыты относительно маломощным чехлом отложений палеогена и неогена, сохранившихся в депрессиях палеозойского основания.

Основные соотношения пород, слагающих районы юго-западного Тянь-Шаня, показаны на схеме (фиг. 1, А).

Из сказанного видно, что появление известняков — наиболее древних пород — в виде прокладки в контакте между более молодыми породами совершенно не отвечает их положению в стратиграфическом разрезе района.

Принимая во внимание условия залегания таких прокладок, Ф. И. Вольфсон полагал, что известняки были извлечены из-под покрывающих их эффузивов при перемещениях вдоль тектонических разломов.

Из этого предположения вытекает, что известняки претерпели пластическую деформацию и «текли» в зоне нарушения в момент перемещений по нему. Следствием такого процесса должна была явиться ориентировка по строению зерен кальцита в известняках прокладок, а сами они должны представлять собой типичные тектониты. Особенности возникшей ориентировки должны отражать общий план происшедших деформаций и характер движений по тектоническим нарушениям, вдоль которых располагаются прокладки.

Для внесения ясности в эти вопросы в двух прокладках были отобраны ориентированные шлифы, в которых изучена ориентировка оптических осей и плоскостей спайности кальцита. Ниже излагаются полученные результаты.

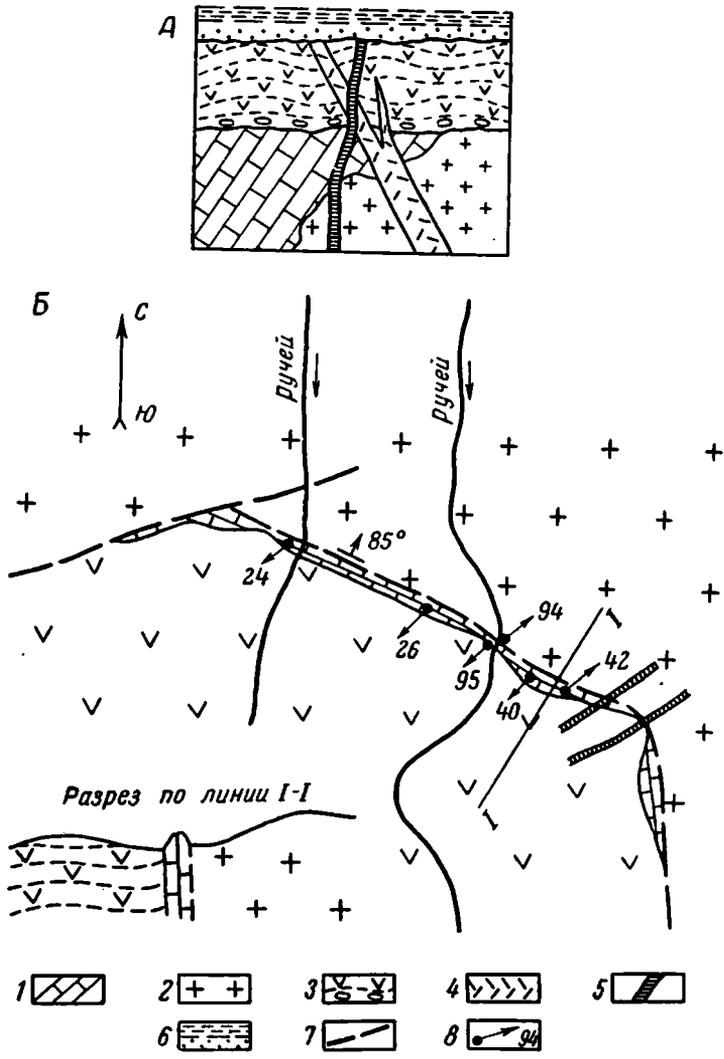
Известняковая прокладка № 1

Известняковая прокладка № 1 относится к числу наиболее крупных. Ее общая длина превышает 3000 м, а мощность местами достигает 100 м. Как видно на фиг. 1, Б, она располагается вдоль тектонических нарушений, приводящих в контакт гранодиориты и эффузивы. Севернее прокладки находятся только гранодиориты, слагающие крупный массив. К югу от прокладки гранодиориты отсутствуют, а обнажающиеся здесь эффузивы слагают северную окраину большого поля эффузивных пород. В плане прокладка испытывает несколько перегибов, обусловленных изменениями простираения тектонического нарушения или сочленением двух нарушений. Она имеет вертикальное или очень крутое падение на север.

Известняки прокладки массивны, мраморизованы, разбиты густой сетью трещин. Среди эффузивов и гранитов близ плиты известняков отмечаются повышенная трещиноватость и рассланцевание.

Из прокладки № 1 изучалось шесть ориентированных шлифов. Все они были вырезаны в вертикальной плоскости, перпендикулярной простираению известняковой пластины. Замерами пространственного подо-

жения плоскостей спайности и оптических осей кальцита во всех шлифах была обнаружена строго закономерная ориентировка, позволяющая сделать вывод, что известняки прокладки действительно являются тектонитами.

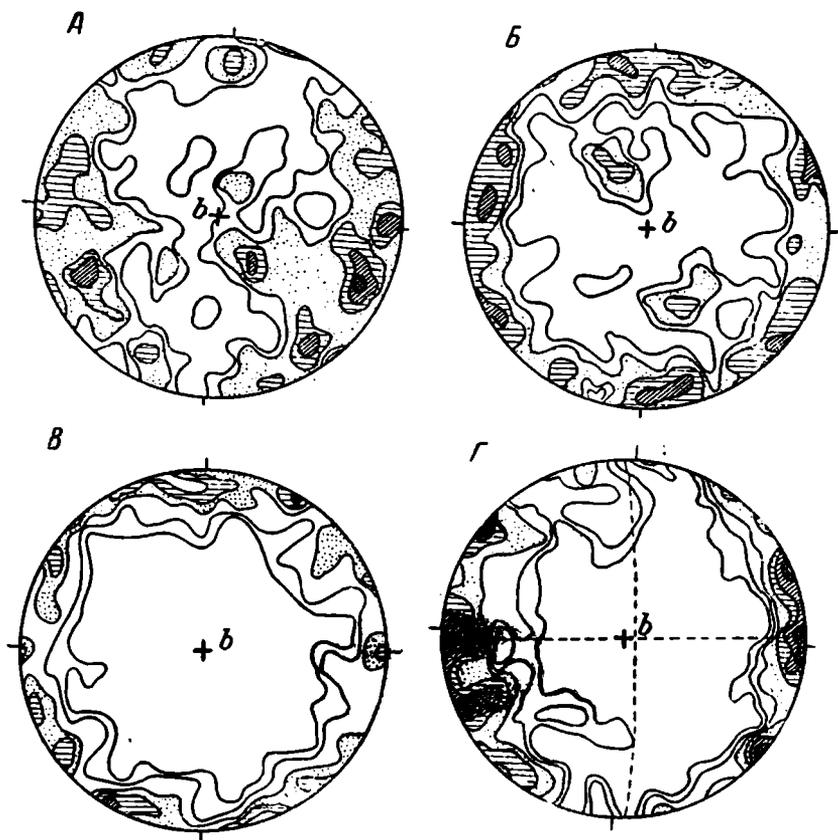


Фиг. 1. Геологическое строение района известняковой прокладки № 1.

А — схема возрастных отношений пород района (разрез).
 Б — геологическая схема известняковой прокладки № 1 (план).
 1 — известняки D_3C_1 ; 2 — гранодиориты; 3 — эффузивы P_2^3 ; 4 — дайки кислых пород; 5 — дайки основных пород; 6 — осадочные породы $P_g + N$; 7 — тектонические трещины; 8 — место взятия и номер ориентированного образца.

Для того чтобы установить особенности ориентировки в различных частях плиты известняков, шлифы отбирались в нескольких точках ее. Шлифы 26 и 42 были взяты примерно близ осевой линии прокладки; шлифы 24 и 40 расположены ближе к контакту известняков с эффузивами; шлифы 94 и 95 взяты в северном и южном контактах прокладки (см. фиг. 1, Б).

Полученные диаграммы ориентировки можно объединить в две группы. В первую отнесены диаграммы, построенные для шлифов, взятых в осевой части прокладки и в некотором удалении от контакта ее с эффузивами, во вторую — диаграммы, полученные для шлифов, отобранных в контактах известняков с вмещающими породами.



Фиг. 2. Диаграммы ориентировки кальцита в осевой части пластины известняков.

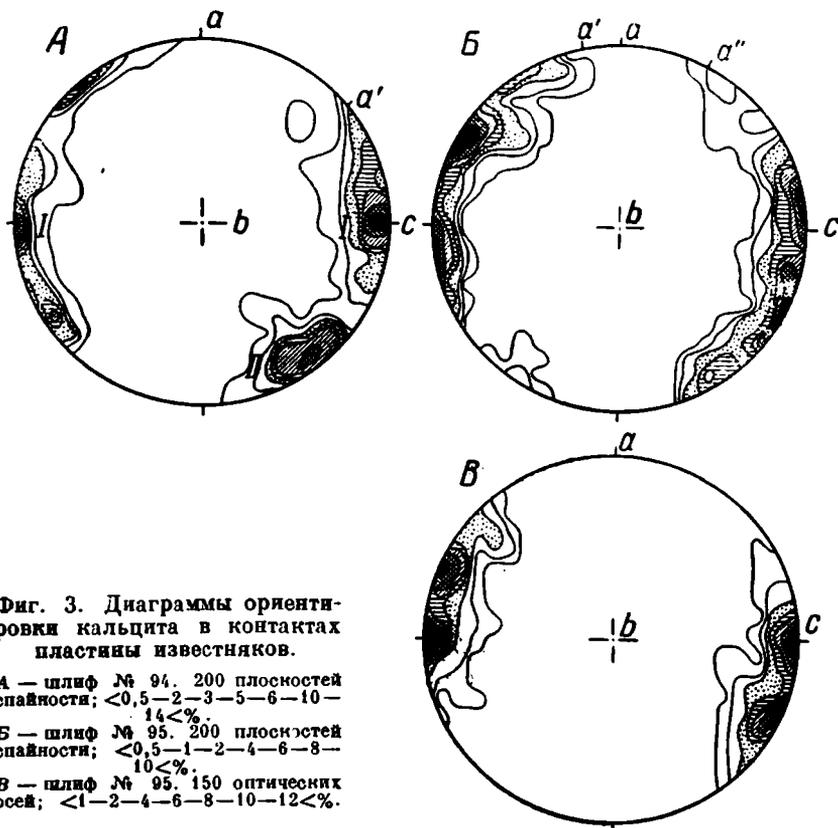
- А — шлиф № 40. 200 оптических осей; <0,5—1—2—3—4<%.
 Б — шлиф № 42. 200 оптических осей; <0,5—1—2—3<%.
 В — шлиф № 26. 200 плоскостей спайности; <0,5—1—2—3—4<%.
 Г — шлиф № 24. 200 плоскостей спайности; <0,5—1—2—3—4—5<%.

В шлифах 40 и 42 измерялось положение оптических осей кальцита (фиг. 2, А и Б)¹, в шлифах 24 и 26 — плоскостей спайности (фиг. 2, В и Г). В шлифе 24 для контроля диаграммы ориентировки плоскостей спайности кальцита были замерены также оптические оси. Полученная диаграмма ориентировки оптических осей оказалась совершенно аналогичной таковой для плоскостей спайности. Последнее обстоятельство, а также идентичность характера диаграмм, построенных для оптических осей (см. фиг. 2, А и Б) и плоскостей спайности (см. фиг. 2, В и Г) позволяют говорить о том, что диаграммы объективно отражают особенности однообразной внутренней структуры пластины известняков.

¹ Все круговые диаграммы, помещенные в этой статье, построены при помощи равноплощадной сетки в проекции на верхнюю полусферу.

Все диаграммы первой группы (см. фиг. 2, А, Б, В и Г) характеризуются четкой закономерностью в расположении максимумов, образующих резко выраженный пояс по большому кругу проекций. Только в диаграммах шлифов 40 и 42 (см. фиг. 2, А и Б) отмечаются максимумы плотностью в 2—3%, выпадающие из общего пояса, но не меняющие общего облика диаграммы. Происхождение этих максимумов не вполне понятно; не исключена возможность, что они объясняются наложением более поздних деформаций.

Как известно, диаграммы с кольцевым расположением максимумов характерны для В-тектонитов. Расположение максимумов полюсов плоскостей спайности и оптических осей кальцита в пределах узкого пояса по периферии круга проекции позволяет говорить о том, что ось *b* со-



Фиг. 3. Диаграммы ориентировки кальцита в контактах пластины известняков.

А — шлиф № 94. 200 плоскостей спайности; <0,5—2—3—5—6—10—14%.

Б — шлиф № 95. 200 плоскостей спайности; <0,5—1—2—4—6—8—10%.

В — шлиф № 95. 150 оптических осей; <1—2—4—6—8—10—12%.

впадает с центром диаграммы. Учитывая соответствующее расположение плоскости среза ориентированных шлифов в пространстве, можно заключить, что ось *b* деформации была горизонтальна и параллельна контактам известняковой прокладки. Следовательно, перемещение слагающих известняк зерен кальцита, сопровождаемое их вращением и трансляцией по плоскостям двойникования, происходило по линии падения поверхностей, ограничивающих известняки.

Диаграммы второй группы отличаются иной картиной расположения максимумов (фиг. 3). Тенденция к поясовому строению диаграмм здесь проявилась слабее, нормали к плоскостям спайности образуют четко выраженные максимумы. Таким образом, мы имеем дело с диаграммами, характерными для S-тектонитов.

Для получения более объективных данных и проверки общего характера ориентировки в шлифе № 95 было измерено также положение опти-

ческих осей кальцита. На диаграмме оптических осей (см. фиг. 3, В) проявился один раздвоенный максимум, линия симметрии которого попадает на область минимума диаграммы спайности. Это обстоятельство указывает на хорошую сходимость замеров в обеих диаграммах, подтверждая тем самым наличие ориентировки, характерной для S-тектонитов.

Перейдем к более подробному рассмотрению диаграмм (см. фиг. 3, А и В) для определения характера движения, вызвавшего соответствующую ориентировку кальцита. На диаграмме (см. фиг. 3, А) преобладающим является максимум I на горизонтальном диаметре круга проекций, плотность которого превышает 14%. Меньшее значение имеет максимум II, расположенный примерно под углом 45° к первому. На диаграмме шлифа № 95 (см. фиг. 3, В) наблюдаются два тесно сближенных максимума, находящихся близ горизонтального диаметра диаграммы.

Таким образом, подавляющая часть плоскостей e в шлифах 94 и 95 оказывается ориентированной в плоскости, перпендикулярной к диаграммам и проходящей по их вертикальным диаметрам.

Как известно, при деформации агрегата кальцитовых зерен плоскости e стремятся занять положение, параллельное плоскости скольжения (плоскости ab прямоугольной системы координат деформации). При заданном положении шлифов плоскости e оказались параллельными поверхности контактов пластины известняков, единственной поверхности, которая может являться плоскостью ab деформации. Положение оси c в этом случае фиксируется однозначно — она горизонтальна и перпендикулярна к плоскости ab .

Для выяснения характера происшедшей деформации известняков необходимо установить положение осей a и b в плоскости ab .

В нашем случае ось b может занимать горизонтальное положение, совпадая с линией простираения контакта пластины известняков, но может быть и вертикальной, проходя по линии падения. Вопрос о горизонтальном положении оси b достаточно однозначно решается на основании следующих данных:

1) диаграммы (см. фиг. 3, А и В) сохранили элементы строения В-тектонитов, ось b которых совпадает с центром круга проекций;

2) положение оси b к западу и востоку от образцов 94 и 95 по шлифам первой группы определено как горизонтальное.

Следовательно, ось a должна занимать вертикальное положение. Вместе с тем необходимо отметить, что в процессе ориентировки происходило колебание линии скольжения, так как на обеих диаграммах имеется несколько максимумов, которым отвечают положения оси a (a' , a'' на фиг. 3, А и В).

Таким образом, все диаграммы ориентировки по известняковой прокладке № 1 говорят о вертикальных перемещениях по тектоническому нарушению, приведшему в контакт эффузивы и гранодиориты.

Исходя из общей геологической обстановки, можно утверждать, что северный блок пород вдоль нарушения был поднят по отношению к южному. Вероятная амплитуда смещения блоков составляла несколько сотен метров. При этом перемещении в зону тектонического нарушения оказались вовлеченными известняки, которые при развитии движения претерпели эластическую деформацию, отразившуюся в ориентировке кальцита известняка. Последующая эрозия поднятого блока привела к удалению эффузивов, покрывающих граниты, и мы наблюдаем теперь показанные выше соотношения пород (см. фиг. 1, В).

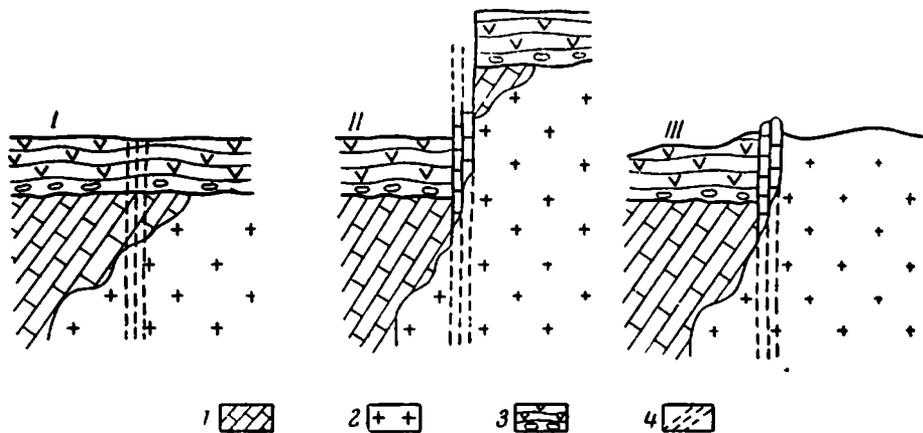
Последовательность образования известняковой прокладки иллюстрируется схемой (фиг. 4).

Здесь уместно подчеркнуть, что совершенство внутренней ориентировки кальцита в различных частях известняковой прокладки оказалось раз-

личным. Как уже отмечалось выше, известняки в осевой части прокладки обнаруживают ориентировку, свойственную В-тектонитам, в контактной части — S-тектонитам. Это различие, повидимому, объясняется влиянием поверхностей контактов известняков и вмещающих их гранитов и эффузивов. Близ этих поверхностей течение известняков было более ориентированным, возникающие силы трения обуславливали более четко выраженную линейную ориентировку оптических элементов, свойственную S-тектонитам. В осевой части прокладки ориентировка была менее совершенной, здесь, видимо, имело место «качение» зерен кальцита или трансляция по нескольким плоскостям двойникования, обусловившим появление поясов максимумов в диаграммах.

Возраст тектонических движений, которые привели к образованию известняковой прокладки, определяется следующими данными:

1) известняковая прокладка несомненно моложе эффузивов;



Фиг. 4. Схема последовательности образования известняковой прокладки (разрезы).

1 — известняки; 2 — гранодiorиты; 3 — эффузивы; 4 — тектоническая зона.

2) известняковая прокладка пересекается дайками диабазовых порфиритов. Трещины, вместившие эти дайки, имеют крутое падение при северо-восточном простирании. Они являются трещинами разрыва и не смещают известняков.

Таким образом, тектоническое нарушение, вмещающее известняковую прокладку № 1, возникло после эффузивов, но раньше окончания верхнепалеозойской магматической деятельности в районе. Этот факт опровергает представления некоторых геологов о том, что известняковые прокладки возникли в результате глыбовых движений, проявившихся в послепалеогеновое время. Он говорит также о том, что глыбовые движения в юго-западном Тянь-Шане имели место уже в верхнем палеозое.

Известняковая прокладка № 2

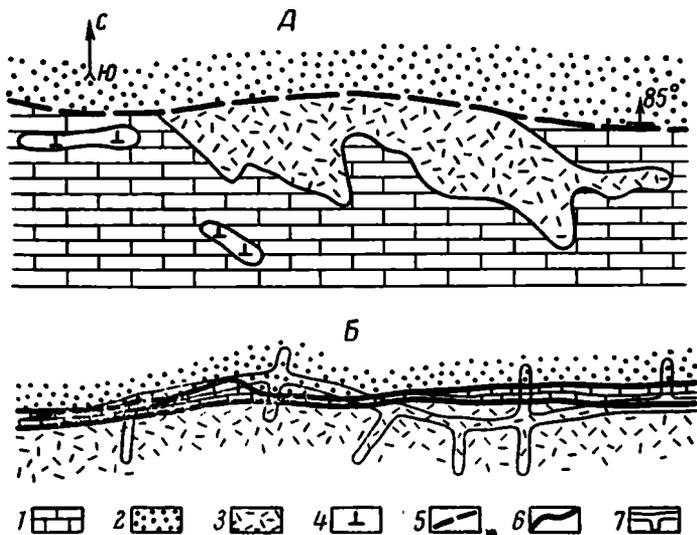
Известняковая прокладка № 2 приурочена к тектоническому нарушению, приводящему в контакт эффузивы и известняки верхнего девона — нижнего карбона (фиг. 5, А).

Это нарушение простирается в широтном направлении и падает к северу под углом 80—85°. Оно представлено полосой рассланцованных пород с хлоритизированной тектонической глиной мощностью до 2 м.

К северу от этого нарушения располагаются эффузивы, с юга — известняки, среди которых залегают тела интрузивных пород. В одном

месте к нарушению подходит тело сиенитов, причем непосредственного контакта между эффузивами и сиенитами нет — они оказались разделенными узкой, от 0,5 до 5 м, пластиной известняков, находящейся в тектоническом нарушении. Несмотря на малую мощность, известняки прослеживаются по простиранию на протяжении нескольких сотен метров.

В связи с разведкой рудных тел, расположенных вдоль тектонического нарушения, пластина известняка вскрыта подземными горными выработками на значительном интервале по простиранию, а на глубину — более чем на сто метров. На всех горизонтах горных работ общие условия залегания и строения известняковой прокладки повторяются с удивительным постоянством. Положение известняков в плане видно на фиг. 5, Б, представляющей собой схематизированный план



Фиг. 5. Геологическое строение участка известняковой прокладки № 2.

А — схематизированный план поверхности.
 Б — геологический план на горизонте штольни.
 1 — известняки; 2 — эффузивы; 3 — сиениты, 4 — диоритовые порфиры; 5 — тектоническое нарушение; 6 — тектонические глины; 7 — горные выработки.

одного из горизонтов подземных разведочных выработок. С севера известняки прокладки отделены от эффузивов тектонической глиной мощностью 0,1—0,2 м. Местами мощность растертого глинистого материала увеличивается до 1 м. Сами эффузивы вблизи от известняков раздроблены и рассланцованы. С юга известняки отделены от сиенитов также хлоритизированной тектонической глиной, мощностью до 2 м, включающей округлые обломки известняка. Внутри прокладки известняков отмечаются тектонические швы, выполненные тонкорастертым материалом.

В вертикальном разрезе, построенном по данным горных выработок, видно, что прокладка известняков сохраняет постоянными мощность и угол падения.

Таким образом, прокладка № 2 представляет собой тонкую пластину известняков среди изверженных пород, прослеживающуюся на значительную глубину. Очевидно эта пластина была отрезана от массива известняков и вовлечена в тектоническую зону в результате происшедших по ней подвижек.

Общее направление перемещений блоков при этих подвижках устанавливается анализом геологической обстановки участка. Северный блок, сложенный эффузивами, был опущен по отношению к южному. Наличие даек интрузивных пород вдоль широтного разлома позволяет считать, что эти движения происходили в додайковое время.

Развитие рудных тел вдоль этого же разлома с несомненностью свидетельствует о проявлении по нему дорудных движений. По ряду общих соображений можно предполагать, что дорудные движения имели сдвиговый характер.

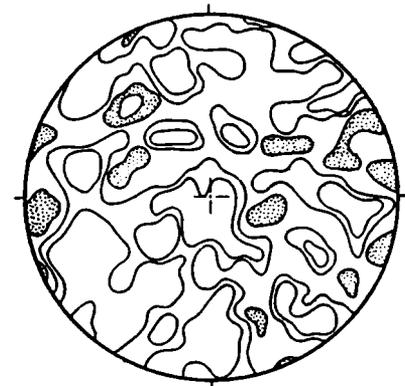
Таким образом, пластина известняков испытала две стадии деформации, связанные с разновременными движениями.

Для подтверждения намеченного характера этих движений из пластины известняков были отобраны ориентированные шлифы, в которых изучалось расположение оптических осей и спайности кальцита. С целью получения сравнительных данных, ориентированный шлиф был взят

также из главного массива известняков, примерно в 200 м южнее разлома широтного простирания. Рассмотрение диаграмм ориентировки кальцита мы начинаем с последнего шлифа.

Диаграмма ориентировки оптических осей кальцита в главном массиве известняков представлена на фиг. 6. Она характеризуется невысокой плотностью максимумов и совершенно незакономерным расположением их по всей площади круга проекций. Диаграммы такого типа характерны для пород, в которых отсутствует ориентировка. Это позволяет говорить о том, что известняки главного массива не являются тектонитами.

В самой известняковой прокладке было взято несколько ориентированных образцов. Полученные диаграммы оказались сходными между собой, по-



Фиг. 6. Диаграмма ориентировки оптических осей кальцита. Шлиф № 4. 200 измерений; $< 0,5-1-2-3 < \%$.

этому ниже рассматривается только часть их.

Из образца № 3, ориентированного несколько косо по отношению к линии простирания известняковой прокладки, были вырезаны два шлифа по взаимно перпендикулярным плоскостям. Шлиф 3 представляет собой горизонтальный срез ориентированного образца, шлиф 3,1 — вертикальный срез по линии падения. Для сбора более объективных данных и взаимного контроля в каждом шлифе замерялись оптические оси и плоскости спайности кальцита.

Полученные диаграммы представлены на фиг. 7.

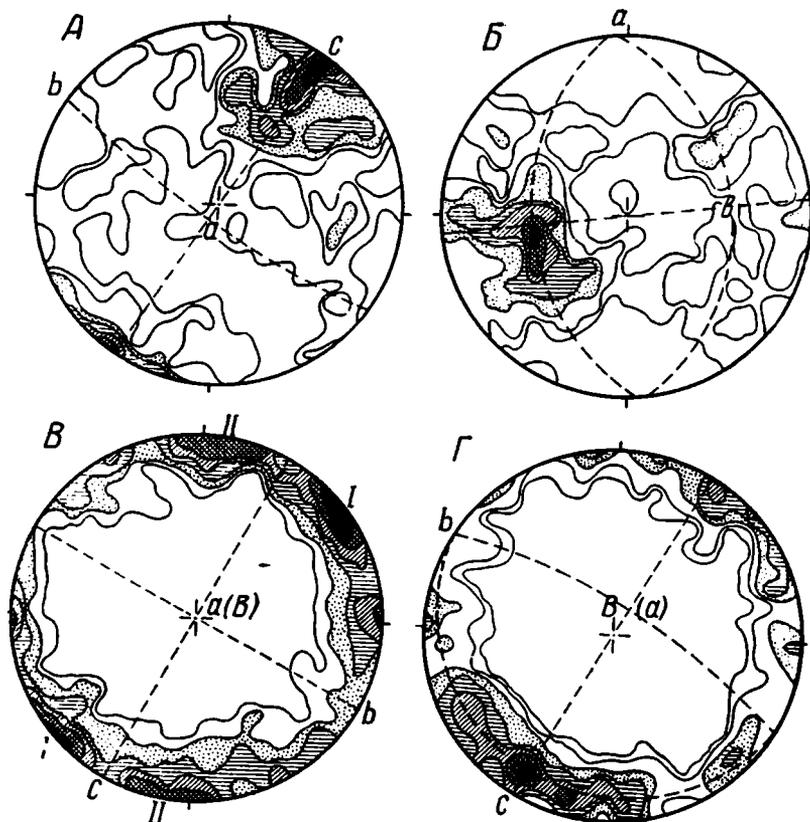
Прежде всего необходимо отметить большое сходство диаграмм ориентировки оптических осей кальцита в шлифах, срезанных по двум взаимно перпендикулярным плоскостям. На этих диаграммах (см. фиг. 7, А и Б) проявляется один и тот же максимум оптических осей кальцита, и, таким образом, они характеризуют S-тектонит.

Диаграммы, построенные для плоскостей спайности, имеют более сложное строение. Они характеризуются поясовым расположением максимумов, среди которых выделяются немногочисленные максимумы повышенной плотности (см. фиг. 7, В и Г).

По общему облику две последние диаграммы находятся в противоречии с диаграммами ориентировки оптических осей, но в отдельных

особенностях они идентичны. В частности, максимум оптических осей (см. фиг. 7, А) ложится в область минимума между максимумами I и II (см. фиг. 7, В), что находится в полном соответствии с расположением оптической оси кальцита по отношению к плоскостям двойникования.

Попытка определения положения осей координат деформации по всем четырем диаграммам показывает, что отмеченное противоречие не случайно, а связано с двукратной деформацией пластины известняков.



Фиг. 7. Диаграммы ориентировки кальцита в известняковой прокладке № 2.

- А — шлиф № 3, горизонтальный срез образца. 200 оптических осей; $<0,5-1-2-3-4-5-6\%$.
 Б — шлиф № 3/1, вертикальный срез того же образца. 210 оптических осей; $<0,5-1-2-3-4-5-6\%$.
 В — шлиф № 3, горизонтальный срез образца. 300 плоскостей спайности; $<0,5-1-2-3-4-5\%$.
 Г — шлиф № 3/1, вертикальный срез образца. 300 плоскостей спайности; $<0,5-1-2-3-4-5-6\%$.

Перейдем к более подробному рассмотрению диаграмм ориентировки.

На диаграмме (см. фиг. 7, А) нанесено положение осей координат деформации. Ось *a*, совпадающая с линией движения, расположена близ центра диаграммы и практически перпендикулярна к ее плоскости. При заданном положении шлифа 3 она оказывается направленной по линии падения пластины известняков. Аналогичный же вывод о направлении оси *a* следует из рассмотрения максимумов I и II диаграммы (см. фиг. 7, Б и В).

На диаграмме (см. фиг. 7, Г) видно, что ось *B* структуры почти совпадает с линией простираения той же пластины, что определяет совпадение линии движения также с линией падения пластины известняков.

Иначе говоря, все четыре диаграммы несут отчетливые признаки вертикальных движений, вызвавших определенную ориентировку кальцита.

Результаты движений иного рода нашли отражение на этих же диаграммах.

На диаграмме ориентировки плоскостей спайности кальцита (см. фиг. 7, В), помимо двух максимумов, фиксирующих положение плоскости *ас* деформации, наблюдается ряд других максимумов. Они в общей сложности придают диаграмме облик, характерный для В-тектонитов, в которых ось *В* оказывается расположенной по тому направлению, в котором ранее находилась ось *а* (новое положение оси *В* показано на диаграмме в скобках). Учитывая положение шлифа 3 в пространстве, мы должны заключить, что ось *В* занимает вертикальное положение, а следовательно, ориентировка была вызвана сдвиговыми перемещениями. Этот же вывод подтверждается и диаграммой (см. фиг. 7, Г), имеющей облик, свойственный В-тектонитам. Как уже отмечалось, эта ориентировка отражает вертикальные движения по широтному разлому. На общем фоне невысоких

плотностей максимумов в этой диаграмме выделяется один, имеющий плотность более 6%. Если для этого максимума построить плоскость *ab*, параллельную сланцеватости (S) породы, то ось *а* координат деформации оказывается почти совпадающей с центром диаграммы (новое положение оси *а* показано на чертеже в скобках). Иначе говоря, и на диаграмме (см. фиг. 7, Г) нашли отражение сдвиговые перемещения.

Следы сдвиговых перемещений можно обнаружить и на диаграммах (см. фиг. 7, А и Б). На диаграмме (см. фиг. 7, А) намечается слабый пояс максимумов по одной из внутренних окружностей близ периферии круга проекций. На диаграмме (см. фиг. 7, Б) отчетливо заметны два изогнутых пояса максимумов, перпендикулярных к вертикальной оси диаграммы.

Фиг. 8. Диаграмма ориентировки перекристаллизованного кальцита. Шлиф № 3, горизонтальный среза образца, 200 оптических осей; $< 0,5-1-2-3 < \%$.

Следовательно, последние диаграммы также указывают на проявление сдвиговых деформаций, при которых ось *В* была вертикальной.

Таким образом, изучение ориентированных шлифов подтвердило отмеченные выше две стадии деформации пластины известняков. В первую из них был заложен широтный разлом, по которому прошли сбросовые смещения. В результате их южный блок пород был поднят в отношении северного, вследствие чего эффузивы оказались в контакте с известняками. При этих движениях от массива известняков была отрезана пластина известняков и затянута в зону тектонического нарушения. Более поздние предрудные движения имели другой характер и проявились как сдвиги. Возникшая при этом ориентировка кальцита была наложена на более раннюю, вызванную сбросовыми движениями.

Здесь уместно остановиться еще на одном факте, отмеченном в шлифе 3. В известняках выделяются две разновидности зерен кальцита. В первой из них, количественно преобладающей, широким развитием пользуются плоскости двойникования, часто изогнутые. Обилие таких плоскостей придает поверхности зерен кальцита шероховатый облик при наблюдении под микроскопом с одним николем.

Вторая разновидность кальцита пользуется гораздо меньшим распространением. Зерна этой разновидности не содержат двойников, по-

этому они выглядят более светлыми, иногда прозрачными. Легко заметить, что светлый кальцит образуется за счет замещения зерен первой разновидности кальцита.

Ориентировка оптических осей зерен светлого кальцита замерялась отдельно; полученная диаграмма представлена на фиг. 8. Как видно на диаграмме, ориентировка оптических осей в светлом кальците отсутствует.

Исчезновение первоначальной ориентировки кальцита известняков в данном случае может быть объяснено перекристаллизацией их под воздействием гидротермальных растворов, деятельностью которых вызвано формирование рудных тел в тектоническом нарушении.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ геологического положения известняковых прокладок юго-западного Тянь-Шаня и изучение ориентировки кальцита в них позволяют сделать следующие выводы.

1. Появление плитообразных тел известняков в зоне контакта гранитоидов и эффузивов связано с тектоническими разломами. Известняки, залегающие под эффузивами, были вовлечены в зоны этих разломов и растянуты вдоль них во время подвижек.

2. Применение микроструктурного анализа позволило определить направление этих подвижек и расшифровать их особенности в случае двукратной деформации прокладки № 2.

3. Характер ориентировки кальцита указывает на проявление пластической деформации известняков.

4. Намечается снижение совершенства ориентировки кальцита по мере удаления от плоскостей, ограничивающих известняковые прокладки.

5. Перекристаллизация известняков под воздействием гидротермальных растворов ведет к уничтожению ориентировки кальцита.

И. П. КУШНАРЕВ**ОСОБЕННОСТИ ТРЕЩИННОЙ ТЕКТониКИ ДВУХ
РАЗНОВОЗРАСТНЫХ МАССИВОВ ГРАНИТОИДОВ****ВВЕДЕНИЕ**

В течение ряда лет автор занимался изучением геологического строения массивов интрузивных горных пород в юго-восточной части СССР. Необходимость таких исследований была вызвана практическими задачами разведки, а затем и эксплуатации месторождений штокверкового и жильного типа, залегающих в этих массивах. В результате геологических исследований были получены данные по истории развития двух разновозрастных интрузивов, формировавшихся в различных геологических условиях. Мы поставили перед собой задачу выяснить особенности пространственного положения и формы этих разновозрастных интрузивов, специфику трещиноватости вмещающих пород и интрузивов, генезис ориентированного сложения последних, а также влияние молодых тектонических движений на более древние структуры.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА

Наиболее древними породами района являются серые мраморизованные известняки нижнего кембрия, неполная мощность которых составляет около 700 м. Они согласно перекрываются эффузивно-осадочной толщей мощностью около 2000 м, сложенной глинистыми, песчанистыми, кремнистыми и известковистыми сланцами и известняками, переслаивающимися с плагиоклазовыми и диабазовыми порфиритами, местами также с кварцевыми и бескварцевыми альбитофирами. На указанных породах согласно залегает толща туфов плагиоклазовых порфиритов с редкими прослоями диабазовых порфиритов и мергелистых известняков, видимой мощностью свыше 500 м. Истинная мощность толщи не установлена, так как неизвестны более молодые породы, перекрывающие ее согласно. Все эти породы интенсивно метаморфизованы до стадии зеленокаменного изменения. Стратиграфический разрез описываемого района заканчивается четвертичными отложениями. Однако за пределами района наших исследований установлены фаунистически охарактеризованные известняковые и песчано-сланцевые отложения нижнего и среднего палеозоя, а также верхнепалеозойские отложения, представленные базальными конгломератами, плагиоклазовыми порфиритами, ортофирами и их туфами. Все эти породы залегают почти горизонтально и имеют мощности, измеряемые сотнями метров.

Мезозойские отложения (верхняя юра—нижний мел) небольшой мощности встречаются разбросанными пятнами на обширной территории и представлены лагунно-континентальными песчано-глинистыми осадками с прослоями углей.

В пределах описываемого района достаточно четко устанавливаются два крупных этапа орогенеза и проявления интрузивной деятельности — каледонский и киммерийский (тихоокеанский). В каледонскую орогеническую эпоху кембро-силурийские отложения были смяты в симметричные складки меридионального простирания с падением крыльев под углом 75—85°. В пределах характеризуемого района наблюдаются две антиклинали и разделяющая их синклиналь меридионального простирания. К ядрам антиклиналей приурочены куполовидные интрузивы различного возраста; иногда встречаются также межпластовые тела, согласные со слоистостью вмещающих пород. Самыми древними из них являются послойные залежи пироксенитов мощностью до 300 м и протяженностью более 10 км. Эти породы участвовали в складчатости совместно с эффузивно-осадочной толщей. Они интенсивно катаклазированы и почти нацело превращены в серпентиниты и амфиболиты.

В ядро западной антиклинали внедрились кварцевые диориты; площадь современного их выхода на дневной поверхности превышает 60 км². Массив кварцевых диоритов несколько вытянут в меридиональном направлении согласно общему простиранию антиклинали и характеризуется падением контактов в сторону вмещающих пород. Наиболее детально изучен восточный контакт массива, падающий на восток в среднем под углом 45—60°. В центральных частях массива кварцевые диориты переходят в типичные диориты и габбро-диориты. Эти породы участвовали в каледонской складчатости и в ряде случаев приобрели катакlastическую структуру. Характерной их особенностью является гнейсовидный облик.

Как показали исследования Л. М. Афанасьева, в центральную часть массива кварцевых диоритов внедрились биотитовые граниты. В противоположность первым они имеют свежий облик, не подвержены катаклазу и другим изменениям. Внедрение их, видимо, относится уже к заключительному этапу каледонского орогенеза.

Многочисленными региональными исследованиями выяснено, что к началу среднего палеозоя для описываемого района закончился этап геосинклинального развития. Он превратился в краевую часть платформы; дальнейшие деформации здесь сводились к образованию разломов. Каких-либо проявлений интрузивной деятельности в течение среднего палеозоя достоверно не установлено.

Новый крупный этап магматической деятельности относится уже ко времени платформенного развития района, т. е. к мезозою (юра?). В нем выделяются две сближенные фазы интрузивной деятельности. К первой относится внедрение кварцевых сиенитов и граносиенитов с их дайковой фацией, представленной темносерыми кварцевыми и бескварцевыми сиенит-порфирами и лейкократовыми сиенитами. Со второй, более молодой фазой связаны интрузии лейкократовых гранит-порфиров и порфиroidных гранитов, сопровождающиеся дайками этих же пород, а также пегматитами, аплит-порфирами, серыми кварцевыми сиенит-порфирами, керсантитами и, наконец, спессартитами. В базальных конгломератах верхнеюрского возраста встречены гальки указанных выше пород. Основанием для разделения мезозойских (очевидно, древнекиммерийских) интрузий на два сближенных этапа служат неоднократно отмеченные факты пересечения апофизами массива гранит-порфира даек кварцевых и бескварцевых сиенит-порфиров и лейкократовых сиенитов.

Большинство молодых интрузивов представляет собой небольшие штоки или куполовидные массивы с площадью выходов на поверхности до 0,5—1,5 км². Они расположены в ядрах древних складок или среди зон разломов. Один из таких куполовидных массивов кварцевых сиенитов залегает в ядре восточной антиклинали. Несколько к югу от него, в ядре той же складки, обнажается эллипсоидный в плане и куполовидный в разрезе массив порфировидных гранитов с краевой фацией гранит-порфиров.

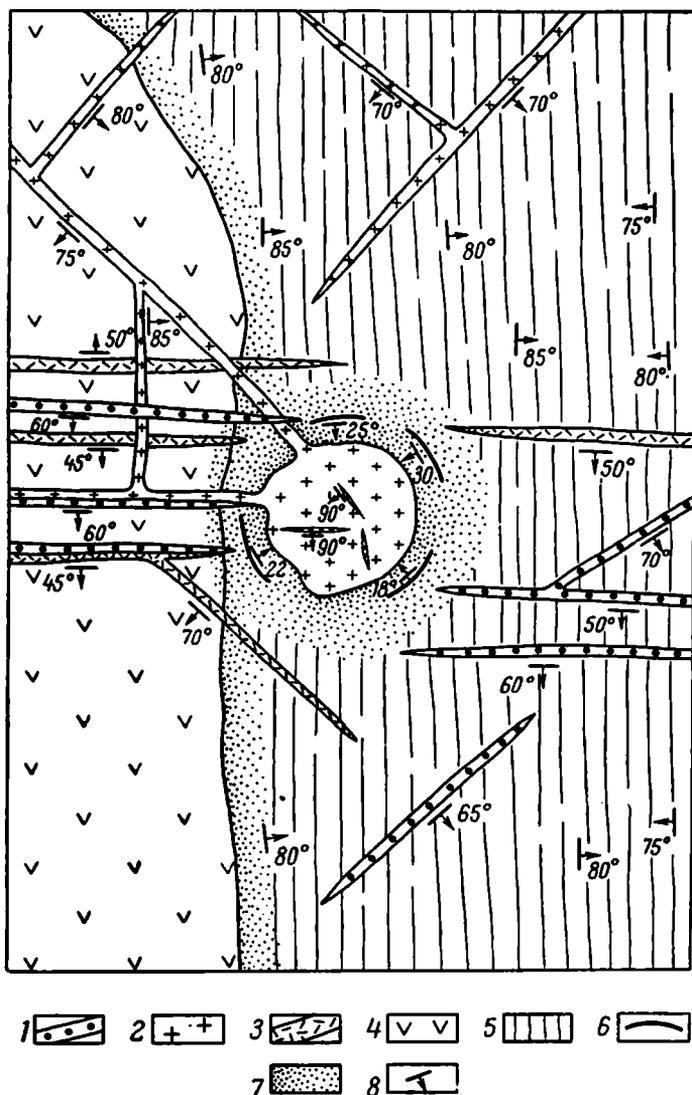
Наиболее детально нами исследован массив лейкократовых гранит-порфиров. Он внедрился в зону контакта кварцевых диоритов с эффузивно-осадочной толщей, рассеченной серией широтных разломов, в дальнейшем выполненных дайками (фиг. 1). На характеристике этого массива мы остановимся несколько подробнее. При проведении детальных геологических и разведочных работ установлено, что описываемый выход имеет почти округлую в плане и куполовидную в разрезе форму. Эрозия только что обнажила верхнюю его часть, о чем говорит небольшая вскрытая площадь его выхода (около 0,5 км²) и наличие многочисленных останцов кровли на его поверхности. Контакты массива падают в сторону вмещающих пород под углом 35—55°, в то время как окружающие породы падают на восток под углом 75—85°. Следовательно, по отношению к залеганию пород эффузивно-осадочной толщи, этот массив является несогласным плутоном. Вмещающие сланцы, песчаники, порфириты и другие породы около контакта с массивом гранит-порфиров превращены в биотит-плагиоклазовые роговики и роговиковые сланцы; ширина контактового ореола равняется примерно 500—700 м. Эндоконтактных изменений гранит-порфиров не наблюдается. Шлиров вблизи контактов нет, как не отмечаются и ксенолиты окружающих пород. Ориентированного расположения вкрапленников полевых шпатов и слюд также не обнаружено. На глубинах более 300 м в гранит-порфирах проявляется некоторая тенденция перехода в порфировидные граниты, и биотит начинает преобладать над мусковитом.

В расположении дайковой фации обоих этапов молодых интрузий наблюдаются общие закономерности. Большая часть даек имеет широтное простирание с южным падением под углом 45—60°. Следующими по распространенности являются дайки северо-западные (315°) с падением на юго-запад под углом 65—75° и, наконец, северо-восточные (50°) с падением на юго-восток под углом 60—70°. В меньшей мере развиты меридиональные дайки с крутым восточным углом падения (75—85°).

Чрезвычайно характерной особенностью описываемого участка является приуроченность даек и рудных жил к одним и тем же трещинам, что говорит о многократных приоткрываниях трещин перед каждым новым этапом интрузивной и гидротермальной деятельности. Другая особенность залегания даек и жил состоит в том, что они секут интрузивы гранитоидов, с глубинными частями которых генетически связаны, и прослеживаются далеко за их пределы во вмещающие породы. Исключения составляют дайки пегматитов, аплит-порфиров и серых кварцевых порфиров, которые располагаются главным образом среди массива гранит-порфира и очень редко протягиваются в сторону экзоконтакта, не более чем на 100 м.

Не останавливаясь на геологической истории района в конце мезозоя и в кайнозое, отметим лишь, что для этого этапа характерно сохранение платформенных условий и блокового характера движений земной коры. С этими движениями связаны сравнительно редкие сбросовые перемещения небольшой амплитуды, обычно проявляющиеся по ранее возникшим нарушениям.

Наблюдения показывают, что в геосинклинальную и платформенную стадии развития тектоника и вулканизм района имели свои специфические особенности. Наиболее отчетливо они проявляются в трещинной тектонике интрузивных массивов.



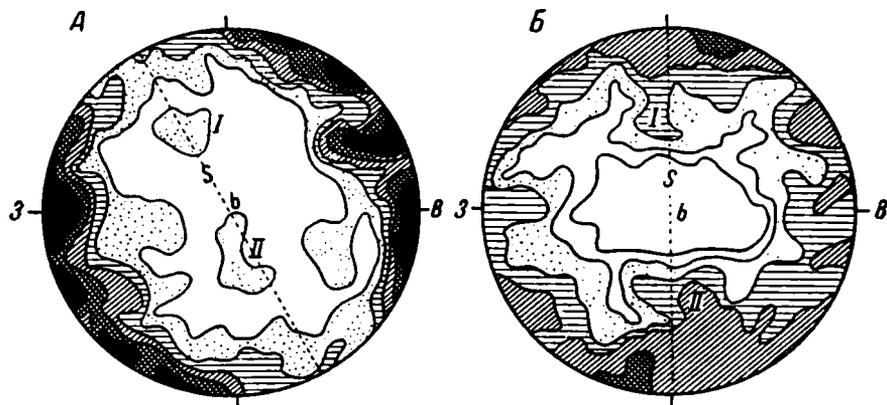
Фиг. 1. Схема геологического строения участка.

1 — габбро; 2 — гранит-порфиры; 3 — лейкократовые сиениты; 4 — кварцевые диориты; 5 — эффузивно-осадочная толща; 6 — краевые надвиги; 7 — роговики и роговиновые сланцы; 8 — элементы залегания пород.

ТРЕЩИННАЯ ТЕКТОНИКА ИНТРУЗИВА КАЛЕДОНСКИХ КВАРЦЕВЫХ ДИОРИТОВ

Как известно, складчатость влечет за собой интенсивные изменения внутренней структуры пород, обусловленные, прежде всего, проявлением пластических деформаций. С целью выяснения этих изменений нами были предприняты микроструктурные исследования пород эффузивно-осадочной

толщи. Особенности ориентировки минералов в этих породах хорошо отражает образец кварцево-хлоритовых сланцев, взятый на значительном (1,5—2 км) расстоянии от массивов интрузивных пород. Образец ориентирован по сланцеватости, совпадающей со слоистостью; шлиф срезан перпендикулярно простиранию и плоскости сланцеватости. На диаграмме (фиг. 2, А)¹ видно, что ориентировка оптических осей кварца породы соответствует В-тектониту, с осью *b*, параллельной оси складки. Кроме типичного пояса, отвечающего В-тектониту, на диаграмме наблюдаются два слабо проявленных максимума (I и II) оптических осей, лежащих в общем в плоскости сланцеватости (S) породы. Возникновение этих максимумов нельзя связывать с деформацией, приведшей к образованию складок и появлению В-тектонита. На этом вопросе в дальнейшем мы остановимся подробнее.



Фиг. 2. Диаграммы ориентировки оптических осей кварца.

А — в кварцево-хлоритовом сланце; 250 измерений; < 1—2—3—4—5 < %. S — сланцеватость.
 Б — в кварцевом диорите, 250 измерений, < 0,5—1—2—3—4 < %. S — сланцеватость.

Ранее мы отмечали, что для кварцевых диоритов характерно ориентированное расположение плагиоклазов и темноцветных компонентов, придающих породе гнейсовидный облик. Решение вопроса о генезисе этой ориентировки представляет особый интерес. Многие исследователи считают ориентировку минералов в интрузивах без всяких оговорок первичной полосчатостью, связанной с магматической стадией формирования массивов. Главная масса трещин также считается первичной, и они классифицируются по положению относительно ориентированного сложения гранитоидов. Такое толкование генезиса этой ориентировки (полосчатости) подчеркивает только один из возможных способов ее образования. Однако она может возникнуть также и вследствие динамометаморфизма (Лукин и Кушнарв, 1951).

Учитывая это, мы считали необходимым провести специальные исследования для выяснения причины ориентированного расположения минералов в каледонских кварцевых диоритах, несомненно подвергшихся тектоническим воздействиям. При этих исследованиях было установлено, что кварцевые диориты характеризуются плоскостной ориентировкой, обусловленной чередованием полос, сложенных преимущественно плагиоклазом и хлоритом, заместившим роговую обманку. Ориентировка имеет обычно меридиональное простирание и крутые, почти вертикальные углы падения. Она не совпадает с положением контактов массива квар-

¹ Все круговые диаграммы, помещенные в этой статье, построены при помощи равноплощадной сетки в проекции на верхнюю полусферу.

девых диоритов, а на участках его погружения почти перпендикулярна контакту. В то же время она обычно совпадает с залеганием сланцеватости вмещающих пород.

В сравнительно редких случаях наблюдается отклонение в простирании полосчатости от основного направления до 45° в ту или другую сторону с образованием сложных изгибов, напоминающих мелкие складки. Необходимо подчеркнуть, что полосчатость имеется не только около контакта интрузива, но и в его центральных частях. Среди кварцевых диоритов согласно с ориентировкой расположены тонкие, сравнительно редкие полосы и линзовидные участки амфиболитов, образовавшиеся за счет кварцевых диоритов. Ксенолиты вмещающих пород обычно имеют неправильную угловатую форму, встречаются не часто и не дают необходимого материала для суждения о положении контактов интрузива и течения магмы в период ее внедрения.

Особенности ориентировки кварца в кварцевых диоритах хорошо иллюстрируются приведенной диаграммой (см. фиг. 2, Б), составленной по данным изучения шлифа из образца, взятого примерно в 300 м от контакта с породами эффузивно-осадочной толщи. Шлиф был срезан перпендикулярно простиранию ориентировки гнейсовидности, т. е. почти параллельно только что рассмотренному шлифу из кварцево-хлоритовых сланцев (см. фиг. 2, А). Из диаграммы отчетливо видно, что порода представляет собой типичный В-тектонит. Ось *b*, как и в кварцево-хлоритовых сланцах, имеет горизонтальное положение и почти меридиональное простирание, совпадающее с простиранием оси складки. Более того, обе эти диаграммы (см. фиг. 2, А и Б) сходны и в деталях. Так, два дополнительных максимума оптических осей, отмеченные на фиг. 2, А, наблюдаются и на фиг. 2, Б в виде двух резких выступов на поясе В-тектонита.

Как известно, в магматическую стадию могут приобрести ориентировку только минералы пластинчатые или удлинённые (ориентировка по форме). Кварц же к этой категории минералов не относится, и ориентировка оптических осей его зерен в породе может возникнуть только в результате деформации последней. Сходство диаграмм (см. фиг. 2, А и Б) позволяет считать, что возникновение ориентировки кварца в эффузивно-осадочной толще и в кварцевых диоритах обусловлено одними и теми же тектоническими деформациями. С этими же деформациями следует связывать и ориентированное расположение темноцветных минералов и полевых шпатов в кварцевых диоритах.

Известно также, что в магматическую стадию ориентировке подвергаются минералы главным образом в эндоконтактной зоне массива. В нашем примере ориентированы минералы всех частей массива кварцевого диорита, включая и центральные; ориентировка эта сохраняется и на значительных глубинах, вскрытых горными работами. Все эти данные говорят о том, что ориентировка минералов является следствием динамометаморфизма. Поскольку же ориентированное сложение кварцевого диорита по своему положению совпадает со сланцеватостью вмещающих пород и близкой к ней осевой плоскостью складки, его можно считать также сланцеватостью.

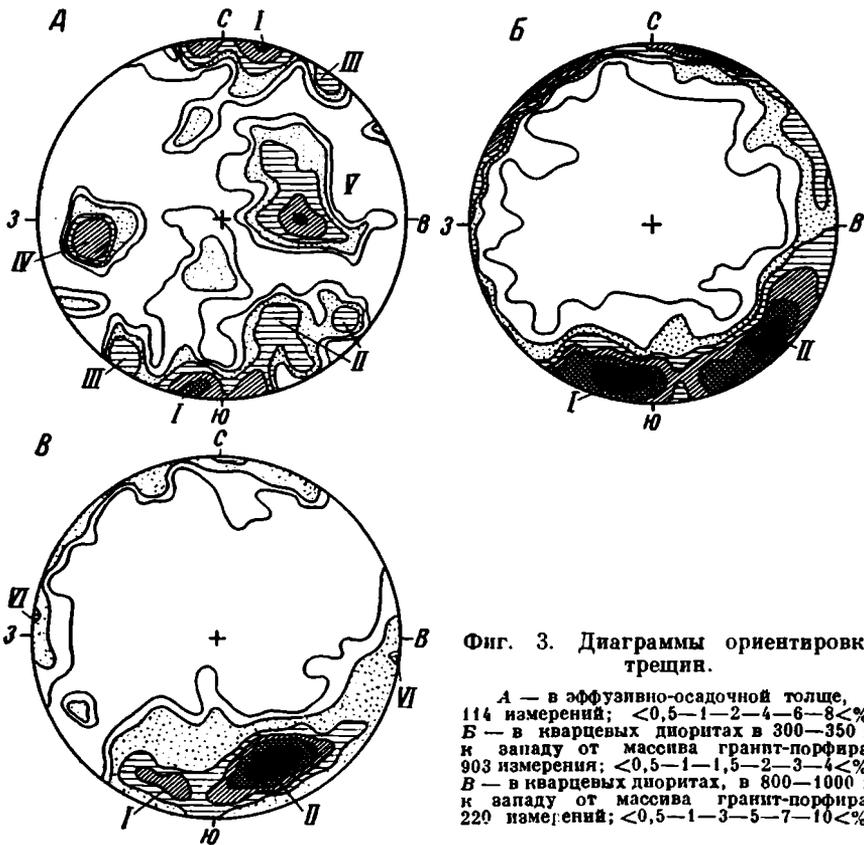
Существенный интерес представляет также сравнение трещиноватости кварцевых диоритов и вмещающих их эффузивно-осадочных пород. Характер трещиноватости пород эффузивно-осадочной толщи хорошо отражает диаграмма (фиг. 3, А). Она составлена для трещин, развитых в восточном крыле западной антиклинали примерно в 2 км к югу от массива гранит-порфиров и в 1,5 км от контакта кварцевых диоритов. Здесь проявлены следующие системы трещин:

- 1) вертикальные, почти широтного простирания (максимум I);

2) две системы крутопадающих трещин северо-восточного и северо-западного простираний (максимумы II и III);

3) меридиональные трещины со средним (40—60°) углом падения к западу и востоку (максимумы IV и V).

По своим морфологическим признакам первая система трещин соответствует трещинам разрыва, две остальные — трещинам скалывания. По отношению к оси складки первая система занимает поперечное положение, вторая — диагональное и, наконец, третья, меридиональная, — параллельное складчатости. Установлено, что с изменением простирания



Фиг. 3. Диаграммы ориентировки трещин.

А — в эффузивно-осадочной толще, 114 измерений; <0,5—1—2—4—6—8<%.
 Б — в кварцевых диоритах в 300—350 м к западу от массива гранит-порфира, 903 измерения; <0,5—1—1,5—2—3—4<%.
 В — в кварцевых диоритах, в 800—1000 м к западу от массива гранит-порфира, 220 измерений; <0,5—1—3—5—7—10<%.

складки эти системы трещин испытывают соответствующий поворот, сохраняя указанное выше положение по отношению к ее оси. Все это дает основание считать упомянутые системы трещин сопряженными (связанными) со складчатостью и относить их возникновение к последним стадиям формирования складки.

Несколько иной характер трещиноватости наблюдается в кварцевых диоритах. На одной из диаграмм трещин (см. фиг. 3, Б), составленной для участка, расположенного примерно в 300—350 м к западу от контакта с молодым интрузивом гранит-порфиров, наблюдаются два резко проявленных максимума. Один из них (максимум I) соответствует системе трещин почти широтного простирания, падающих на юго-запад под углом в среднем 75°; другой (максимум II) — северо-восточным трещинам, падающим на юго-восток под углом 80°. Равные плотности максимумов говорят о том, что распространенность этих трещин одинаковая. Кроме того, на диаграмме наблюдается четкий пояс трещин самых различных простираний при почти вертикальных углах падения.

Измерение трещин в кварцевых диоритах было произведено еще и в большем удалении от контакта массива гранит-порфиров (примерно в 800—1000 м к западу). Здесь (см. фиг. 3, *B*) наблюдаются также два максимума. Один из них (максимум I) отвечает почти широтным трещинам, падающим на юго-запад под углом 75° , другой (максимум II) — северо-восточным трещинам, падающим на юго-восток под углом $65\text{—}70^\circ$. Трещины различных простираний при крутых углах падения здесь едва заметны. Отличием диаграммы (см. фиг. 3, *B*) является, кроме того, крайне слабое проявление вертикально падающих трещин почти меридионального простирания (максимум VI).

Нами была изучена также трещиноватость кварцевых диоритов в 5 км к северо-западу от массива гранит-порфиров. Здесь были установлены почти широтная и северо-восточная системы трещин, соответствующие максимумам I и II (см. фиг. 3, *B* и *B*), и северо-западные трещины, соответствующие трещинам максимума III (см. фиг. 3, *A*). Крутопадающие трещины различных направлений, образующие пояс по периферии диаграммы, здесь совершенно отсутствуют.

Таким образом, наиболее характерным для всех диаграмм трещиноватости кварцевых диоритов является исчезновение крутопадающих трещин всех простираний по мере удаления от массива гранит-порфиров, а также достаточно устойчивое положение максимумов I и II. Крутопадающие трещины меридионального и северо-западного простираний в кварцевых диоритах встречаются редко и развиты крайне слабо.

Сравнивая трещиноватость кварцевых диоритов и эффузивно-осадочной свиты, временно исключив из рассмотрения пояс крутопадающих трещин всех простираний, можно заметить ряд совершенно одинаковых систем. К таким относятся трещины, соответствующие максимумам I и II (см. фиг. 3, *A*, *B* и *B*), а также локально проявленные трещины, отвечающие максимуму III (см. фиг. 3, *A*). Отличие же состоит в том, что в эффузивно-осадочной толще не нашла отражения система крутопадающих меридиональных трещин, и, наоборот, в кварцевых диоритах нет меридиональных трещин, падающих на восток и запад под углом $40\text{—}60^\circ$. Следует особенно подчеркнуть, что к трещинам, одинаково характерным и для кварцевых диоритов, и для пород эффузивно-осадочной толщи, приурочены многочисленные дайки молодых интрузий, которые пересекают контакты между указанными породами (см. фиг. 1).

Все сказанное позволяет считать, что трещины в кварцевых диоритах и эффузивно-осадочной толще возникли при одинаковых тектонических условиях и, видимо, одновременно. Их образование следует связывать с проявлением поздних фаз каледонского орогенеза, когда окончательно оформились складки в эффузивно-осадочной толще и когда массив кварцевых диоритов участвовал в складчатости как твердое тело. Иными словами, трещиноватость кварцевых диоритов не является специфической, отличной от трещиноватости окружающих пород, а ее возникновение совершенно четко связано со складчатостью, как и трещиноватость в породах эффузивно-осадочной толщи.

Требуют объяснения частные отличия в характере трещиноватости, и, прежде всего, наличие крутых и пологих меридиональных трещин в одних породах при отсутствии их в других. Мы считаем возможным связать эти различия с проявлением двух этапов деформации. В первый этап складчатости, очевидно еще до внедрения кварцевых диоритов и во всяком случае до образования в них твердой корки, имелась возможность поднятия эффузивно-осадочных пород. Соответственно этому, складка, возникающая при изгибе пород, «росла» вверх и развивались меридиональные трещины скалывания, простирающиеся параллельно оси складки и падающие навстречу друг другу под углом, близким к 45° (см. макси-

мумы IV и V на фиг. 3, А). В следующий этап деформаций, когда массив кварцевого диорита полностью застыл, а крылья складок приобрели почти вертикальное положение, движение материала вверх стало более затруднительным, чем в направлении оси складки. К этому периоду и относится образование систем крутопадающих диагональных и широтных трещин. Поскольку теперь кварцевые диориты уже участвовали в складчатости как твердое тело, в них, наравне с другими породами, также возникали отмеченные выше системы трещин.

Таким образом, частные различия в характере трещиноватости не нарушают общих закономерностей ее развития; они лишь подчеркивают историю ее возникновения и особенности проявления на отдельных участках.

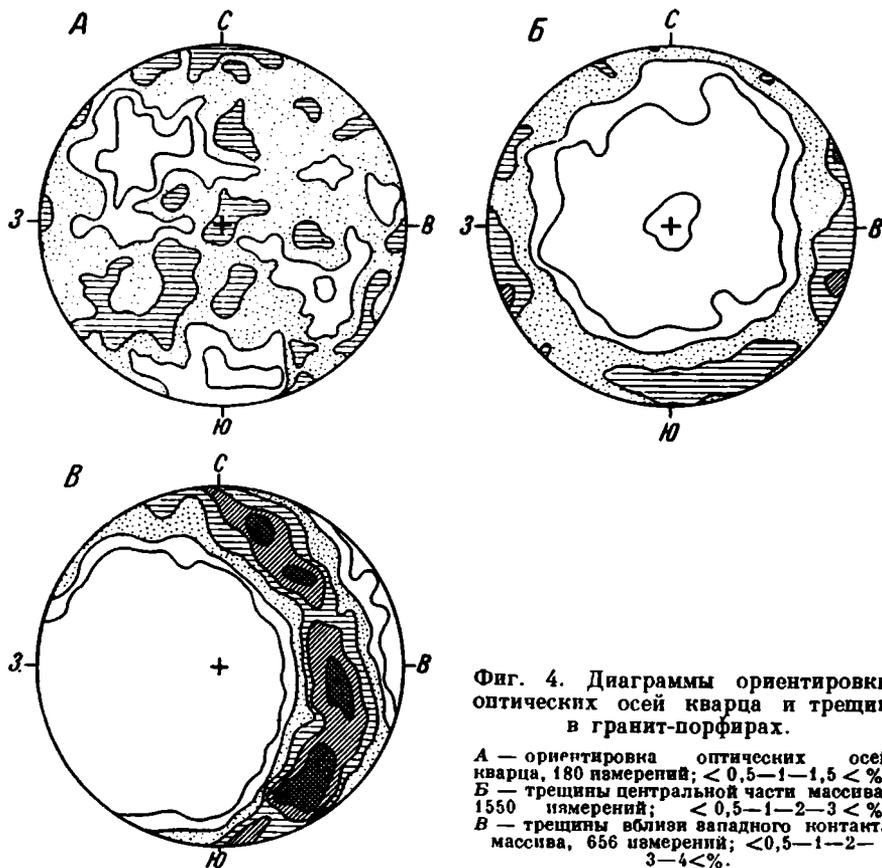
ТРЕЩИННАЯ ТЕКТНИКА ЮРСКОГО ИНТРУЗИВА

Для выяснения характера тектоники мезозойских интрузивов нами был выбран массив гранит-порфира юрского возраста и его контактовый ореол. Как уже отмечалось ранее, при полевых исследованиях этого массива макроскопически не было замечено какой-либо закономерной ориентировки в расположении вкрапленников полевых шпатов и пластинок мусковита. Не удовлетворившись этими наблюдениями, мы, как в центральной части массива, так и близ его контактов, произвели микроструктурное исследование гранит-порфиров, результаты которого представлены на фиг. 4, А. Хорошо видно, что кварц в породе совершенно не ориентирован. Неориентированными оказались также и листочки слюды. Приведенные факты говорят о том, что в магматическую стадию формирования массива не возникло закономерной ориентировки минералов. Не было и пластических деформаций гранит-порфира после затвердевания массива.

Трещиноватость в массиве гранит-порфира проявлена достаточно ярко. На сводной диаграмме (см. фиг. 4, Б), относящейся к центральной части массива, видно, что здесь развиты трещины всех простираний с крутыми углами падения, что хорошо выражено поясным расположением линий равных плотностей по ее периферии. Какого-либо резко преобладающего направления трещин не обнаружено. Другая диаграмма трещин (см. фиг. 4, В), характеризующая западный контакт массива, отличается тем, что круговой пояс в ней наклонен на запад под углом 25—30° вокруг оси север — юг. Это отличие, видимо, связано с особенностями деформации вблизи от контакта интрузива.

К крутым трещинам различных простираний приурочены многочисленные жилки рудного штокверка, очень быстро выклинивающиеся по падению и простираению. По морфологическим признакам эти трещины должны быть отнесены к трещинам разрыва. Кроме крутых трещин, вблизи от контакта массива в гранит-порфире и в приконтактовых роговиках встречаются крайне редкие, но хорошо выдержанные пологие трещины, падающие под углом 20—30° к центру массива (см. фиг. 1). Нередко к этим трещинам приурочены дайки пегматитов или аплит-порфиров и рудные жилы, а иногда и апофизы гранит-порфира, отходящие от массива. Довольно обычна картина, когда все указанные разности пород выполняют одни и те же трещины и образуют своеобразные резко полосчатые тела. Вдоль этих трещин хорошо выражены смещения надвигового типа небольшой амплитуды, от нескольких сантиметров до первых десятков их, которые предшествовали внедрению указанных даек и образованию различных жил. Таким образом, описанные пологие трещины представляют собой типичные краевые надвиги. Помимо краевых надвигов в роговиках контактового ореола, как и в гранит-порфирах, распространены также крутопадающие трещины всех направлений.

Характер трещиноватости роговиков иллюстрирует диаграмма (фиг. 5, А). Она составлена по замерам трещин в 300—350 м к юго-востоку от контакта роговиков и роговиковых сланцев с гранит-порфирами. В ней, так же как и в диаграмме трещиноватости гранит-порфиров (см. фиг. 4, Б), четко проявляется поясное расположение полюсов трещин. Однако здесь, видимо, в какой то степени сказывается влияние анизотропии, связанное с более ранней трещиноватостью. Именно этим можно объяснить появление на диаграмме (см. фиг. 5, А) расплывчатого максимума,



Фиг. 4. Диаграммы ориентировки оптических осей кварца и трещин в гранит-порфирах.

А — ориентировка оптических осей кварца, 180 измерений; $< 0,5-1-1,5 < \%$.
 Б — трещины центральной части массива, 1550 измерений; $< 0,5-1-2-3 < \%$.
 В — трещины вблизи западного контакта массива, 656 измерений; $< 0,5-1-2-3-4 < \%$.

представляющего собой как бы слившиеся максимумы I и II рассмотренных ранее диаграмм (см. фиг. 3, А, Б и В). Аналогичные системы крутопадающих трещин всех направлений наблюдаются в роговиках у юго-западного контакта массива гранит-порфира (см. фиг. 5, Б). От предыдущей диаграммы она отличается тем, что здесь резко выделяется максимум, соответствующий пологим ($\angle 20-25^\circ$) трещинам северо-западного простирания. Эти трещины отвечают положению контакта гранит-порфиров с роговиками и представляют собой выдержанные плоскости, количество которых быстро уменьшается с удалением от интрузива.

Затухание трещин всех направлений, по мере удаления от массива гранит-порфиров, особенно четко видно на примере кварцевых диоритов. При анализе диаграмм, составленных для этих пород (см. фиг. 3, Б и В), мы отметили, что трещины, выраженные в виде пояса по периферии круга, четко проявлены лишь близ массива гранит-порфира (см. фиг. 3, Б); с удалением от него значение этих трещин уменьшается (см. фиг. 3, В), и, наконец, они совсем исчезают. Нехарактерны эти трещины и для

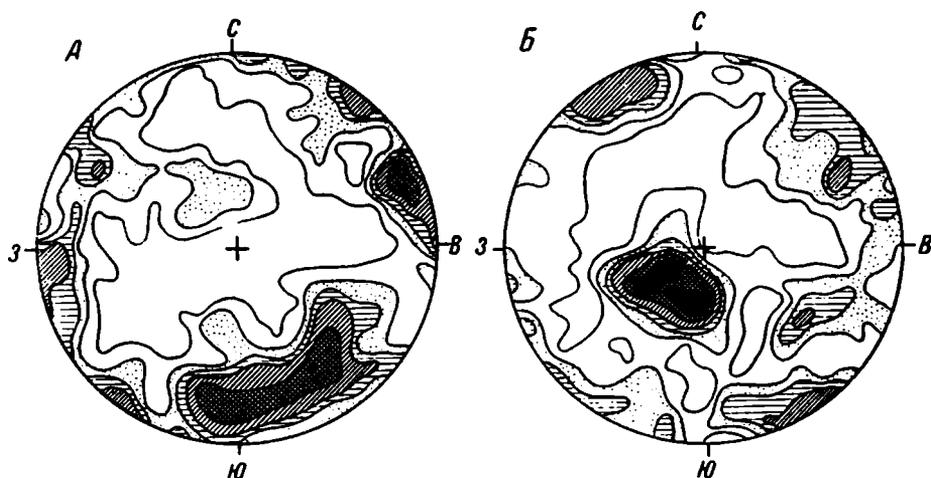
пород эффузивно-осадочной толщи за пределами контактового ореола молодого интрузива.

Таким образом, главнейшими особенностями трещиноватости массива гранит-порфира и ореола его воздействия являются:

1) наличие крутопадающих трещин всех простираний, образующих на диаграммах круговой пояс (см. фиг. 4, *Б* и *В*, 5, *А* и *Б*);

2) быстрое затухание трещиноватости этого типа во вмещающих породах по мере удаления от массива гранит-порфира.

Возникновение локально развитых крутопадающих трещин различных простираний нельзя связывать с проявлением региональной тектоники. Это тем более верно, что при формировании трещин данного типа описываемый район характеризовался типичными платформенными усло-



Фиг. 5. Диаграмма ориентировки трещин в роговиках и роговиковых сланцах.

А — восточнее массива гранит-порфира, 406 измерений; < 0,5—1—1,5—2—3 <%.
Б — у юго-западного контакта массива гранит-порфира, 600 измерений; < 0,5—1—1,5—2—3—4 <%.

виями, т. е. находился в достаточно спокойной обстановке. Поэтому объяснить появление трещиноватости подобного типа можно лишь при допущении тектонической активности самой молодой интрузии. Тектоническое развитие ее схематически можно представить в следующем виде:

1) внедрение магмы и образование ореола роговиков, в которых прежняя трещиноватость и структура пород почти целиком исчезли;

2) возникновение первых трещин типа краевых надвигов и отдельных крутопадающих трещин во вмещающих породах и внедрение в эти трещины апофиз гранит-порфирового массива;

3) остывание внедрившейся магмы с образованием твердой коры массива гранит-порфира;

4) мощные тектонические импульсы снизу еще не остывших частей магматического бассейна привели к образованию крутопадающих трещин всех направлений, а также к подновлению прежних и образованию новых трещин типа краевых надвигов. Эти тектонические импульсы снизу повторялись многократно в связи с каждым внедрением новых типов даек и различных жил.

Последний пункт требует дополнительных разъяснений. Образование краевых надвигов, окружающих массив гранит-порфиров (см. фиг. 1), можно связывать только с вертикально действующими усилиями внедрившейся магмы или толчков со стороны неостывшей ее части в следующие стадии формирования самого массива. Поскольку же краевые на-

двиги подновлялись во все этапы формирования массива, приходится допустить, что вертикально действующие усилия со стороны магмы были многократны.

Нам остается лишь попытаться объяснить происхождение локально развитых систем крутопадающих трещин всех направлений и отдельные частные максимумы на диаграммах.

В свое время мы отметили, что крутопадающие трещины всех направлений по своему типу относятся к трещинам разрыва. Представляется, что эта особенность также может найти объяснение только при допущении вертикально действующих усилий в условиях, когда нет какого-либо ориентированного бокового давления. Известно, что в направлении сжимающих усилий обычно образуются трещины разрыва. Следовательно, возникновение вертикальных трещин разрыва различных направлений является весьма закономерным, как и образование трещин типа краевых надвигов, и вызвано одной и той же причиной. Не представляет особых трудностей и объяснение возникновения трещин в роговиках, падающих полого на юго-запад параллельно контакту гранит-порфиров с роговиками (см. фиг. 5, Б).

В зоне контакта при внедрении магмы и при последующих подвижках действовали вертикальные усилия, которые по правилу параллелограмма сил можно разложить на усилия, параллельные контакту и перпендикулярные ему. С первыми, видимо, связана система пологих трещин, параллельных контакту и быстро затухающих с удалением от него. Действием усилий, перпендикулярных контакту, может быть объяснен некоторый общий наклон пояса трещин на диаграмме (см. фиг. 4, В), замеренных в гранит-порфирах у контакта.

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ ВАРИССКОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ РАЙОНА

Нам осталось рассмотреть особенности тектоники района, свойственной переходному периоду от геосинклинальной к платформенной стадии развития.

Отсутствие осадочных и магматических образований среднего и верхнего палеозоя создает в этом вопросе весьма затруднительное положение. Единственная возможность для решения этого вопроса заключается в анализе некоторых особенностей строения района, которые еще не были нами рассмотрены ранее. К тектоническим нарушениям переходного этапа развития района мы относим прежде всего полосу широтных зон дробления и параллельных им трещин, падающих на юг, редко на север, под углом 45—60°. Для отнесения отмеченных нарушений к этой тектонической эпохе решающее значение имеет их возраст. В этом отношении имеются следующие факты:

- 1) широтные нарушения и параллельные им трещины пересекают эффузивно-осадочную толщу и кварцевые диориты, но не прослеживаются в молодых интрузивах гранит-порфиров;
- 2) они приурочены к узкой широтной полосе и наложены на более древние структуры;
- 3) они вмещают дайки лейкократовых сиенитов и апофизы более молодых гранит-порфиров, а также все породы дайково-жильного комплекса, генетически связанного с последними.

Таким образом, возраст широтных нарушений определяется достаточно точно: они моложе каледонских кварцевых диоритов и древнее юрских интрузий обоих этапов, т. е. относятся к варисской тектонической эпохе. Характерно совместное нахождение в широтных трещинах различных даек и жил, что указывает на неоднократное их приоткрывание.

Особо должно быть отмечено удивительно точное пространственное совпадение системы пологих широтных трещин с положением максимумов оптических осей кварца S-тектонита в диаграммах (см. фиг. 2, А и Б). Это, несомненно, не случайно. Раньше мы отмечали, что эти максимумы несовместимы с деформациями в кварцевых диоритах и в эффузивно-осадочной толще, выраженными типичными В-тектонитами. Вместе с тем известны факты, когда в породе, параллельно двум сопряженным трещинам скальвания, возникает ориентировка оптических осей кварца, по положению совершенно аналогичная максимуму наших диаграмм. Пример такой ориентировки приведен в известном руководстве А. В. Пэка (1939). В дополнение ко всему сказанному важно отметить, что по возрасту пластическая деформация, обусловившая эту ориентировку, несомненно, древнее мезозойских интрузий. Основанием для такого заключения служит отсутствие не только подобной, но и вообще какой-либо закономерной ориентировки в гранит-порфирах.

Все изложенное позволяет считать появление максимумов I и II (см. фиг. 2, А и Б) и образование пологопадающих трещин за результат одной варисской деформации, пластическая стадия которой проявилась слабее хрупкой. Это дает основание полагать, что деформация развивалась на средних глубинах (учитывая мощности пород и структуры — не более 2—3 км), где имелись условия для выкальвания блоков вверх с образованием двух систем сопряженных трещин. Имея в виду, что в варисское время описываемый район входил в краевую зону платформы, есть основание считать эти деформации отражением интенсивных орогенических движений в прилегающей с юга геосинклинальной области, где тогда происходило образование складок, а затем и надвигов широтного простиранья.

О ВЛИЯНИИ МОЛОДЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ НА БОЛЕЕ ДРЕВНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

В заключение мы кратко остановимся на вопросе о воздействии более молодой тектоники на древние структуры района. Наиболее ярко такое воздействие выявляется при анализе фактического материала по деформациям последнего, мезозойского, этапа развития района. Роль варисской тектоники и ее воздействие на более древние структурные формы проследить невозможно.

При рассмотрении преобразующей роли мезозойских тектонических движений мы можем частично использовать примеры, приведенные нами ранее.

Так, при разборе особенностей трещиноватости в кварцевых диоритах (см. фиг. 3, Б и В) нами было установлено, что древним трещинам соответствуют только резко выраженные максимумы I и II. В то же время пояс, располагающийся по периферии этих диаграмм, отражает новую, наложенную систему крутопадающих трещин различных простираний. Отмечалось также, что по мере удаления от массива гранит-порфиров эта система трещин постепенно затухает.

Второй пример иллюстрирует постепенное усложнение строения зоны краевых надвигов с каждым новым этапом проявления магматической и гидротермальной деятельности. Так, при возникновении краевых надвигов в образующиеся трещины происходило внедрение пегматитов, а иногда и апофиз гранит-порфиров. При новом тектоническом импульсе снизу старые трещины подновлялись, параллельно им возникали новые трещины. В дальнейшем и те и другие залечивались аплитами и различными жилами гидротермального происхождения. Так образовались сложные своеобразные полосчатые жильные тела. Во все этапы преоб-

разования этих трещин по ним сохранялся надвиговой характер движений.

Очень интересные данные были нами получены при вычислении амплитуд смещения даек разного возраста по широтным тектоническим нарушениям, падающим на юг. Как было указано раньше, широтные пологопадающие разломы образовались в варисское время и, видимо, представляли собой надвиги. Многократное приоткрывание широтных разломов, а также ряда крутопадающих трещин северо-восточного, северо-западного, широтного и меридионального простираний, привело к локализации в них даек разных этапов мезозойского вулканизма. При этом происходили не простые приоткрывания широтных нарушений, а по ним возникали многократные сбросовые перемещения значительной амплитуды. Подмечена четкая закономерность, которая состоит в том, что последующие смещения всегда обладают меньшей амплитудой, чем предыдущие. Так, по одному из широтных нарушений амплитуда смещения дайки лейкократовых сиенитов в момент внедрения гранит-порфиров оказалась равной 250 м. В то же время апофиза гранит-порфира, секущая эти сиениты, сброшена по тому же нарушению примерно на 120 м. Смещения же пегматитовых даек и рудных жил измеряются первыми десятками метров. Количество подобных примеров можно было бы увеличить, но и приведенные убедительно показывают, что в пределах изученного района имело место развитие [ранее возникших структур, их усложнение и преобразование.

ВЫВОДЫ

1. Региональными исследованиями и нашими детальными работами в пределах описываемого района установлено, что в формировании его структуры выявляется три крупных эпохи:

а) каледонская (геосинклиальная), характеризующаяся интенсивным проявлением региональной складчатости и развитием сопряженных с нею трещин;

б) варисская (переходная), когда район являлся частью краевой зоны платформы. Для этой эпохи характерно образование пологих широтных надвигов, отражающих, очевидно, мощные орогенические движения в прилегающей геосинклинали;

в) мезозойская (платформенная), когда тектоническая активность проявлялась лишь локально, в связи с образованием массивов гранитоидов.

2. Ориентированное расположение минералов, наблюдаемое в массиве кварцевого диорита, формировавшемся в геосинклиальных условиях, не связано с течением магмы, а имеет динамометаморфическое происхождение. По своему положению в пространстве эта ориентировка соответствует сланцеватости.

3. В массиве кварцевого диорита нет специфических, присущих только ему, систем трещин. По своему положению они полностью совпадают с трещинами, регионально распространенными во вмещающих породах, и генетически связаны со складчатостью.

4. Трещиноватость в мезозойском массиве гранит-порфира и в его экзоконтактной зоне обусловлена тектонической активностью незаствывших глубинных его частей. Ей обьязано возникновение трещин типа краевых надвигов и системы крутопадающих трещин всех простираний. В то же время в пределах массива не обнаружено трещин, появление которых следовало бы ожидать, исходя из представлений Г. Клооса (трещины S, Q и L в «структурном блоке»).

5. Наряду с образованием тектонических нарушений, характерных для каждой орогенической эпохи, в описанном районе четко фиксируется приоткрывание ранее созданных трещин и зон дробления. В них последовательно внедряются разнообразные дайки и локализуются рудные жилы. Однако новые подвижки по заложенным ранее трещинам могут иметь направление, противоположное тому, какое было при их возникновении.

Приведенный материал статьи показывает, что особенности структуры массивов гранитоидов в значительной степени зависят от общих тектонических условий при их формировании и к изучению тектоники интрузивов нельзя подходить с какой-либо готовой схемой. При этом нельзя также игнорировать детальное изучение тектоники вмещающих пород и истории геотектонического развития района в целом.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Лукин Л. И. и Кушнарёв И. П. О методике изучения трещинной тектоники интрузивов по Г. Клоосу. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1951, № 5.
Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1939.
-

В. И. КАЗАНСКИЙ**НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ
В ИЗВЕСТНЯКОВО-СЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ****ВВЕДЕНИЕ**

Среди гидротермальных месторождений цветных и редких металлов, залегающих в осадочных породах, значительная часть приурочена к известняково-сланцевым толщам. Наряду с тектоническими трещинами на положение рудных тел влияют литологический состав пород, складчатые формы, наличие полупроницаемых покровов над благоприятными горизонтами и др. Все это обуславливает сложность формы рудных залежей и структуры месторождений в известняково-сланцевых отложениях. Строение дизъюнктивов, пересекающих различные в литологическом отношении породы, зависит от их относительной пластичности или жесткости.

Занимаясь картированием одного из полиметаллических рудных полей, автор изучал поведение разрывных нарушений в известняках, глинисто-углистых и кремнистых сланцах и порфиритах. Некоторые особенности и детали строения разломов и трещин в связи с литологическим составом пород, установленные при картировании, рассматриваются в первой части настоящей статьи. Во второй части описаны своеобразные «прокладки» глинисто-углистых сланцев и известняков на тектонических контактах горстового поднятия кварцевых диоритов, изученные в том же районе.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА

В районе широко распространены среднепалеозойские осадочные и, в меньшей степени, вулканогенные породы. Они представлены слабо метаморфизованными глинисто-углистыми и кремнистыми сланцами, песчаниками, известняками и порфиридами, которые обычно слагают невыдержанные по мощности, многократно чередующиеся между собой горизонты. В верхней части разреза среднего палеозоя выделяется свита серых массивных известняков мощностью около 500 м. В результате ранневарисской складчатости среднепалеозойские отложения смяты в крутые складки широтного простирания, в которых серые известняки слагают ядра сильно сжатых синклиналей и протягиваются в виде узких широтных гряд. Складки осложнены многочисленными разрывными нарушениями, наиболее крупные из которых проходят в широтном направлении по контактам известняковых гряд. Отложения среднего

палеозоя прорваны мелкими интрузивами кварцевых диоритов, а также дайками кварцевых порфиров и диабазовых порфиритов верхнепалеозойского возраста.

На палеозойских породах с угловым несогласием залегают мезозойские красноцветные глины, песчаники и конгломераты с прослоями известняков и гипсов, собранные в широтные складки и рассеченные надвигами. В районе распространены также третичные и четвертичные конгломераты и суглинки, которые покрывают почти сплошным покровом все более древние образования, обнажающиеся из-под них только по долинам рек.

Полиметаллические рудные тела располагаются в известняковых грядках и контролируются в основном разрывными нарушениями. Отдельные проявления гидротермальной минерализации встречены также и в изверженных породах.

ОСОБЕННОСТИ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ В ИЗВЕСТНЯКАХ

Наиболее сложные трещинные структуры развиты в известняках. Как крупные дизъюнктивы, так и более мелкие тектонические трещины по относительному возрасту делятся на две группы. Более древние из них представляют собой участки брекчированных известняков, сцементированных грубокристаллическим кальцитом. Обычно они имеют линейно вытянутую форму и достигают в длину нескольких сотен или тысяч метров при мощности в десятки метров, реже представляют сочетания ряда линейных зон или грубоизометрические участки с неровными извилистыми границами. С нераздробленными известняками брекчии обычно связаны постепенными переходами через штокверки грубокристаллического кальцита, для которых характерно сетчатое расположение тонких кальцитовых жилок, крайне изменчивых по форме и величине; значительно реже брекчии отделены от известняков резкими контактами. В обломках брекчий встречаются как массивные, так и сланцеватые известняки. Размеры обломков меняются в широких пределах — от нескольких миллиметров до 50—70 см. Нередко в разных обломках сланцеватость известняков имеет разную ориентировку. Цемент слагает от 15 до 50% всей породы и состоит из белого или желтовато-белого карбоната, отвечающего по химическому составу почти чистому кальциту. Величина его зерен колеблется от нескольких миллиметров до 10—12 см, но в среднем не превосходит 2—3 см. Строение цемента массивное; грубозернистый кальцит заполняет все промежутки между обломками, не образуя ни полосчатых, ни кокардовых, ни друзовых текстур. Нередко наблюдаются постепенные переходы от известняков через тонкозернистый кальцитовый агрегат к обычному грубозернистому кальциту. Указанные особенности строения цемента позволяют предполагать, что он образовался в результате частичной перекристаллизации раздробленных известняков под действием термальных вод.

Древние зоны дробления, отмеченные развитием грубокристаллического кальцита, имеют преимущественно широтное, северо-восточное или северо-западное простирание и крутое падение. Зоны различного направления соединяются между собой без смещений и, вероятно, возникли одновременно. В известняковых грядках они распределены неравномерно, наиболее мощные проходят в центральных частях гряд, в местах их изгибов по простиранию. Характерной особенностью жил и зон грубокристаллического кальцита является то, что они нигде не выходят за пределы известняковых гряд.

Разрывные нарушения более позднего возраста, чем зоны крупнокристаллического кальцита, группируются в восемь основных систем.

Из них самыми крупными являются широтные разломы на контактах известняковых гряд, которые будут подробно описаны ниже. Наиболее широко в известняках развиты три пары сопряженных трещин скальвания, а именно:

1) крутопадающие сдвиги северо-западного и северо-восточного простираний;

2) надвиги широтного простирания с падением на юг и на север;

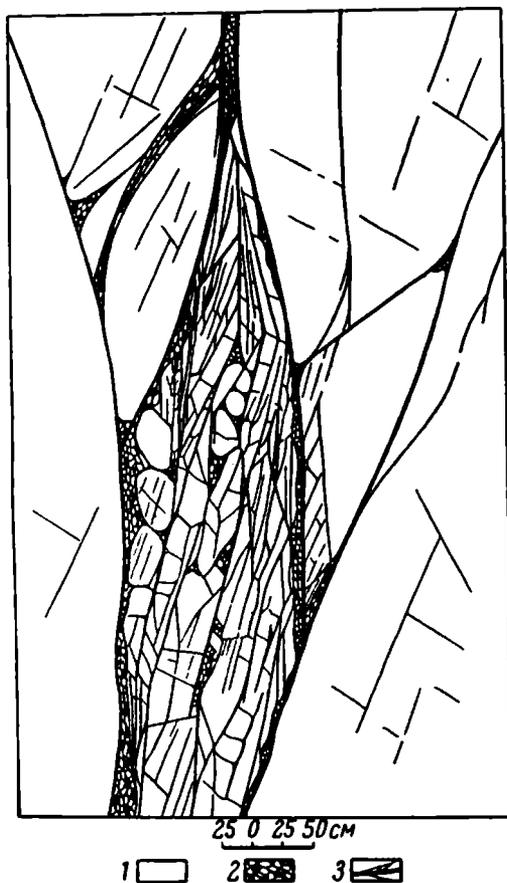
3) взбросы меридионального простирания с падением на запад и на восток.

В большинстве случаев сколовые трещины перечисленных шести систем сопрягаются между собой без смещений. Пространственное положение дизъюнктивов, а также направления смещений по ним закономерно связаны с широтным простиранием известняковых гряд и укладываются в довольно простую схему трещин, сопряженных со складчатостью.

Остановимся на строении этих разрывных нарушений. На поверхности в естественных обнажениях они, как правило, выражены неотчетливо в виде ложбин, промоин, иногда уступов рельефа, и только наблюдения в горных выработках позволяют установить детали их морфологии. Крупные дизъюнктивы, с амплитудами смещений в десятки метров и более, прослеживаются в виде зон дробления известняков мощностью в несколько метров. Параллельно основной зоне дробления проходят более мелкие зоны или отдельные тектонические трещины. Величина обломков известняков колеблется от нескольких миллиметров до 70—80 см. Более мелкие обломки несколько округлены и повернуты одни относительно других, более крупные имеют плито- или клиновидную форму и располагаются в разломах примерно параллельно.

В зонах дробления, как правило, наблюдаются зеркала скольжения, нередко они ограничивают дизъюнктивы с висячего и лежащего боков (фиг. 1). К тектоническим зеркалам прилегают мелкообломочный и тонко перетертый материал или маломощные «прослойки» глинки трения. Иногда по простиранию зоны дробления сменяются участками повышенной трещиноватости известняков, заключенными между крупными тектоническими трещинами.

Как по простиранию, так и по падению разломов их элементы залегания меняются. Нередко наблюдаются плавные изгибы, но чаще



Фиг. 1. Зарисовка участка крупного разрывного нарушения в известняках (в плане).

1 — серые массивные известняки; 2 — тонко раздробленные известняки; 3 — тектонические трещины.

к тектоническим плоскостям одного направления под острым углом подходят другие, причем в местах их сочленения зоны дробления известняков достигают наибольшей мощности. На участках изгиба разломов от них нередко отходят трещины оперения.

Дизъюнктивы более мелкие, с амплитудами смещений в несколько метров, представлены серией тектонических трещин с зеркалами, бороздами и штрихами скольжения. Зоны дробления развиты вдоль них не повсеместно, а только в местах сопряжения зеркал скольжения.

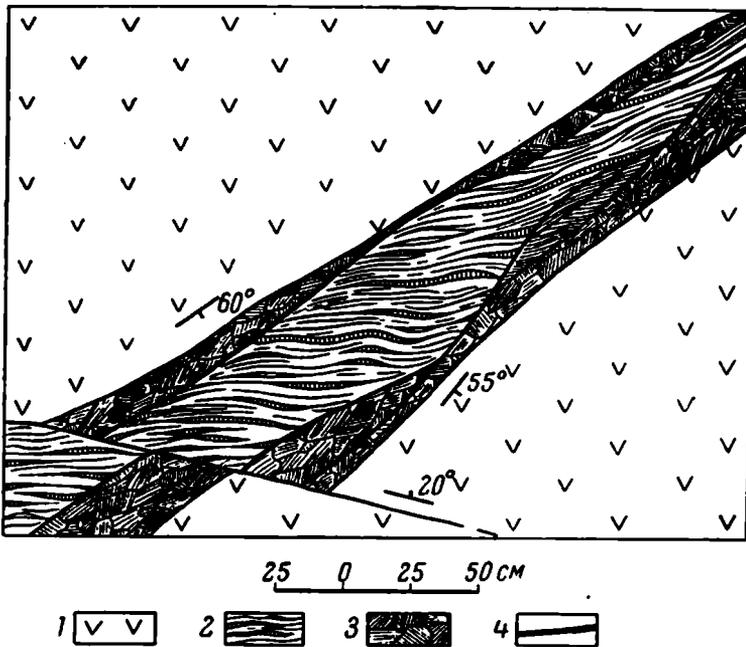
Дизъюнктивы более молодого возраста часто следуют параллельно зонам и жилам грубозернистого кальцита, иногда смещают и пересекают последние, причем среди них развито больше систем трещин. Таким образом, наряду с элементами унаследованности намечается усложнение трещинных структур в известняках по мере их развития.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ В КРЕМНИСТЫХ СЛАНЦАХ, ПОРФИРИТАХ И ГЛИНИСТО-УГЛИСТЫХ СЛАНЦАХ

За пределами известняковых гряд, в глинистых и кремнистых сланцах, порфиритах и песчаниках развиты в основном дизъюнктивные нарушения тех же систем, что и в известняках. Исключение составляют меридиональные взбросы, занимающие поперечное положение относительно простирания складок. Разрывные нарушения и трещины широтного простирания совпадают со слоистостью осадочных пород и чаще всего проходят вдоль пропластков глинисто-углистых сланцев среди кремнистых сланцев или порфиритов. В зонах дизъюнктивов глинисто-углистые породы рассечены по серии параллельных зеркал скольжения на отдельные чешуи и местами перетерты или собраны в мелкие беспорядочно расположенные складки. Нередко мощности пропластков, по которым проходят разрывные нарушения, резко меняются, вплоть до полного выжимания глинисто-углистых сланцев.

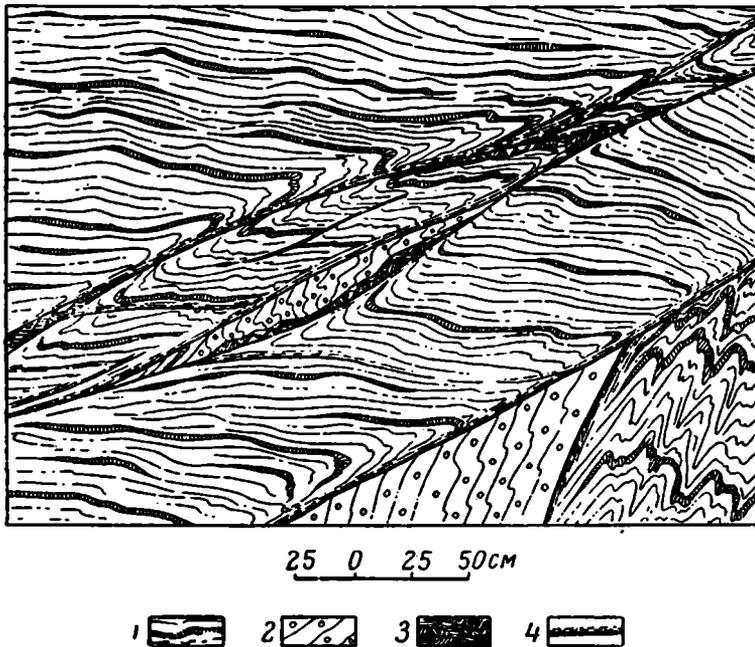
Крутопадающие сдвиги северо-западного и северо-восточного простираний, а также широтные надвиги ясно выражены и хорошо прослеживаются только в относительно более хрупких породах — кремнистых сланцах и порфиритах. Здесь они представлены отчетливыми тектоническими плоскостями со штрихами и бороздами скольжения, реже — зонами дробления и перетирания пород мощностью до 1 м. В ряде случаев в дизъюнктивах северо-восточного простирания, распадающихся со смещением глинисто-углистые сланцы и эффузивы, были установлены своеобразные пластины или «прокладки» сланцев в порфиритах мощностью до 1—2 м (фиг. 2). Прокладки ограничены зеркалами скольжения. Центральная часть их состоит из крупных чешуй глинисто-углистых пород, отделенных одна от другой сложно изгибающимися поверхностями скольжения с глиной трения, к которым примыкает мелкообломочная брекчия сланцев. Обломки имеют угловатую или слабо округлую форму, промежутки между ними заполнены тонко перетертым и спрессованным глинисто-углистым материалом. Амплитуды «перемещения» сланцев в прокладках колеблются от 5 до 25 м.

В глинисто-углистых сланцах дизъюнктивы, занимающие диагональное положение относительно слоистости, обычно развиты в виде плавно изгибающихся притертых поверхностей с глиной трения мощностью в несколько сантиметров. Последние часто располагаются кулисообразно и ограничивают четковидные пластины глинисто-углистых или кремнистых сланцев, растащенных при движениях по тектоническим плоскостям. Вблизи зеркал скольжения сланцы смяты в мелкие складки волочения и тонко рассланцованы (фиг. 3). Зоны дробления, столь характерные для разломов в известняках, в глинисто-углистых сланцах развиты слабо.



Фиг. 2. «Прокладка» глинисто-углистых сланцев в порфиритах (в плане).

1 — порфириты; 2 — глинисто-углистые сланцы; 3 — мелкообломочная брекчия глинисто-углистых сланцев; 4 — зеркала скольжения.



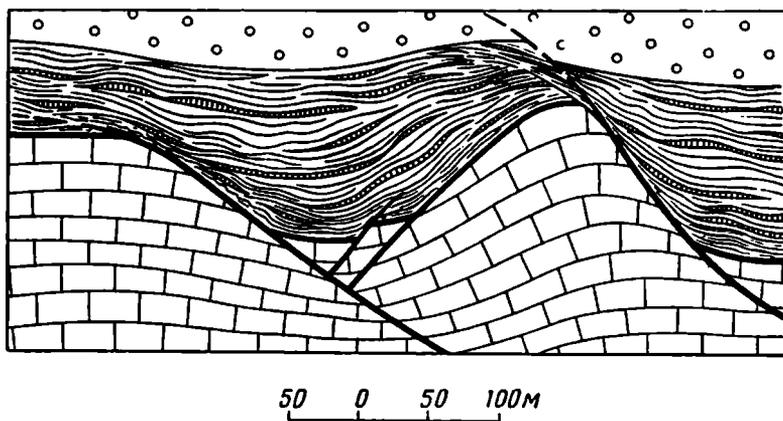
Фиг. 3. Схема строения дизъюнктивного нарушения в глинисто-углистых и кремнистых сланцах (в разрезе).

1 — глинисто-углистые сланцы; 2 — кремнистые сланцы; 3 — мелкообломочная брекчия глинисто-углистых сланцев; 4 — зеркала скольжения и зоны рассланцевания пород.

При переходе из кремнистых сланцев или порфиров в глинисто-углистые сланцы дизъюнктивы изменяют свои элементы залегания, приближаясь к направлению слоистости, расщепляются на более мелкие трещины и затухают. Нередко горизонты глинисто-углистых сланцев мощностью в 50—100 м «гасят» разрывные нарушения с амплитудами до 100 м. При этом проскальзывание глинисто-углистых сланцев по слоистости как бы компенсирует блоковые перемещения относительно более крупных пород.

ШИРОТНЫЕ РАЗЛОМЫ НА КОНТАКТАХ ИЗВЕСТНЯКОВЫХ ГРЯД

Как уже отмечалось, наиболее крупные разрывные нарушения проходят в широтном направлении по границам известняковых гряд. Чаще всего разломы — почти отвесные, параллельные крыльям складок, реже они пересекают пласты под острыми углами. Разломы представляют



Фиг. 4. Схема строения контакта известняковой гряды (в плане).

1 — кремнистые сланцы, 2 — глинисто-углистые сланцы; 3 — известняки; 4 — разрывные нарушения.

собой мощные (до 10—20 м) зоны рассланцевания, дробления и перетирания пород, но выражены они в разных отложениях по-разному. Вблизи контактов в известняках наблюдается интенсивная вертикально падающая трещиноватость. В естественных обнажениях приконтактной полосы известняки образуют почти отвесные стены высотой в несколько десятков метров, от которых местами отслаиваются крупные известняковые плиты. Эффузивные породы в разломах обычно разбиты на грубые и мелкие обломки, имеют сланцеватое строение и рассыпаются при легких ударах молотка. Наименее отчетливо разломы выражены в глинисто-углистых сланцах. Последние залегают параллельно поверхности контакта с известняками и тонко рассланцованы вблизи него. Однако различия в интенсивности рассланцевания пород в зоне разлома и вдали от него не особенно велики, даже при смещениях в сотни метров. Только в тех случаях, когда глинисто-углистые сланцы переслаиваются с порфиритами, кремнистыми сланцами или известняками, разломы прослеживаются гораздо лучше по глыбам и линзовидным блокам этих пород, разобренных сильно перематыми глинисто-углистыми сланцами.

При общем широтном простирании и крутом падении направление контактов известняковых гряд местами довольно резко меняется. Иногда наблюдаются плавные волнообразные изгибы; часто поверхности контактов имеют ступенчатую форму вследствие смещения блоков известняков по дизъюнктивам северо-восточного и северо-западного простираний с амплитудами от 1—2 до 100—150 м. Если к известнякам примыкают глинисто-углистые сланцы, то эти изгибы и ступенчатые смещения отражаются на залегании самих сланцев и почти не влияют на другие горизонты, обнажающиеся на большем расстоянии от известняков (фиг. 4). В этом случае дизъюнктивы не выходят далеко за пределы известняковых гряд и угасают в сланцах. Равным образом, диагональные тектонические трещины, пересекающие сланцы, обычно причленяются к широтным разломам на контактах гряд, не проникая в известняки. Но если с известняками соприкасаются порфириды, то дизъюнктивы пересекают контакты, не изменяя своих элементов залегания.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ В ИЗВЕСТНЯКОВО-СЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ

Как следует из изложенного фактического материала, в известняковых грядах развиты более сложные дизъюнктивные структуры, чем в сланцах. В известняках встречаются зоны и жилы грубокристаллического кальцита, не выходящие за пределы известняков, а также больше систем трещин. Для разрывных нарушений в известняках характерно дробление пород на грубые и мелкие обломки, в то время как в сланцах смещения происходят по притертым поверхностям с образованием складок волочения. Наличие на контактах известняковых гряд горизонтов глинисто-углистых сланцев, в которых угасают дизъюнктивы диагонального простирания, обуславливает своеобразную обособленность гряд в тектоническом отношении. Параллельно контактам известняковых массивов или гребней развиваются наиболее крупные разломы. Однако даже при значительных перемещениях они могут быть выражены неотчетливо, так как проскальзывание блоков происходит в основном по слоистости глинисто-углистых сланцев.

Особенности дизъюнктивных нарушений, очевидно, зависят от относительной пластичности или хрупкости пород. В то время как более хрупкие известняки, а также кремнистые сланцы и известняки дробились, глинисто-углистые сланцы испытывали главным образом пластическую деформацию. Такие соотношения, повидимому, характерны только для областей распространения слабо метаморфизованных отложений, так как во многих рудных полях, сложенных глубоко метаморфизованными породами, известняки обнаруживают явные признаки пластического течения, а кристаллические сланцы, образовавшиеся за счет глинистых осадков, на контактах с известняками превращены в брекчии.

Выше были рассмотрены особенности морфологии разрывных нарушений в различных породах. Детальное их изучение позволило установить, что не только крупные, но и более мелкие дизъюнктивы характеризуются длительной историей развития. В ряде случаев оказывается, что в разное время по одним и тем же разрывным нарушениям перемещения происходили в разных направлениях. Не останавливаясь на деталях этого вопроса, ограничимся примером развития широтных разломов на контактах известняковых гряд. Они были заложены еще в верхнем палеозое и явились путями проникновения верхнепалеозойских даек кислого и основного состава. Вдоль широтных разломов поступали также гидротермальные растворы, которые вызвали интенсивное оквар-

цевание, серицитизацию и пиритизацию изверженных пород, а также слабую пиритизацию глинисто-углистых сланцев.

Движения по широтным разломам возобновились в третичном периоде и привели к раздроблению и рассланцеванию дайковых, а также гидротермально измененных пород. Амплитуду и направление альпийских движений удается определить на основании геоморфологических наблюдений. В районе отчетливо выделяются денудационные поверхности, которые срезают мезозойские отложения и перекрыты неогеновыми конгломератами. На отдельных известняковых грядках эти поверхности располагаются на 150—200 м выше, чем на окружающих сланцах. При этом конгломераты прилегают к склонам гряд и перекрывают широтные разломы без смещений. Отсюда можно сделать вывод, что во время альпийской складчатости некоторые известняковые гряды были приподняты по широтным разломам в виде горстов.

«ПРОКЛАДКИ» ГЛИНИСТО-УГЛИСТЫХ СЛАНЦЕВ И ИЗВЕСТНЯКОВ НА КОНТАКТАХ ГОРСТОВОГО ПОДНЯТИЯ КВАРЦЕВЫХ ДИОРИТОВ

При изучении тектонических структур альпийского возраста автор наблюдал своеобразные прокладки глинисто-углистых сланцев и известняков в разломах, по которым массив кварцевых диоритов приподнят в виде горста относительно мезозойских отложений (фиг. 5). Поперечные размеры горста составляют около 1,5 км. В ядре поднятия обнажаются среднепалеозойские глинисто-углистые сланцы с прослоями кремнистых сланцев, известняков и порфиритов, а также прорывающие их кварцевые диориты. Палеозойские породы отделены разломами близкого к широтному простирания от красноцветных песчаников, глин и конгломератов, переслаивающихся между собой и включающих выдержанный горизонт известняков и гипсов. Базальные конгломераты мезозоя залегают несогласно на палеозойских породах и содержат окатанную гальку кварцевых диоритов.

Кварцевые диориты близ разломов раздроблены, на остальной площади сохраняют массивное строение. В то же время в ядре горста глинистые сланцы сильно перемяты, известняки разорваны на отдельные линзовидные блоки, кремнистые сланцы собраны в сложные складки и, подобно известнякам, разобщены глинисто-углистыми сланцами.

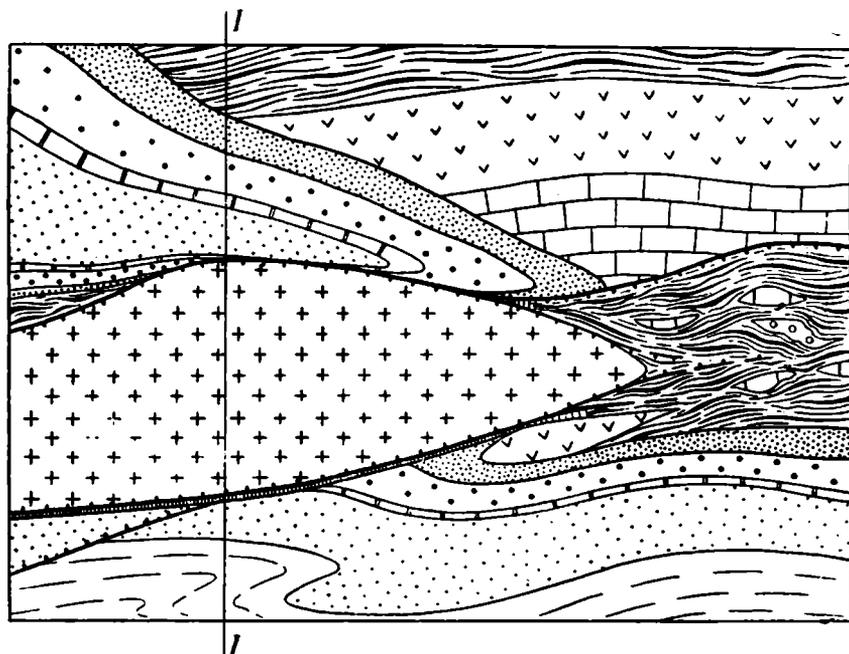
К северу от горста мезозойские отложения смяты в асимметричную синклиналь широтного простирания с пологим северным крылом. На южном крыле, по мере приближения к контакту с кварцевыми диоритами, они приобретают все более крутое залегание, вплоть до опрокинутого, параллельного поверхности разлома. Южнее горста на фоне крутого моноклиального падения в мезозойской толще намечаются небольшие мелкие складки близкого к широтному простирания.

Широтные разломы, ограничивающие горстовое поднятие, падают навстречу друг другу под углом 60—75°. На расстоянии до 5—10 м от контактов кварцевые порфиры раздроблены по мелким трещинам с зернами скольжения и частично милонитизированы. Красноцветные песчаники, глины и конгломераты «заверпугы» параллельно разлому и рассланцованы. Между мезозойскими отложениями и кварцевыми диоритами почти непрерывно протягиваются прокладки среднепалеозойских глинисто-углистых сланцев, содержащих тонкие пластины известняков, которые выступают на поверхности в виде узких гребней. Мощность прокладок составляет от 5 до 25 м.

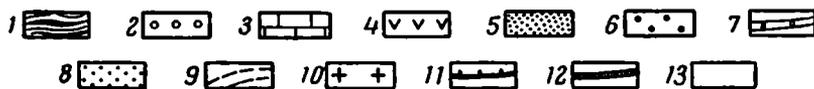
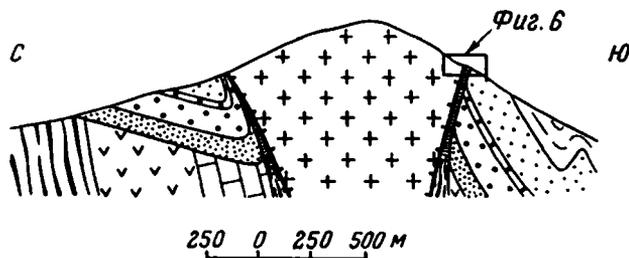
В восточном направлении, при переходе в глинисто-углистые сланцы, четкие тектонические зоны разломов сменяются серией межпластовых плоскостей скольжения. Интересно отметить, что среднепалеозойские

и мезозойские отложения характеризуются здесь близкими элементами залегания, так что углового несогласия между ними не заметно.

На основании приведенных геологических наблюдений можно сделать вывод, что складчатость мезозойских отложений связана с глыбовыми



Разрез по линии I-I



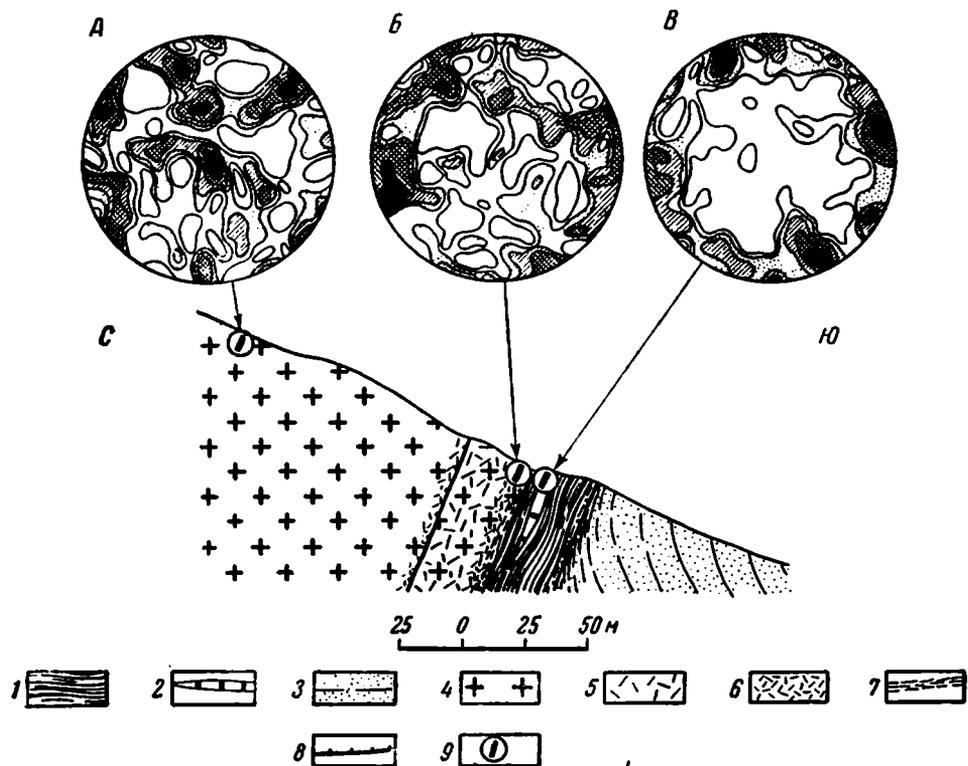
Фиг. 5. Схема строения горстового поднятия палеозойских пород (в плане).

Отложения среднего палеозоя: 1 — глинисто-углистые сланцы; 2 — кремнистые сланцы; 3 — известняки; 4 — порфириды. Отложения мезозоя: 5 — пестроцветные глины и конгломераты; 6 — красноцветные песчаники и конгломераты; 7 — известняки и гипсы; 8 — красноцветные глины и песчаники; 9 — серозеленые глины. Разное: 10 — кварцевые дворты; 11 — разломы; 12 — «прокладка» глинисто-углистых сланцев и известняков; 13 — место взятия образцов (см. фиг. 6).

перемещениями палеозойских пород. Жесткий массив кварцевых дворитов при своем поднятии, повидимому, увлекал более пластичные глинисто-углистые сланцы и известняки. Последние играли в разломах роль своеобразной смазки, облегчающей скольжение блоков.

Дополнительные данные относительно характера движений по разломам получены при помощи микроструктурного анализа. Из кварцевых

диоритов в зоне южного разлома и в 100 м от него, а также из прокладки среднепалеозойских известняков, были отобраны ориентированные образцы. Из них по линии падения и перпендикулярно линии простирания разлома изготовлены ориентированные шлифы. В шлифах из кварцевых диоритов измерялось положение 200 оптических осей кварца, в шлифе из известняков — положение 150 оптических осей кальцита. Результаты измерений представлены на фиг. 6 в виде трех диаграмм, обработанных по методу изолиний ¹.



Фиг. 6. Схема строения тектонического контакта между кварцевыми диоритами и мезозойскими отложениями (в разрезе).

1 — среднепалеозойские глинисто-углистые сланцы; 2 — среднепалеозойские известняки; 3 — мезозойские красноцветные глины и песчаники; 4 — кварцевые диориты; 5 — грубо раздробленные породы; 6 — тонко раздробленные породы; 7 — рассланцованные породы; 8 — зеркала скольжения; 9 — места взятия ориентированных образцов (см. Фиг. 5). Вверху помещены в проекции на плоскость разреза диаграммы ориентировки минералов в горных породах. А — 200 оптических осей кварца в кварцевых диоритах вдали от разлома; Б — то же в зоне разлома; В — 150 оптических осей кальцита в известняках. На всех диаграммах плотности $< 0,5-1-1,5-2-3 < \%$.

Как видно из диаграмм, в известняках наблюдается отчетливое поясное расположение оптических осей кальцита, причем ось пояса совпадает с линией простирания разлома. В зоне тектонического контакта в кварцевых порфирах намечается принципиально сходная, но не столь отчетливая ориентировка оптических осей кварца. Вдали от разлома не заметно какой-либо закономерности в пространственном положении многочисленных максимумов оптических осей кварца.

Отсюда следует, что ориентировка изученных минералов в зоне разлома вызвана пластическим течением пород при перемещениях по нему. Как известно, линия движения располагается в плоскости сместителя

¹ Круговые диаграммы на фиг. 6 построены при помощи равноплощадной сетки в проекции на верхнюю полусферу.

перпендикулярно оси пояса. Соответственно по широтным разломам смещения происходили по линии падения, т. е. по типу взброса или крутого надвига.

Учитывая мощность мезозойских отложений в 700—800 м, а также направление и время движений, можно подсчитать, что кварцевые диориты приподняты в ядре горста примерно на 500 м, а среднепалеозойские глинисто-углистые сланцы и известняки перемещены вверх по разломам по меньшей мере на 300 м. Расстояние от дневной поверхности до поверхности несогласия между мезозойскими и палеозойскими породами перед началом движения по разломам может быть оценено в 700—800 м. Следовательно, горстовое поднятие было сформировано на незначительной глубине и пластические деформации пород в зоне разлома происходили на таком же небольшом расстоянии от поверхности земли. Последний вывод представляет определенный интерес, поскольку в работах по микроструктурному анализу обычно приводятся результаты изучения глубоко метаморфизованных пород: гнейсов, кристаллических сланцев, кварцитов и т. д., и допускается, что ориентированные структуры в горных породах в связи с тектоническими движениями возникают лишь на больших глубинах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При детальном картировании одного из рудных полей автор наблюдал отчетливую зависимость морфологии и строения дизъюнктивов от литологического состава пород. Изучение разрывных нарушений с применением микроструктурного анализа позволило сделать следующие выводы.

1. В областях развития слабо метаморфизованных известняково-сланцевых отложений известняковые гряды и массивы характеризуются наиболее сложными трещинными структурами благодаря их относительно большей хрупкости.

2. Горизонты пластичных глинисто-углистых сланцев оказывают большое влияние на поведение разломов и трещин. Крупные разломы часто проходят параллельно напластованию сланцев; дизъюнктивы диагонального направления затухают в сланцевых горизонтах.

3. Глинисто-углистые сланцы могут перемещаться при движениях по разломам вместе с более жесткими массивами на значительные расстояния.

4. Пластическая деформация горных пород, вызывающая появление закономерной ориентировки минералов, может происходить на глубине в несколько сотен метров от поверхности земли.

5. Крупные разрывные нарушения в изученном районе были сформированы еще в верхнем палеозое, движения по ним неоднократно возобновлялись и продолжались вплоть до третичного периода.

В. А. НЕВСКИЙ

**О НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАЗМЕЩЕНИЯ ГИДРО-
ТЕРМАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В КРУПНЫХ РАЗЛОМАХ
И БОЛЕЕ МЕЛКИХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЯХ****ВВЕДЕНИЕ**

Общеизвестно, что многие гидротермальные месторождения и особенно сравнительно низкотемпературные, удаленные от магматических очагов, контролируются крупными разломами. Ф. И. Вольфсон (1948) показал, что этот контроль проявляется не только в пространственной связи, но и в общности плана деформации в момент формирования рудовмещающих трещин и основных подвижек по разломам. Изучение закономерностей распределения месторождений в системе трещин около крупных разломов представляет весьма актуальную проблему теоретического и прикладного значения. Решение ее связано с разработкой прежде всего таких вопросов, как генетическая классификация разломов, особенности их строения в различных структурных ярусах земной коры, история формирования и развития разломов различных генетических типов и многие другие. К сожалению, по всем этим вопросам сделано еще слишком мало.

В настоящей статье мы намереваемся рассмотреть вопрос об особенностях трещиноватости и о некоторых закономерностях размещения гидротермальной минерализации как непосредственно в разломах, так и на участках, к ним прилегающих. При этом под термином «разломы» мы в данном случае подразумеваем не глубинные разломы А. В. Пейве (1945), по своим масштабам соизмеримые с разломами геосинклинальных зон, а несравненно более мелкие, протяженность которых по простиранию, как правило, не превышает нескольких десятков километров.

ОСОБЕННОСТИ ТРЕЩИННЫХ НАРУШЕНИЙ В ЗОНАХ РАЗЛОМОВ

Около разломов обычно наблюдается целая система более мелких разрывных нарушений. Полевые наблюдения показывают, что зона развития таких нарушений существенно отличается от участков, удаленных от разлома. Прежде всего такая зона характеризуется общей повышенной трещиноватостью и особенно обильным развитием более крупных трещин. Кроме того, наблюдаются некоторые закономерности и в ориентировке трещин. Общепризнанной является схема, согласно которой около разлома наблюдается одна система трещин скалывания, почти параллельная плоскости разлома, и другая — диагонально ориентиро-

ванная по отношению к линии его простирания; диагонально располагаются и трещины разрыва.

Заслуживает внимания то обстоятельство, что в зоне разлома угол, образованный сопряженными трещинами скалывания, колеблется в очень широких пределах — от почти прямого до острого (15—20°).

Считают, что охарактеризованные выше трещины образуются под влиянием пары сил, возникающих при движении блоков пород по тектонической поверхности разлома. Эти представления подтверждаются простейшими экспериментами, а также некоторыми геологическими наблюдениями; в частности, оперяющие трещины разрыва нередко можно наблюдать в краевых частях сползающих ледников. Вместе с тем не следует забывать, что перемещения блоков возникают под влиянием региональных тектонических усилий, создающих определенные напряжения в породах. Разрядка этих напряжений происходит и в зоне разлома и на значительном от нее удалении при одном и том же общем плане деформации. Этим самым определяется некоторая общность трещиноватости зон разломов и участков, достаточно удаленных от них.

Геологические наблюдения показывают, что и в зонах разломов разрядка региональных тектонических напряжений далеко не всегда приводит к возникновению крупных тектонических поверхностей срыва со значительным смещением блоков пород. Очень часто, особенно на флангах, разломы представлены полосами мелкой трещиноватости, не имеющими связи с достаточно крупными трещинами. Суммарный же эффект смещений по мелким трещинам нередко весьма значителен.

Изучение показывает, что зона разлома является прежде всего зоной максимальной деформированности пород, возникшей под влиянием максимальных напряжений. В пределах ее, помимо крупных трещин скалывания, по которым проходит главная тектоническая поверхность срыва, возникает и целая серия более мелких, параллельно им ориентированных трещин скалывания. Последние, являясь важнейшим элементом мелкой трещиноватости зон разломов, в то же время достаточно широко распространены и в удалении от них. Аналогичный двойственный характер будут носить и диагональные трещины скалывания в том случае, если они образуют с линией простирания разлома угол, близкий к 90°. Мы не касаемся здесь особенностей расположения трещин разрыва, так как их ориентировка тесно связана с положением трещин скалывания.

При такой ориентировке трещин зона разлома будет отличаться от окружающих ее участков только более интенсивной насыщенностью трещинами.

Несколько иная картина получается в том случае, когда диагональные трещины скалывания зоны разлома образуют с линией простирания его острый угол, значительно отличающийся от прямого. В этом случае диагональные трещины скалывания уже не будут укладываться в общую систему трещин, развитую при данном плане деформации в данном районе.

Многие исследователи отмечают, что угол между трещинами скалывания, обращенный в сторону действующих усилий, в хрупких породах обычно несколько меньше 90° и, наоборот, в более пластичных больше 90°. Есть также указания на то, что при постепенном увеличении всестороннего давления хрупкость породы уменьшается (Пэк, 1939) и в соответствии с этим угол между плоскостями скалывания увеличивается.

Нам представляется, что возникающие в зоне разломов трещины скалывания, образующие острый угол с линией его простирания или падения, также можно связывать со специфическими условиями деформации пород. Известно, что в зонах разломов нередко можно встретить полосы интенсивно расщепленных пород, причем степень расщепления их, меняясь в широких пределах, часто весьма высока. Эти факты

мы склонны рассматривать как явное доказательство пластической деформации пород в пределах некоторых участков зон разломов.

Видимо, под влиянием одних и тех же региональных тектонических напряжений в условиях более или менее хрупкой деформации, вдали от зон разломов, будут возникать трещины скалывания, ориентированные друг к другу под углом, близким к 90° , и, наоборот, в условиях пластической деформации, на некоторых участках зон разломов, могут возникнуть системы трещин скалывания, образующие между собой острые углы, значительно отличающиеся от прямого.

Вместе с тем не следует забывать, что нередко можно наблюдать почти ту же картину и в ориентировке трещин при явном отсутствии признаков пластической деформации пород. Нам представляется, что в таких случаях мы, видимо, должны учитывать возможность частичного изменения плана деформации пород на данном участке, что выражается в изменении направления движения масс пород при одной и той же ориентировке тангенциальных усилий. Такого рода явления особенно отчетливы во многих районах развития складчатых структур. Детальные геологические исследования в указанных районах показывают, что здесь, помимо продольных трещин скалывания, направление простирания которых параллельно осям линейных складок, позже развивались крутопадающие или вертикальные диагональные трещины скалывания, секущие оси складок примерно под углом в $40-45^\circ$. Если при возникновении первой системы трещин движения масс пород происходило в общем вверх, то при второй оно было направлено в стороны вдоль осей складок.

Таким образом, мы склонны думать, что при анализе закономерностей развития трещин в зоне разлома не следует все и всегда сводить к простейшему случаю возникновения системы трещин под влиянием пары сил. Необходимо учитывать общую обстановку деформации пород в данном районе и только на этой основе делать те или иные выводы.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В КРУПНЫХ РАЗЛОМАХ И БОЛЕЕ МЕЛКИХ ТРЕЩИНАХ

Огромной геологоразведочной практикой установлена эмпирическая закономерность, согласно которой рудные месторождения встречаются главным образом не в крупных разломах, а в сравнительно мелких трещинах.

Практика показывает, что подавляющая масса гидротермальных рудных месторождений трещинного типа располагается в трещинах, имеющих протяженность по простиранию от десятков метров до первых километров (четвертого и пятого порядка). Реже встречаются месторождения вдоль главных тектонических поверхностей разломов, прослеживающихся по простиранию на многие километры — до $10-15$ км (третьего порядка). Еще реже можно встретить примеры месторождений в дизъюнктивах, измеряемых по простиранию первыми десятками километров (второго порядка).

В то же время анализ структурной обстановки месторождений показывает, что сравнительно мелкие трещины, вмещающие оруденение, очень часто располагаются непосредственно в зонах достаточно крупных разломов второго и третьего порядка на расстоянии десятков и первых сотен метров от их главных тектонических поверхностей срыва или иногда непосредственно около них.

Особый интерес представляют примеры месторождений и рудных полей, расположенных на флангах крупных разломов, в местах их расщепления и затухания, а также в местах сопряжения с более мелкими оперяющими трещинами. Они показывают, что эти участки разломов

являются наиболее перспективными в отношении возможностей нахождения месторождений.

В чем причина того, что, в общем, чем крупнее разломы, тем реже в них встречаются рудные месторождения? По этому поводу многими исследователями были высказаны свои соображения. В частности, некоторыми американскими геологами (Хьюлин, 1938) высказывалась точка зрения, согласно которой руда отсутствует в разломах вследствие широкого и мощного развития в них глинки трения. Действительно, в крупных разломах мы нередко наблюдаем полосы тектонической глинки мощностью до нескольких метров.

Глинка безусловно не может являться благоприятной средой для проникновения и отложения первичной минерализации. Она пластична и в значительной мере водопроницаема, а поэтому в процессе рудоотложения являлась своеобразным водоупором для гидротермальных растворов. По данным полевых наблюдений, не только в крупных разломах, но и в достаточно мелких трещинах оруденение сравнительно редко наблюдается в тектонической глинке.

Следует сразу же оговориться, что в данном случае мы рассматриваем глинку с точки зрения ее механических свойств как среду, явно неблагоприятную для развития зон дробления. В то же время эта глинка, непосредственно примыкая к зонам дробления, вследствие своих сорбционных свойств, иногда в узкой зоне концентрирует незначительное оруденение. Особенно ярко это проявляется при гипергенных процессах.

Изучение разломов показывает, однако, что глинка трения далеко не всегда распространена непрерывной полосой вдоль тектонической поверхности разлома и лишь сравнительно редко заполняет весь разлом по мощности. Поэтому было бы неправильно думать, что в крупных разломах нет руды только потому, что они закупорены глиной и являлись зонами, непроницаемыми для гидротермальных растворов.

Думается, что сравнительно мелкие трещины, при наличии сплошной и достаточно мощной (до 10—15 см) полосы тектонической глинки вдоль них, могут быть непроницаемы или почти непроницаемы для гидротермальных растворов.

В противоположность высказываниям американских геологов, В. И. Смирнов и В. Н. Козеренко (1940), отмечая отсутствие рудных месторождений в крупных разломах Главной структурной линии Тянь-Шаня, объясняют это распылением рудных погоннов в чрезмерно мощных и протяженных зонах дробления разломов. А. В. Королев и В. Э. Полярков (1953) считают, что крупные разломы являются слишком легко проницаемыми, сквозными зонами, по которым происходит чрезмерно быстрая и неблагоприятная для рудоотложения циркуляция рудных погоннов. Наоборот, в менее протяженных и обычно не доходящих до поверхности, более мелких трещинах циркуляция растворов затруднена и происходит сравнительно медленно. В этих условиях, по их мнению, наиболее ярко может проявиться влияние фильтрационного эффекта и дифференциальной подвижности элементов, играющих весьма важную роль в процессе рудоотложения.

Таким образом, указанные советские геологи по существу отмечают, прежде всего, неблагоприятную для рудоотложения структурную обстановку в крупных разломах. Последняя, по их мнению, выражается в том, что в зоне разломов рудоносные растворы циркулируют по слишком интенсивно дробленным породам. Грандиозные объемы зон дробления создают условия, благоприятствующие рассеянию, а не концентрации оруденения. Чрезмерно высокая проницаемость пород приводит к тому, что растворы слишком быстро циркулируют в зоне разлома, а это, как уже отмечалось, неблагоприятно для рудоотложения.

Во время изучения структур рудных полей и месторождений и специального, правда пока еще слишком кратковременного, изучения разломов, проведенного нами, собран некоторый фактический материал, позволяющий высказать отдельные соображения о закономерностях размещения гидротермальной минерализации в крупных разломах и более мелких трещинах.

Изучение разломов показывает, что в них встречается весьма своеобразная минерализация. Часто она представлена огромными кварцевыми жилами, мощными и протяженными зонами гидротермального изменения вмещающих пород — окварцевания, серицитизации и др. Нередко в них наблюдаются значительные скопления гематита, достаточно крупные баритовые, иногда флюоритовые тела.

В противоположность этому крупные скопления сульфидов, создающие промышленные концентрации, в них сравнительно редки. В общем, как уже отмечалось выше, чем крупнее разлом, тем реже встречаются в нем сульфидные месторождения, хотя рассеянная мелкая вкрапленность пирита, халькопирита, иногда других сульфидов нередко весьма характерна.

Среди отмеченной минерализации особый интерес представляют гематит и барит. А. Г. Бетехтин (1949) отмечает, что гематит образуется в условиях высокого парциального давления кислорода, в момент его кристаллизации. Сочетание гематита и барита характеризует, по его мнению, обстановку высокой концентрации кислорода в растворах. В этих условиях двухвалентное железо переходит в трехвалентное, а двух- в одновалентный анион серы — в шестивалентный катион.

В такой обстановке многие тяжелые металлы в виде легко растворимых сульфатов могли свободно выноситься из зон дробления разломов. Не исключена возможность, что в этом кроется одна из весьма существенных причин отсутствия или сравнительно редкого нахождения промышленных концентраций сульфидного оруденения в крупных разломах.

Известно, что кислород относится к числу наиболее широко распространенных элементов земной коры; поэтому не исключено, что гидротермальные растворы, подававшиеся металлоносным очагом, содержат то или иное количество свободного кислорода. Но вместе с тем А. Г. Бетехтин (1949) отмечает, что в «глубинных частях земной коры такие металлы, как железо, марганец и другие входят в состав соединений в низших степенях валентности, тогда как вблизи земной поверхности для этих металлов характерны высшие окислы». Таким образом, в земной коре намечается возрастание парциального давления кислорода с приближением к земной поверхности.

Мы склонны думать, что в рассматриваемом случае высокая концентрация кислорода в растворах связана с проникновением кислорода атмосферы и гидросферы земной поверхности в легко проницаемые зоны дробления разломов. Полевые наблюдения показывают, что в разломах, особенно в крупных, породы очень часто исключительно интенсивно раздроблены. Здесь встречаются мощные (до нескольких десятков метров) и протяженные зоны брекчирования и еще более мощные зоны повышенной трещиноватости пород. В последних насыщенность мелкими трещинами часто настолько густая, что расстояние между ними измеряется несколькими сантиметрами. Есть основание думать, что такие зоны дробления доходили до поверхности земли. Циркулировавшие по ним, обогащенные кислородом нисходящие метеорные воды могли смешиваться с восходящими гидротермами и тем самым обогащать их кислородом. Такое предположение подтверждается полевыми наблюдениями, показывающими, что крупные разломы в их современном срезе очень часто являются мощными водоносными зонами.

Таким образом, и данные предыдущих исследователей, и наши наблюдения приводят нас к заключению, что отмеченная гидротермальная минерализация разломов отлагалась в структурной обстановке, характеризующейся исключительной раздробленностью и проницаемостью вмещающих пород; при этом дроблением нередко были захвачены огромные объемы их.

В этих условиях, помимо высококислородных соединений типа сульфатов и гематита, мог отлагаться и кварц. На условия кристаллизации его, по видимому, не оказывали существенного влияния резкие изменения концентрации кислорода в растворах.

В обстановке высокой раздробленности значительных объемов пород крупные скопления могли создавать лишь те элементы и их соединения, которые переносились растворами в огромных количествах. К числу последних относится в первую очередь кремнезем, отлагавшийся в виде кварца, и железо, отлагавшееся в виде гематита.

Высокая раздробленность и проницаемость зон региональных разломов, вероятно, может наблюдаться только в определенной геологической обстановке, определяемой механическими свойствами вмещающих пород, глубиной от поверхности, масштабом подвижек в зоне разлома и элементами залегания последнего. Видимо, в сравнительно пластичных породах, а также на значительных глубинах, трудно ожидать высокую проницаемость рассматриваемых зон. Безусловно, на флангах по простиранию зоны разломов менее проницаемы, чем где-либо в их центральных частях. Более открыты и проницаемы должны быть участки резкого искривления крупных тектонических поверхностей разломов по простиранию и падению. В одинаковой геологической обстановке пологопадающие разломы, вероятно, менее проницаемы, чем крутопадающие. Надо думать, что указанные изменения структурной обстановки в зонах разломов должны найти свое отражение и в типе минерализации. К сожалению, фактических данных по этому вопросу пока еще слишком мало.

В тех районах, где разломы контролируют сложные многостадийные месторождения, намечается некоторая общая тенденция в размещении минерализации.

Самые ранние или более ранние, собственно дорудные, продукты минерализации, связанные с первыми стадиями общего гидротермального процесса формирования месторождений, обычно выполняют всю или почти всю систему трещин в зоне разлома, начиная от крупных тектонических срывов самого разлома и трещин первых порядков и кончая сравнительно мелкими трещинами четвертого, пятого и других последующих порядков.

По объему подавляющая масса указанной минерализации сосредоточена в разломах и в расположенных около них крупных трещинах первых порядков в виде мощных и протяженных зон гидротермального изменения вмещающих пород или огромных кварцевых жил.

Минерализация более поздних, обычно рудных или, особенно, завершающих процесс стадий рудоотложения, встречается главным образом в более мелких трещинах на том или ином удалении от крупных разломов и трещин первых порядков. Чаще она наложена на более ранние продукты рудоотложения, реже встречается в виде обособленных скоплений.

Следует особо подчеркнуть, что нарисованная схема отражает лишь наиболее частые случаи в распределении минерализации. Поэтому нетрудно указать примеры, когда непосредственно вдоль крупных тектонических срывов разлома и тем более в зоне разлома располагается минерализация средних и даже поздних стадий рудоотложения.

Известно, что вдоль главных тектонических срывов крупных разломов смещения нередко измеряются многими сотнями метров и даже кило-

метрами. Деформация пород в таких разломах обычно выражается образованием мощных полос тектонических глин, микробрекчий, брекчий, милонитов, зон расслаивания и повышенной трещиноватости пород. Изучение показывает, что чем крупнее разлом, тем длительнее и сложнее история его развития и тем, в общем случае, интенсивнее деформация пород в зоне разлома.

Анализ геологической истории развития крупных разломов дает основание утверждать, что мощные подвижки и связанная с ними интенсивная деформация пород в большинстве случаев развивались задолго до процессов отложения гидротермальной минерализации. В период, непосредственно предшествующий гидротермальному минералообразованию, и особенно в процессе последнего, подвижки вдоль тектонических поверхностей разломов были, вероятнее всего, относительно небольшие.

При изучении рудных полей и гидротермальных месторождений многие исследователи, в том числе и автор настоящей статьи, отмечали постепенное затухание подвижек от более ранних стадий рудоотложения к более поздним. Исключение представляют нередко весьма интенсивно проявленные послерудные подвижки, обычно связанные с последующими, новыми циклами тектогенеза.

Можно допустить, что отмеченная выше тенденция в размещении гидротермальной минерализации отражает некоторые закономерности в развитии подвижек и мелкой поздней трещиноватости. Вероятнее всего, под влиянием региональных тектонических усилий в начальные и вообще ранние стадии минералообразования, происходили подвижки и по крупным тектоническим срывам разломов и по многочисленным более мелким трещинам всех порядков.

В поздние и завершающие процесс формирования месторождений стадии повторные подвижки и приоткрывания чаще захватывали главным образом лишь более мелкую трещиноватость, развитую на некотором удалении от крупных трещин, и не проявились или почти не проявились по крупным тектоническим поверхностям разломов. Нередко в эту стадию, главным образом на некотором удалении от разломов, возникали новые сравнительно мелкие трещины.

Отмеченные закономерности в развитии подвижек и мелкой поздней трещиноватости мы не склонны рассматривать как универсальные, но во многих случаях они безусловно имеют место.

Детальными работами ряда исследователей (Ф. И. Вольфсон, А. В. Королев, И. П. Кушварев, Л. И. Лукин и др.) доказано, что во многих случаях раз заложённые трещины в дальнейшем, под влиянием последующих тектонических напряжений, неоднократно приоткрывались. Поэтому и в рассматриваемом примере казалось бы логично думать, что крупные тектонические срывы разломов, подновленные в ранние стадии минерализации, будут вновь приоткрыты в поздние стадии.

Однако полевые наблюдения достаточно определенно показывают, что в развитии трещиноватости и зон дробления, пожалуй, чаще проявляется определенная направленность в развитии процесса как в пространстве, так и во времени. Выражается она в последовательном смещении вновь возникающих зон дробления в том или ином направлении. Эта закономерность отмечена в нашей литературе (Вольфсон и Невский, 1949; Королев, 1949). Поэтому думается, что указанная выше особенность в развитии повторных подвижек и приоткрываний скорее характеризует хотя и достаточно часто встречающиеся, но все же частные случаи. Повидимому, чаще всего повторные подвижки и приоткрывания по ранее заложённым трещинам сочетаются с образованием новых трещин, зоны которых смещаются в пространстве в ту или иную сторону.

Можно привести большое число примеров рудных полей и месторождений, в которых имеются участки с мощно проявленными ранними стадиями рудоотложения, наложенными на раннее дробление и приоткрывание, с очень слабым развитием поздних стадий. И, наоборот, известны участки, где интенсивно выражены поздние стадии, локализованные в участках позднего дробления и приоткрывания, с очень незначительным проявлением ранней минерализации.

Нередко между отмеченными участками наблюдается постепенный переход и в горизонтальном срезе и по вертикали.

Как частный случай, в противовес повторному дроблению, можно привести пример достаточно мощных зон в разломах, которые после дробления и брекчирования в ранние этапы формирования разлома были однажды залечены и позже, с конца верхнего палеозоя и до наших дней, уже не подвергались сколько-нибудь интенсивному повторному дроблению.

Приведенные примеры показывают, что универсальной схемы закономерностей развития подвижек в зонах разломов быть не может. Возможны и повторные приоткрывания и подвижки, и закономерное их смещение в сторону от главных тектонических срывов.

В чем все же причины того, что во многих случаях поздние, сравнительно мелкие трещины и зоны дробления развиваются главным образом в некотором удалении от крупных тектонических срывов региональных разломов?

Весьма возможно, что приоткрытые в ранние этапы рудного процесса крупные трещины зон разломов настолько прочно залечивались продуктами ранней минерализации, например кварцем, что при последующем наложении более слабых тектонических напряжений разрядка происходила уже путем образования более мелких трещин на новых участках, не затронутых деформацией в предыдущие этапы.

В технике мы знаем сколько угодно примеров, когда хорошо сваренная деталь при дальнейших напряжениях лопается не по старому шву, а в новом месте.

Но нередко в разломах мы или не видим ранней минерализации, или при ее наличии встречаем в них полосы тектонических глин, милонитов, слабо сцементированных микробрекчий. В этом случае действительно трудно себе представить, чтобы при последующих тектонических напряжениях, пусть даже очень слабых, не возникли повторные подвижки вдоль главных тектонических срывов разломов. Благодаря наличию своеобразных прокладок пластичных пород подвижки в этом случае, вероятнее всего, сопровождались пластической деформацией глин и милонитов, но никак не образованием сравнительно мелких трещин, вмещающих обычно оруденение. И действительно, некоторые исследователи (Б. Л. Рыбалов) отмечают в тектонических глинках некоторых региональных разломов складки волочения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ закономерностей размещения гидротермальной минерализации в региональных разломах и сравнительно мелких трещинах дает основание думать, что отсутствие или сравнительно редкое нахождение рудных месторождений в разломах связано с особенностями структурной обстановки в период рудоотложения. Специфика структурной обстановки крупных разломов заключается в исключительно высокой дроблености и проницаемости пород в момент рудообразования и в огромном масштабе дробления. В крутопадающих разломах наиболее вероятно непосредственная связь дробленных зон с поверхностью земли.

Трудно думать, чтобы такая обстановка создавалась всегда непосредственно перед отложением руд или в момент их отложения. Вероятно, чаще всего даже сравнительно слабые предрудные и внутрирудные подвижки подновляли мощные, но слабо сцементированные зоны дробления, возникшие задолго до рудоотложения.

В обстановке интенсивного дробления огромного масштаба и высокой проницаемости пород, в разломах создавались условия, неблагоприятные для накопления сколько-нибудь значительных количеств достаточно концентрированной сульфидной минерализации. Этому препятствовали и огромный масштаб зон дробления, скорее способствующий рассеянию минерализации, чем ее концентрации, и высокая насыщенность растворов кислородом, и, может быть, их чрезмерно быстрая циркуляция по сквозным зонам, а возможно, и другие, сейчас еще не совсем ясные факторы.

Но резкая раздробленность и исключительно высокая проницаемость пород в период рудоотложения, видимо, не характеризует всей совокупности структурной обстановки в разломах. Отмечаются и совершенно противоположные случаи, когда до рудоотложения мощные дробленные зоны разломов были прочно залечены, а под влиянием сравнительно слабых предрудных и внутрирудных тектонических напряжений достаточно мелкие трещины, обычно вмещающие оруденение, возникали не в зоне разлома, а в некотором удалении от нее.

Причину этого можно попытаться объяснить или очень прочным залечиванием ранее сформированных зон дробления и разрядкой тектонических напряжений в некотором удалении от них, или разрядкой напряжений в самых зонах, но путем пластической деформации глинистой и милонитовой прокладок в разломах.

Вопрос о закономерностях размещения гидротермальной минерализации в разломах и более мелких трещинах представляет весьма сложную и крайне слабо разработанную проблему. Для более точного знания этих закономерностей необходимо разработать генетическую классификацию разломов и изучить особенности строения и историю формирования каждого из них. Особый интерес при изучении разломов и сопряженных с ними трещин должны представлять такие вопросы, как тип, степень и масштаб деформации пород, а также закономерности развития в пространстве и во времени более мелких трещин, сопряженных с разломом. Только на этой более совершенной основе возможно будет углубленное познание закономерностей в размещении гидротермальной минерализации.

Вместе с тем и современный уровень знания этого вопроса позволяет сделать некоторые практические выводы. В частности, думается, что рудные месторождения могут размещаться в разломах при возникновении в них, в период рудоотложения, сравнительно небольших, закрытых зон дробления и приоткрывания. Поэтому находки месторождений в достаточно крупных разломах и особенно в зонах последних вполне возможны, и мы видим, что они действительно имеются.

Наибольший интерес в этом отношении могут представлять разломы второго и третьего порядка, измеряемые по простиранию километрами — до первого десятка. Особое внимание должны привлекать зоны затухания и расщепления разломов по простиранию, где они образуют структуры, напоминающие конский хвост. Повышенный интерес должны вызывать места искривления и сопряжения разломов с более мелкими трещинами.

При поисках следует учитывать, что полосы разломов нередко являются мощными водоносными зонами, поэтому выходы сульфидных месторождений на поверхность в таких условиях даже при интенсивном развитии эрозии, видимо, будут представлены главным образом окислен-

ными рудами. Вследствие этого отмеченные наиболее интересные участки в разломах чаще будут являться закрытыми площадями. Изучение их следует производить с применением поверхностных горных работ и легкого, подвижного короткометражного бурения.

В заключение следует сказать, что отмеченные выше некоторые закономерности размещения гидротермальной минерализации установлены главным образом на материалах Средней Азии. Значение их для других районов требует проверки и уточнения.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1949, № 3.
- Вольфсон Ф. И. Отношение оруденения эндогенных месторождений к крупным тектоническим нарушениям. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1948, № 6.
- Вольфсон Ф. И. и Невский В. А. О первичной зональности в гидротермальных месторождениях. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1949, № 1.
- Королев А. В. Зависимость зональности и оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1949, № 1.
- Королев А. В. и Поярков В. Э. Некоторые особенности трещинных рудных жил и вопросы их глубинных поисков. Зап. Узбек. отд. Всес. мин. общ., 1953, вып. 4.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1945, № 5.
- Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1939.
- Смирнов В. И. и Козеренко В. Н. Главная зона разломов Тянь-Шаня и связь ее с оруденением. Сов. геол., 1940, № 11.
- Хьюлини К. Д. Структурные условия отложения руд. Пер. с англ. Тр. Моск. геол. разв. инст. им. Орджоникидзе, 1938, 11.

Л. В. ХОРОШИЛОВ

**ПРИМЕР ИЗУЧЕНИЯ ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНОГО
РАЗЛОМА****ВВЕДЕНИЕ**

При изучении тектоники рудоносных районов и рудных полей возникает необходимость в восстановлении истории развития отдельных разломов. Это часто помогает выяснить ряд закономерностей локализации оруденения как в самих разломах, так и в сопряженных с ними трещинах, что способствует правильному ведению разведочных работ.

В предлагаемой статье рассматривается история развития двух разломов, изученных при геологическом картировании рудных полей. Путем детальных наблюдений над соотношениями этих разломов с породами эффузивной толщи удалось установить их возраст относительно различных свит эффузивных пород, показать, что подвижки по разломам повторялись неоднократно и выяснить направления и амплитуды смещений для каждой стадии подвижек.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ УЧАСТКА

Изученный нами район целиком сложен верхнепалеозойскими эффузивно-осадочными породами. Среди них по возрасту и составу выделяются две свиты — верхняя и нижняя (фиг. 1).

Нижняя свита занимает более 75% площади района. Она сложена в основном кварцевыми порфирами, туфами, туфобрекчиями и фельзитами.

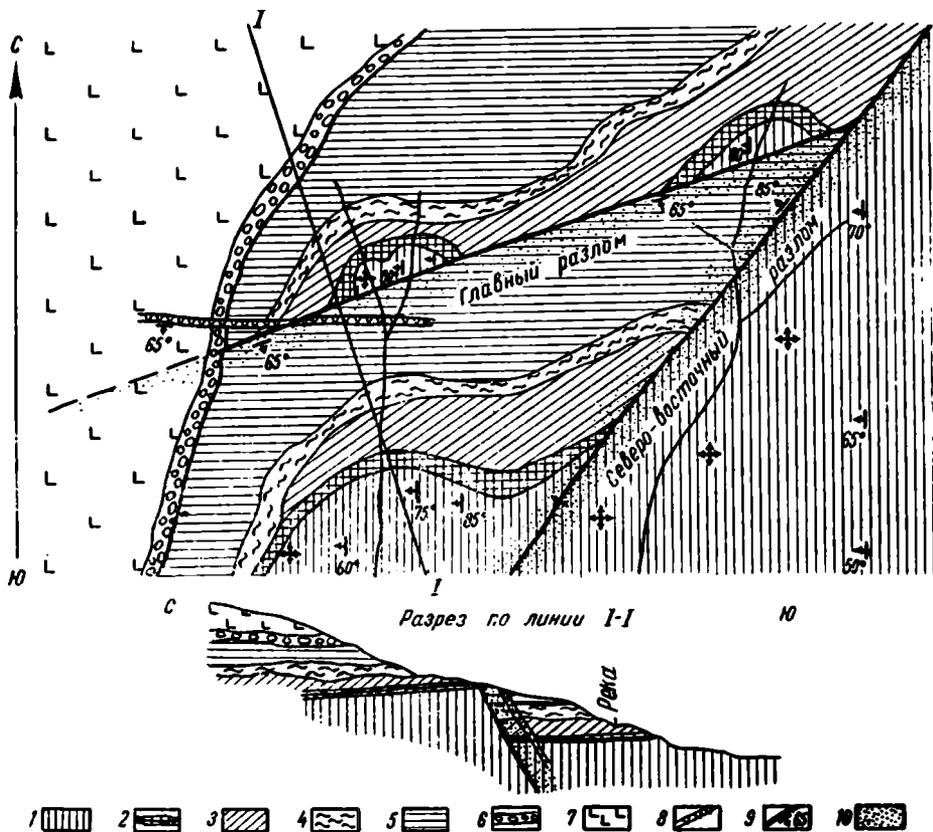
Породы этой свиты удалось разделить на пять горизонтов. Самый нижний из этих горизонтов достигает мощности 100 м и представлен серыми и светлосерыми кварцевыми порфирами. На размытой поверхности кварцевых порфиров залегает пласт слоистых туфов и туфобрекчий мощностью до 10—15 м. Этот пласт очень выдержан и прослеживается по простиранию на несколько километров.

Выше залегает мощная пачка светлосерых мелкозернистых туфов кварцевого порфира с тонкими проиласками бурых сферолитовых фельзит-порфиров. Общая мощность пород этого горизонта непостоянна и колеблется от 0 до 70 м.

На мелкозернистых туфах, а при их отсутствии — непосредственно на слоистых туфах и туфобрекчиях, лежат бурые флюидальные фельзиты. Мощность их изменяется от нескольких метров до 30—40 м. Заканчивается

разрез нижней свиты светлосерыми плитчатыми туфами, мощность которых превышает 100 м.

В северо-западной части района на размытой поверхности пород нижней свиты с угловым несогласием залегают породы верхней эффузивной свиты (см. фиг. 1). В основании ее прослеживается пласт светложелтых туфобрекчий мощностью 10—15 м, которые выше по разрезу



Фиг. 1. Схема геологического строения участка.

Нижняя свита: 1 — серые кварцевые порфиры; 2 — слоистые туфы и туфобрекчии; 3 — мелкозернистые туфы; 4 — бурые флюидалные фельзиты; 5 — светлосерые плитчатые туфы. Верхняя свита: 6 — светложелтые туфобрекчии; 7 — кварцевые порфиры. Разное: 8 — дайны диабазового порфирита; 9 — разломы; 10 — серицитизированные породы.

сменяются светлокоричневыми и темносерыми флюидалными кварцевыми порфирами. Максимальная мощность всей верхней свиты достигает 150 м.

Таким образом, обе свиты эффузивной толщи легко различаются в поле. Пласты верхней и нижней свит повсюду на описываемом участке залегают горизонтально, за исключением кварцевых порфиров нижней свиты, которые, при общем горизонтальном залегании, в восточной части района резко изгибаются и при меридиональном простирании приобретают падение на запад под углом от 50 до 90°. Из интрузивных пород в пределах описываемой площади известны лишь редкие дайны диабазового порфирита. Они имеют преимущественно северо-западное, реже широтное простирание и протягиваются на 200—300 м при мощности не более 1 м. Залегают дайны как в породах верхней, так и нижней свит.

Наиболее крупным тектоническим нарушением в описываемом районе является так называемый Главный разлом. Он прослеживается в северо-восточном направлении на протяжении до 2,5 км и падает на юго-восток по углом 65—70°. На востоке он сопрягается с разломом северо-восточного простирания и по другую сторону его не прослеживается.

Главный разлом рассекает породы нижней и верхней свит, но проявлен он в них по-разному. Среди пород нижней свиты прослеживается крупный тектонический шов, заполненный серозеленой глиной трения мощностью от 10 до 30 см. В всячем боку разлома породы интенсивно размяты и рассланцованы, мощность зоны раздробления достигает здесь 3—4 м. Параллельно основному нарушению в дробленых породах наблюдаются несколько более мелких тектонических швов. Эффузивы нижней свиты вблизи от разлома интенсивно серицитизированы. Общая мощность зоны серицитизации достигает 10 м.

В породах верхней эффузивной свиты Главный разлом представлен не столь отчетливо. Здесь нет четко обособленного тектонического шва с мощной глиной трения, и породы почти не раздроблены. Само нарушение выражено лишь полосой серицитизированных пород, в которых можно видеть тонкие тектонические швы, простирание которых соответствует общему направлению разлома. Количество этих швов невелико, и суммарная их мощность не превышает 2—3 см.

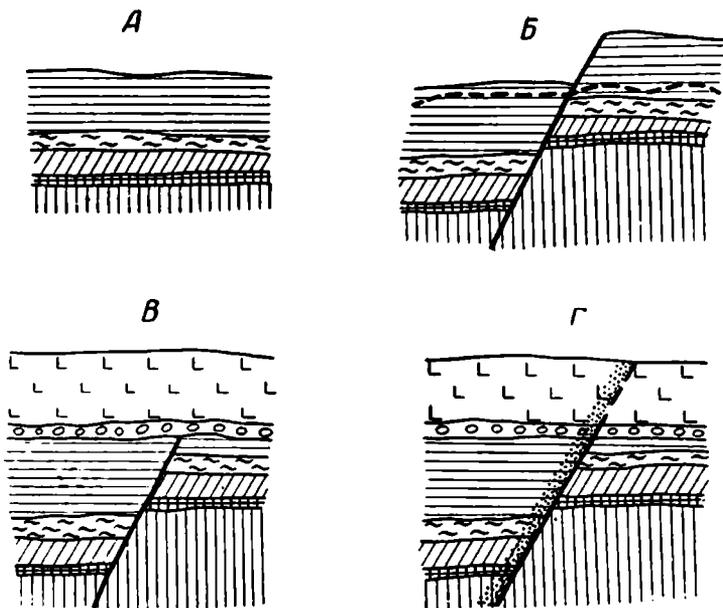
Из приведенного краткого описания видны резкие различия в строении Главного разлома при залегании его в породах нижней и верхней свит. Эти различия не случайны. Как будет показано ниже, они обусловлены особенностями формирования разлома и стоят в прямой связи с проявлением по нему разновременных подвижек.

Установить величину и направление перемещений по Главному разлому удалось только благодаря детальному расчленению эффузивной толщи на отдельные горизонты. Особенно отчетливо выделяются вертикальные движения при сопоставлении горизонтально залегающих пластов пород нижней свиты в всячем и лежащем боках разлома.

Как видно на схеме геологического строения участка и на разрезе к ней (см. фиг. 1), одни и те же горизонты нижней свиты по ту и другую сторону разлома залегают на различных уровнях. Так, пласты бурых фельзитов и горизонт слоистых туфов к югу от разлома расположены гипсометрически на 65—75 м ниже, чем к северу от разлома. Эта цифра показывает амплитуду, на которую юго-восточный блок пород опущен по разлому относительно северо-западного блока. Однако этому выводу противоречат соотношения пластов верхней свиты эффузивов по обе стороны разлома. Как видно на схеме геологического строения участка и на разрезах (см. фиг. 1; фиг. 2, Г), породы верхней свиты, залегающие горизонтально, как и пласты нижней свиты, обнажаются по обе стороны от Главного разлома на одном и том же гипсометрическом уровне. Следовательно, они не смещены по разлому в вертикальном направлении. Таким образом, получается, что вертикальная амплитуда перемещения по Главному разлому, измеренная по соотношению пластов более древней нижней свиты, равна 65—75 м, в то время как в более молодых породах верхней свиты смещения оказались настолько ничтожными, что не могут быть показаны на карте.

Анализ геологической обстановки приводит к выводу, что по Главному разлому происходили и горизонтальные движения прилежащих к нему блоков пород. В этом убеждает сопоставление пластов серых кварцевых порфиров нижней свиты по обе стороны Главного разлома.

Восточные их окраины, круто падающие на запад по обе стороны от разлома, не находятся на непосредственном продолжении друг друга, а несколько смещены. При этом намечается, что юго-восточный блок пород относительно северо-западного блока передвинут по плоскости Главного разлома к западу. Однако определить точно величину перемещения по разлому не удастся, так как серые кварцевые порфиры на большой площади закрыты более молодыми горизонтально залегающими пластами пород нижней свиты. В результате этого нельзя установить положение крутопадающих пластов серых кварцевых порфиров в непосредственной близости от разлома. Дополнительные данные



Фиг. 2. Схема развития Главного разлома (в разрезе).

А — первоначальное соотношение пород. Б — возникновение Главного разлома (пунктиром показан уровень дневной поверхности после размыва). В — профиль Главного разлома после залегания лав кварцевого порфира верхней свиты. Г — профиль разлома в настоящее время. Условные обозначения см. на фиг. 1.

по затронутым вопросам были получены при рассмотрении пространственных взаимоотношений Главного разлома с крупным северо-восточным нарушением.

Как видно на схеме геологического строения участка (см. фиг. 1), разломы сопрягаются по простиранию и падают навстречу друг другу. Угол падения Главного разлома равен $65-70^\circ$, а Северо-Восточного — $85-90^\circ$.

Путем графического построения устанавливается, что линия сопряжения обоих разломов склоняется к юго-западу; угол наклона ее к горизонту равен $55-60^\circ$. Блок пород, расположенный в остром углу между разломами, не несет в себе сколько-нибудь значительных зон раздробления и поэтому смещался как единое целое. Если бы линия сопряжения разломов имела вертикальное положение, смещение этого блока по Главному разлому соответствовало бы чистому сбросу, амплитуда которого по горизонтально залегающим пластам эффузивов определяется в $65-75$ м. В нашем же случае, когда линия сопряжения разломов наклонена на юго-запад, составляя с горизонтом угол в $55-60^\circ$, рассматриваемый блок

пород не мог смещаться по типу сброса. Опускаясь, он одновременно должен смещаться и к юго-западу в горизонтальном направлении. Иными словами, смещение блока должно иметь характер сбросо-сдвига.

Так как нам достоверно известны вертикальная составляющая смещения и наклон линии сопряжения разломов, то нетрудно вычислить амплитуду горизонтальной составляющей нарушения, которая для нижней свиты в плоскости Главного разлома оказывается равной 45—50 м.

Вместе с тем Главный разлом почти не нарушает залегания молодых кварцевых порфиров верхней свиты, равно как дайки диабазового порфирита широтного простирания в центре участка, хотя и раздробленной и серицитизированной. Отсюда следует, что перемещение пород нижней эффузивной свиты произошло до излияния лав кварцевого порфира верхней свиты и до внедрения даек диабазового порфирита.

Обобщая изложенные данные, историю развития тектоники описываемого участка в общих чертах можно представить следующим образом.

После отложения эффузивов нижней свиты был заложен Главный разлом и по нему произошли сбросо-сдвиговые перемещения довольно значительной амплитуды (см. фиг. 2, *Б*). Затем район был размыт, а рельеф по обе стороны от разлома сnivelирован (см. фиг. 2, *В*). На эту поверхность в дальнейшем произошло излияние лав кварцевого порфира верхней свиты, после чего в эффузивную толщу внедрились дайки диабазового порфирита. В дальнейшем по разлому происходили лишь незначительные подвижки, приведшие к его подновлению с образованием мелких тектонических швов среди кварцевых порфиров верхней свиты и к раздроблению даек диабазового порфирита (см. фиг. 2, *Г*). Вдоль этих швов и зон дробления проявились процессы серицитизации, захватившие как древние, так и более молодые эффузивы, а также дайки. Приуроченность зон серицитизации к тектоническим швам и раздробленным породам дает основание говорить о том, что последние возникли в результате преддурных движений по Главному разлому.

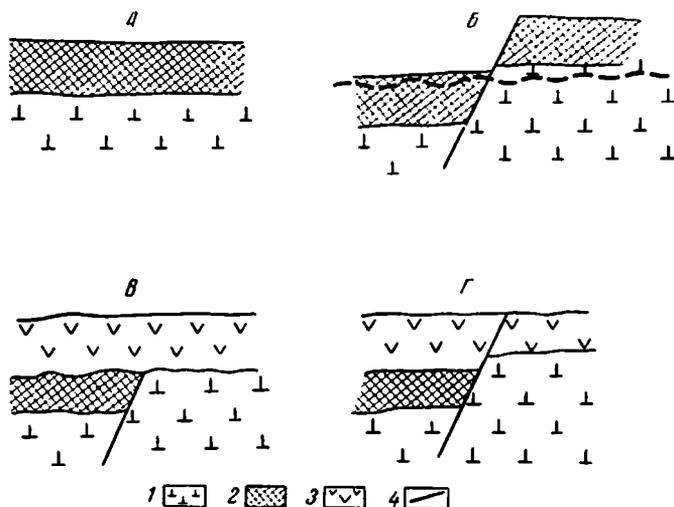
Таким образом, совершенно очевидно, что гидротермальный процесс протекал уже после излияния лав кварцевого порфира верхней свиты и внедрения даек диабазового порфирита, когда крупные перемещения по Главному разлому закончились и происходили лишь подвижки незначительных амплитуд.

Изложенный нами материал показывает, что путем изучения амплитуд смещения разновозрастных пластов пород по Главному разлому удалось более точно установить время его заложения и начало процесса минерализации. Помимо того, выяснение характера подвижек по Главному разлому позволило установить генетический характер трещин, оперяющих этот разлом, и наметить некоторые закономерности в локализации оруденения по ним.

Подобные же соотношения разлома с породами различного возраста наблюдались в соседнем районе, сложенном также в основном эффузивными породами — кварцевыми порфирами, фельзитами, туфами и порфиритами. По возрасту и литологическому составу эти породы разделяются на три толщи: нижнюю, среднюю и верхнюю. Все они пересекаются крупным разломом северо-западного простирания. Стратиграфические разрезы эффузивной толщи по обе стороны от разлома неодинаковы: к юго-западу от него распространены свиты нижняя и верхняя, а средняя свита отсутствует; с северо-востока к разлому примыкают все три свиты, последовательно сменяющие одна другую в разрезе.

При детальном изучении участка установлено, что здесь соотношения пород и разлома совершенно аналогичны описанным нами выше. Пласты

более древних свит (средний и нижний) смещены в плоскости разлома на несколько сотен метров по вертикали, в то время как амплитуда перемещения верхней свиты равна всего нескольким десяткам метров. На основании этого был сделан вывод о том, что главное смещение по Северо-Западному разлому произошло еще до отложения пород верхней свиты (фиг. 3, Б). При последующем размыве района средняя свита сохранилась только в опущенном блоке, расположенном к северо-востоку от разлома. В дальнейшем произошло излияние лав фельзита и кварцевого порфира, слагающих верхнюю свиту (фиг. 3, В). Позднейшие подвижки по разлому того же направления привели к незначительному перемещению пород (фиг. 3, Г).



Фиг. 3. Схема развития Северо-Западного разлома (в разрезе).

А — первоначальное соотношение пород. Б — заложение Северо-Западного разлома (пунктиром показан уровень дневной поверхности после размыва). В — профиль Северо-Западного разлома после излияния лав кварцевого порфира верхней свиты. Г — профиль разлома в настоящее время. 1 — породы нижней свиты; 2 — породы средней свиты; 3 — породы верхней свиты; 4 — разломы.

Таким образом, и в данном случае, путем сравнения разрезов эффузивных толщ по обе стороны от разлома, удалось подойти к расшифровке истории его развития.

Необходимо отметить, что район, в котором расположены описанные нами разломы, характеризуется широким развитием древних крупных разломов. Многие из них являются доэффузивными, так как в них обнаруживаются корни эффузивных свит. Часто вдоль разломов устанавливаются вулканические конусы и мелкие штоки интрузивных пород. В отдельных случаях в зоне разломов наблюдались дайки кварцевых порфиров, которые выше переходили в покровы эффузивных пород. Таким образом, наличие в районе древних доэффузивных нарушений подтверждается и с общегеологических позиций.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные нами примеры показывают, что изучение истории развития разломов помогает понять некоторые особенности геологического строения района. Так, в нашем случае, в связи с выяснением типа по-

движек по разлому, стало понятным выпадение из разреза эффузивной толщи средней свиты пород в приподнятом блоке.

Наблюдения над смещениями по разломам разновозрастных горизонтов в ряде случаев могут помочь в уточнении времени заложения разломов, а также в оценке амплитуды и типов смещения по ним в различные стадии их развития. Для описанных нами разломов можно сделать вывод, что движения с наибольшей амплитудой происходили по ним еще задолго до рудоотложения. Перед началом последнего и в процессе его формирования перемещения по разломам были незначительны.

Б. Л. РЫБАЛОВ

О ПРИМЕНИМОСТИ ЭЛЛИПСОИДА ДЕФОРМАЦИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

При изучении структур рудных полей и месторождений геологи нередко пользуются представлением об эллипсоиде деформации, заимствованном из механики и учения о сопротивлении материалов. Особо важное значение этому представлению придается при решении задач, связанных с выяснением истории формирования рудных месторождений жильного типа.

Но взгляды на возможность использования эллипсоида деформации у различных исследователей не одинаковы. Некоторые геологи, особенно за рубежом, все исследования пытаются свести к выяснению вероятного положения эллипсоида деформации при формировании структуры данного участка земной коры. При этом они нередко пренебрегают сколь угодно детальным изучением морфологии и генезиса рудоносных трещин, а классифицируют их лишь по относительному положению в общей геологической структуре района. Наличие нескольких систем трещин различного направления находит объяснение в изменении плана деформации. Такой упрощенный подход к расшифровке структур рудных месторождений вряд ли можно считать правильным, так как он по существу подменяет серьезное изучение искусственными построениями.

В целом ряде случаев представление об эллипсоиде деформации понимается догматически, и данные лабораторных экспериментов чисто механически пытаются приложить при объяснении природных явлений, без учета гораздо большей сложности происходящих здесь процессов.

Очень часто также забывают, что наблюдения над смещениями в природных условиях, как правило, позволяют достоверно судить лишь об относительных движениях отдельных блоков, пород, т. е. говорить о кинематике данной деформации. Нередко не учитывают, что одни и те же деформации могут являться результатом воздействия различно направленных сил.

Многие геологи, работающие над изучением структур рудных месторождений, совершенно отказались от применения представления об эллипсоиде деформации, разочаровавшись в его возможностях при объяснении и увязке между собой наблюдаемых в природе соотношений.

Наконец, целый ряд советских геологов оставляет это представление в качестве вспомогательного средства при решении отдельных вопросов. Практика показывает, что имеется много конкретных случаев, когда использование представления об эллипсоиде деформации оказывает исследователям существенную помощь.

В задачу данной статьи не входит подробное рассмотрение этого вопроса. Нас интересует лишь возможность применения эллипсоида деформации для определения направления смещений по рудоносным трещинам в различные моменты их формирования. Установление характера и направления дорудных и внутрирудных подвижек в плоскости рудоносных трещин имеет большое практическое значение, так как позволяет выяснить вероятное положение наиболее приоткрытых полостей, а стало быть, и рудных столбов. В тех случаях, когда рудоносная трещина пересекает неоднородные, например слоистые породы различного состава или какие-либо дайки, вопрос о направлении дорудных смещений может быть решен прямыми наблюдениями. Однако очень часто геолог имеет дело с однородными породами, среди которых нет каких-либо маркирующих горизонтов или даек. Тогда на помощь исследователю приходит анализ относительного положения трещин, оперяющих главную трещину, базирующийся на представлении об эллипсоиде деформации. Принципы такого анализа и возможности его применения неоднократно излагались в работах наших ученых: М. А. Усова (1940), А. В. Пэка (1939, 1947), А. В. Королева и других.

Однако использование закономерностей относительного положения оперяющих трещин для определения направления перемещений по главной рудоносной трещине нередко встречает ряд затруднений. Это связано прежде всего с тем, что формирование жильных рудных месторождений обычно представляет собой многостадийный процесс. Отложение различных минеральных ассоциаций, сменяющихся во времени одна другую, происходит на фоне многократных тектонических подвижек.

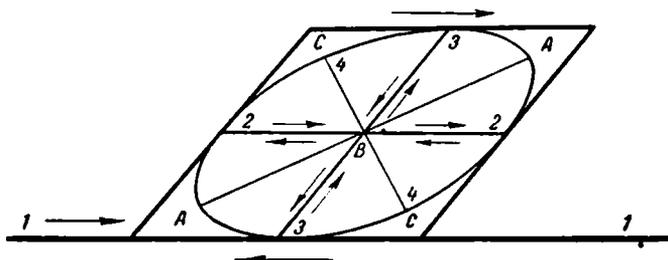
Ранее заложенные оперяющие трещины реагируют на эти подвижки и неоднократно подновляются. Видимое же смещение по главной рудоносной трещине, залеченной различными минеральными образованиями, в таких случаях будет результирующим и не даст ясного представления не только об амплитуде, но и о направлении перемещений отдельно перед каждой стадией минерализации. Для решения этого последнего вопроса однозначный ответ можно получить, лишь зная отдельно положение оперяющих трещин, заполненных образованиями какой-либо одной из стадий минерализации. Правда, вследствие явлений наложения такие возможности представляются крайне редко, но поиски таких примеров все же надо вести со всей настойчивостью.

Иногда для установления направления подвижек по рудоносной трещине используют наблюдения над перемещением в плоскости сопряженных с нею минерализованных оперяющих трещин скалывания. Действительно, из представления об эллипсоиде деформации вытекает, что направления смещений по оперяющим трещинам скалывания закономерно связаны с подвижками по главной трещине, как это видно из фиг. 1. В то же время в плоскостях оперяющих трещин разрыва никаких смещений не должно быть. Это явление действительно нередко наблюдается. Оно отмечается как для сдвиговых, так и для взбросовых перемещений, но обычно лишь в связи с подвижками по небольшим трещинам, особенно по минерализованным трещинам одной стадии заполнения.

Вместе с тем, нередко отмечаются случаи, когда направления подвижек, которые следовало бы ожидать исходя из представления об эллипсоиде деформации, не выдерживаются, и смещения по оперяющим трещинам скалывания имеют противоположные направления. В то же время отмечаются перемещения по трещинам, отвечающим по положению оперяющим трещинам разрыва. Такие факты некоторыми геологами расцениваются как показатели неприменимости представления об эллипсоиде деформации. Другие пытаются объяснить их последующим изменением плана деформации.

В нашем распоряжении также имеется целый ряд подобных наблюдений, противоречащих идеальной схеме деформации. Детальное изучение видимых соотношений смещенных блоков позволяет нам высказать несколько иное суждение по этому вопросу.

Обратимся к приведенным в работе зарисовкам. На фиг. 2, А схематически изображен план небольшого участка рудного поля, сложенного гранитами, среди которых проходит ряд даек гранодиорит-порфира и более молодых даек диабазового порфирита северо-восточного простирания. Как граниты, так и дайки пересекаются крупным крутопадающим



Фиг. 1. Теоретическая схема деформации пород при сдвиговом перемещении.

1—1 — главная трещина; 2—2 и 3—3 — оперяющие трещины скалывания; 4—4 — оперяющая трещина разрыва; А—А — большая ось эллипсоида; В—В — средняя ось; С—С — малая ось. Стрелки, как на этом, так и на последующих рисунках, показывают направления относительных смещений по трещинам.

нарушением широтного простирания. Вблизи последнего развиты северо-восточные оперяющие трещины скалывания (азимут простирания $20-30^\circ$) и северо-западные (азимут простирания $310-320^\circ$) трещины разрыва; обе эти системы трещин с удалением от нарушения быстро выклиниваются. Само нарушение и сопряженные с ним оперяющие трещины залечены кварцем с образованием жил различной мощности; главная жила на флангах имеет мощность 2—3 м, но местами в центральной части образует раздувы до 30—50 м; жилы, развитые по оперяющим трещинам, варьируют по мощности от 0,2 до 1 м.

По плоскости главного тектонического нарушения непосредственно наблюдается смещение пересекаемых им даек гранодиорит-порфира. В плане амплитуда перемещения достигает 50 м. Детальными наблюдениями доказано, что перемещение складывается из многократных подвижек в процессе минерализации, имеющих характер сдвиго-взбросов с преобладанием горизонтальной составляющей. Судя по перемещению даек и ориентировке оперяющих трещин устанавливается, что северный блок пород, прилегающий к тектоническому нарушению, смещен относительно южного блока к востоку.

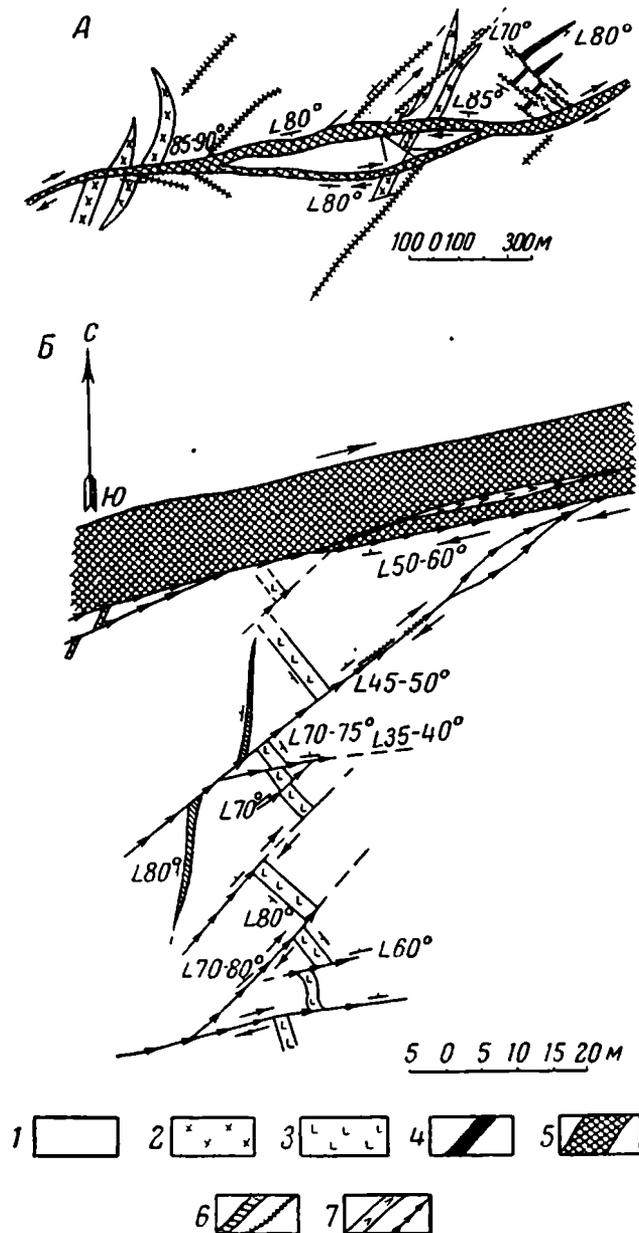
Интересные данные получены при изучении оперяющих трещин. Так, по одной из оперяющих трещин скалывания северо-восточного направления (азимут простирания $20-25^\circ$, падение на СЗ $\angle 75^\circ$) хорошо видно смещение меридиональной дайки гранодиорит-порфира. Видимая амплитуда смещения равна 15 м, причем северо-западный блок пород, прилежащих к трещине, смещен в северо-восточном направлении относительно юго-восточного блока, тогда как, согласно представлению об эллипсоиде деформации, при сдвиговых и взбросовых подвижках вдоль главной трещины смещения по оперяющим трещинам скалывания должны иметь противоположное направление.

Помято подвижек по главной трещине и оперяющим трещинам скалывания, в пределах рассматриваемого участка отмечаются смещения

и по некоторым северо-западным трещинам, также залеченным кварцем. По положению да и по форме они соответствуют оперяющим трещинам разрыва.

Более подробно мы остановимся на них несколько ниже.

На другом участке описываемого рудного поля среди гранодиоритов прослеживается другое тектоническое нарушение, также почти широтного простирания, падающее к северу под углом 50—70° (см. фиг. 2, Б). Оно залечено кварцевой жилой мощностью от 3—5 до 10—12 м и рассекается серией параллельных баритовых жил. Детальным изучением соотношения этих жил и вмещающих пород с применением микроструктурного анализа и наблюдениями над бороздами скольжения однозначно установлено, что по этому нарушению, как в до-рудное, так и во внутрирудное время, происходили сдвиги-взбросы с преобладанием горизонтальной составляющей. При этом в плане северный блок пород, прилежащих к нарушению, смещался к востоку относительно южного блока. В лежащем боку этой тектонической зоны развиты две системы трещин скалывания, залеченные баритом: одна из этих систем проходит параллельно ей, другая же имеет северо-восточное простирание и быстро выклинивается с удалением от нарушения.



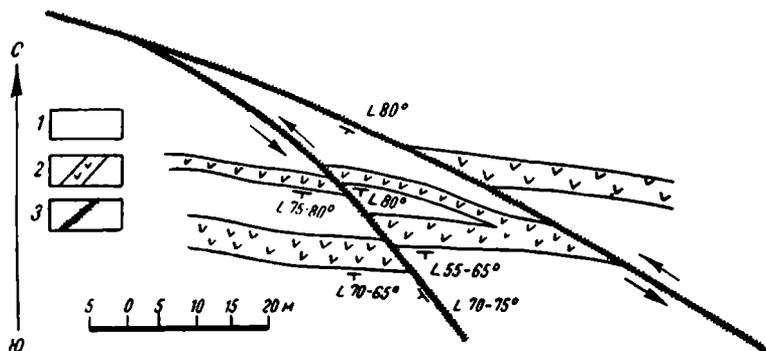
Фиг. 2. Смещения блоков пород вдоль главной минерализованной трещины и по сопряженным с нею оперяющим трещинам (в плане).

1 — гранодиорит; 2 — дайки гранодиорит-порфира; 3 — дайки диоритового порфирита; 4 — дайки диабазового порфирита; 5 — мощная кварцевая жила; 6 — кварцевые жилы; 7 — баритовые жилы.

Положение северо-восточных оперяющих трещин скалывания (азимут простирания 40—50°, падение на СЗ \angle 50—75°) находится в полном соответствии с отмеченным направлением относительного движения бло-

ков по главной зоне. Однако вдоль этих трещин отмечаются смещения северо-западных даек в направлении, обратном тому, какое следовало бы ожидать исходя из теоретической схемы; амплитуда смещения колеблется от 1—2 до 10—12 м. В то же время по широтным сопряженным трещинам наблюдаются смещения того же направления, что и по главной трещине.

Совершенно аналогичные соотношения отмечаются и в целом ряде других участков рудного поля. Подобные наблюдения нами сделаны также и в пределах рудного поля, соседнего с описанным выше. Небольшой участок его изображен на фиг. 3. Это рудное поле сложено преимуще-



Фиг. 3. Смещение блоков пород по главной трещине и по оперяющей трещине скалывания (в плане).

1 — туф сферолитового порфира; 2 — дайки диабазового порфирита; 3 — кварцево-карбонатные жилы с хлоритом.

ственно кислыми эффузивами, которые пересечены крутопадающими минерализованными нарушениями. Целый ряд данных по смещениям даек и контактов различных пород, а также наблюдения над бороздами скольжения показывают, что и по этим нарушениям предрудные подвижки имели характер сдвигов или взбросо-сдвигов. По оперяющим же трещинам скалывания также отмечаются смещения, обратные тем, какие можно было бы предполагать исходя из представления об эллипсоиде деформации. Наиболее четко такие обратные подвижки заметны по диагональным трещинам, располагающимся между основными трещинами.

Заслуживает особого упоминания тот факт, что нередко главная минерализованная трещина имеет значительные раздувы в тех частях, где она образует тупые углы с оперяющими трещинами скалывания (фиг. 4, А).

Приведенные нами наблюдения над обратными смещениями по оперяющим трещинам скалывания нельзя объяснить резкой сменой плана деформации в процессе формирования рудного поля. Если бы это имело место, то на отдельных участках можно было бы видеть обратные смещения как по главной трещине, так и по трещинам, ей параллельным. Однако этого не отмечается. Более того, детальные исследования многих геологов в пределах целого ряда рудных полей, расположенных по соседству с изученными нами, показывают, что в течение всего процесса минерализации план деформации здесь существенно не менялся; дорудные и внутрирудные подвижки по рудоносным трещинам всюду имели характер взбросо-сдвигов. Впрочем, даже если и допустить, что в процессе формирования месторождения имело место изменение плана деформации, вызвавшее обратные перемещения по главным трещинам, это никак не могло бы объяснить обратных смещений по оперяющим трещинам.

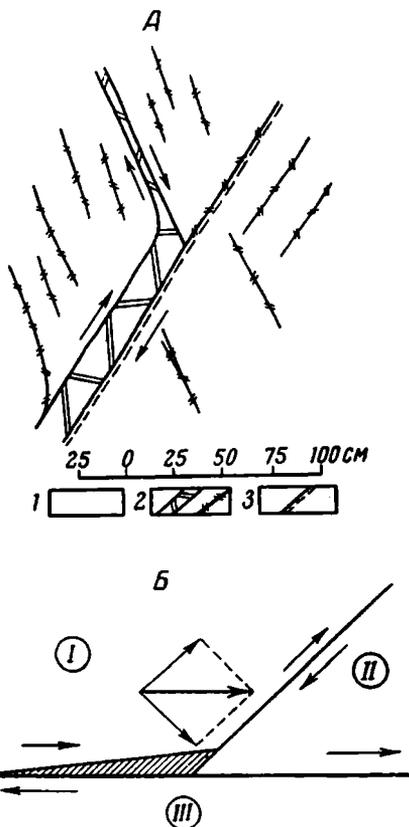
Нам, как и ряду других геологов, изучавших описываемый рудоносный район (Н. С. Горшков, Л. И. Лукин и др.), представляется, что такие факты, противоречащие теоретическим положениям, находят иное объяснение. Это объяснение вытекает из анализа фактического материала, говорящего о последовательном развитии рудоносных трещин во времени и о значительно большей сложности природных процессов по сравнению с условиями эксперимента.

Формирование рудоносных трещин в общих чертах представляется следующим образом. Вначале вдоль каких-либо ослабленных направлений закладываются главные трещины или системы трещин. Оперяющие трещины могут возникнуть как при напряженном состоянии пород, одновременно с образованием главных трещин, так и в начальные стадии последующих движений по ним. В этот момент кинематическая обстановка в общих чертах, очевидно, соответствует теоретической схеме. Именно поэтому, вероятно, при небольших смещениях по коротким трещинам с одностадийным заполнением наблюдаются подвижки в направлении, соответствующем представлению об эллипсоиде деформации.

В дальнейшем движения вдоль трещин проявляются более сложно, в зависимости от конкретной геологической обстановки. Взаимные перемещения разделенных трещинами блоков в общем случае уже не укладываются в представление об эллипсоиде деформации для момента заложения этих трещин. Более того, как мы постараемся показать ниже, вряд ли можно ожидать, чтобы при последующем тектоническом развитии данного участка относительные движения блоков имели те же направления, что и при заложении.

Интересно отметить, что в ряде случаев обратные движения вдоль

отдельных оперяющих трещин создают свои трещины оперення, сопряженные с ними. Возникновение их, как и следовало ожидать, подчинено местным закономерностям, т. е. движению отдельных небольших блоков, ограниченных этими трещинами, и не укладывается в общую теоретическую схему деформации данного участка. В этих условиях около трещин, вдоль которых происходит движение этих частных блоков, образуются оперяющие трещины скалывания и разрыва второго, третьего и более высоких порядков, т. е. развивается сложная система ветвящихся трещин. Это создает резко выраженную анизотропию породы и еще более усложняет условия последующих деформаций.



Фиг. 4. Приоткрывание главной трещины в месте сочленения с оперяющей трещиной скалывания.

А — увеличение мощности жилы сидерита в месте приращения минерализованной оперяющей трещины скалывания (зарисовка части стенки ивериплага). 1 — туф сферолитового порфира; 2 — сидеритовые жилы; 3 — тектоническое нарушение с глининой трещиной. Б — схема смещения по оперяющей трещине скалывания с одновременным приоткрыванием главной трещины (в плане).

Для выяснения тектонической обстановки при дальнейшем формировании рудоносных трещин обратимся к некоторым фактам, отмеченным нами при детальном наблюдении над их морфологией.

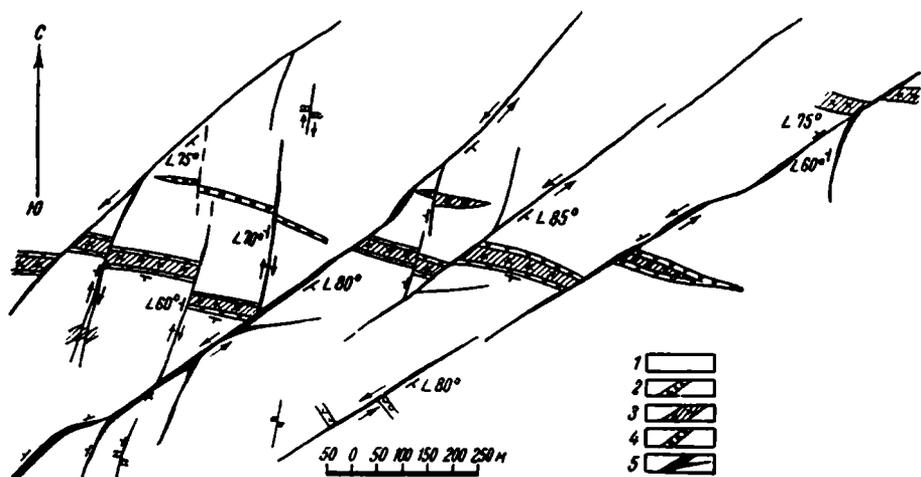
Мы уже указывали, что в случае сдвиговых и сдвиго-надвиговых перемещений по главным минерализованным трещинам иногда отмечаются раздувы в тех участках, где они образуют тупые углы с оперяющимися трещинами скальвания. Этот факт находит себе такое объяснение (см. фиг. 4, Б). В момент, следующий за возникновением трещин, блок пород I, расположенный в тупом углу между главной трещиной и оперяющей трещиной скальвания, при подвижках по главной трещине опережает в своем движении прилежащий блок II. При этом он упирается в него и начинает скользить по трещине оперения в направлении от главной трещины, что и вызывает приоткрывание в плоскости последней. В иных конкретных условиях блок II может выжиматься из клина, образованного главной и оперяющей трещинами, и соответственно опережать в своем движении блок I. Тогда смещение по оперяющей трещине будет иметь направление, отвечающее теоретической схеме деформации для момента заложения трещин.

Целый ряд наблюдений над особенностями минерализованных трещин подтверждает такое представление. Действительно, в пределах описываемого рудного поля неоднократно отмечалось, что дорудная тектоническая глинка, развитая в главном нарушении, непрерывно переходит и в оперяющую трещину скальвания, плавно изгибаясь в соответствии с тупым углом между ними. Остроугольный клин пород, зажатый между двумя такими трещинами, нередко бывает сильно раздроблен и перемят; в нем часто заметны чешуйчатые плоскости отслаивания и диагональные дугообразные мелкие нарушения. Иногда также отмечается, что оперяющая трещина скальвания при приближении к главной трещине постепенно плавно меняет свое простирание или падение и приключается к ней под более острым углом (см. фиг. 3 и 4, А).

Таким образом, места сочленения оперяющих трещин с главной в более позднюю стадию их развития можно рассматривать как участки разделения главной трещины на две ветви. Поэтому движение по главной трещине здесь разлагается на две составляющие (см. фиг. 4, Б). За счет этого амплитуда смещения по ней на участке, расположенном по другую сторону оперяющей трещины, должна несколько уменьшиться. Такую возможность, видимо, следует учитывать при объяснении причин уменьшения амплитуды перемещения вдоль нарушения, а также и его выклинивания.

До сих пор мы рассматривали закономерности в проявлении подвижек по главным рудоносным трещинам и по сопряженным с ними оперяющим трещинам скальвания. Но мы уже отмечали, что иногда можно наблюдать смещения по оперяющим трещинам, которые по форме и по положению относительно других трещин должны быть отнесены к разрывным. Подвижки по таким трещинам сказываются чаще всего в развитии тектонической глинки трения, зеркал с бороздами скольжения в призальбантовых участках, а также в смещениях пересекаемых трещинами даек или контактов различных пород. В этом отношении значительный интерес представляет участок рудного поля, изображенный схематически на фиг. 5. Участок сложен гранитами, среди которых залегают серия даек гранодиорит-порфира, диоритового порфирифта и фельзит-порфира. Все эти породы пересечены системой параллельных трещин северо-восточного простирания, падающих круто к юго-востоку и залеченных кварцем и баритом. Общая амплитуда подвижек по этим трещинам колеблется в плане от 25 до 250 м, причем во всех случаях северо-западные блоки прилежащих к ним пород смещены к юго-западу относительно юго-восточных блоков.

Вблизи главных минерализованных трещин и между ними отмечается серия почти меридиональных трещин, к которым также приурочены кварцево-баритовые жилы. Эти трещины по своему положению относительно главной трещины (если учесть направление смещения по ней) отвечают оперяющим трещинам разрыва. Однако вдоль многих из них отмечаются совершенно закономерные смещения прилегающих блоков пород; амплитуда смещений в плане колеблется от 0,5 до 5—7 м.



Фиг. 5. Схема строения участка рудного поля с многочисленными смещениями по главным нарушениям и по оперяющим трещинам разрыва (в плане).

1 — гранодiorиты; 2 — дайки диоритового порфирита; 3 — дайки гранодiorит-порфира; 4 — дайки фельзит-порфира; 5 — тектонические нарушения, залеченные кварцево-баритовыми жилами.

Совершенно аналогичные факты можно наблюдать также и на другом минерализованном участке, изображенном на приведенной выше фиг. 2. Здесь также отмечаются смещения по северо-западным трещинам, сопряженным с крупным тектоническим нарушением и отвечающим по положению и по форме оперяющим трещинам разрыва.

Приведенные факты, противоречащие теоретической схеме эллипсоида деформации, находят, с нашей точки зрения, объяснение также в истории развития трещин, а именно в последующих проскальзываниях блоков по оперяющим трещинам разрыва в связи с многочисленными смещениями вдоль главных трещин. Ранее возникшие оперяющие трещины разрыва служат границами раздела блоков, прилегающих к главной трещине. При повторных подвижках по последней, в силу ряда причин, отдельные блоки могут двигаться с различной скоростью. Это приводит к «наползанию» их друг на друга и вызывает подвижки по трещинам, заложенным как оперяющие трещины разрыва. Для обоих только что рассмотренных нами случаев можно себе представить, что остроугольный блок пород, ограниченный оперяющей и главной трещинами, двигался несколько быстрее соседнего тупоугольного блока, лежащего по другую сторону оперяющей трещины. При иных условиях, если быстрее движется тупоугольный блок пород, смещение по оперяющей трещине, заложенной как трещина разрыва, будет иметь противоположное направление.

Рассмотрение имеющихся у нас материалов по смещениям вдоль главных и оперяющих трещин показывает, что во многих случаях отмечаются факты, которые, на первый взгляд, не укладываются в представление об эллипсоиде деформации и, казалось бы, прямо ему противоречат.

Однако выяснение истории развития трещин показывает, что формирование рудоносных трещин представляет собой длительный процесс, развивающийся часто в весьма сложной тектонической обстановке. Теоретическое представление об эллипсоиде деформаций в ряде случаев хорошо объясняет закономерности взаимного расположения трещин на данном участке земной коры для момента их возникновения или начальной стадии движения по ним. При последующих подвижках создаются уже иные, более сложные тектонические условия, которые приводят и к иным закономерностям в смещениях блоков по ранее образованным трещинам. Эти закономерности будут выражены своими частными эллипсоидами деформации для каждого отдельного блока пород, хотя общий план деформации может существенно не изменяться во все время развития рудоносных трещин. С учетом этого теоретическое представление об эллипсоиде деформации с успехом может использоваться при решении отдельных конкретных вопросов, связанных с изучением структур рудных месторождений.

Отмеченные закономерности вряд ли можно рассматривать как частные, характерные лишь для описываемого нами участка. Вероятно, они могут быть обнаружены при детальном изучении соотношений минерализованных трещин и в других рудных районах. Вместе с тем должны быть поставлены также экспериментальные работы, поскольку многочисленные проделанные до сих пор опыты обычно ограничивались лишь исследованиями момента возникновения трещин, не затрагивая закономерностей образования оперяющих трещин при последующем движении блоков.

Проведение таких исследований позволит более обоснованно подойти к расшифровке сложной истории формирования рудоносных трещин и окажет большую помощь практике в познании закономерностей распределения оруденения в рудных месторождениях жильного типа.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- П э к А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1939.
- П э к А. В. Некоторые вопросы трещинной тектоники в рудничной геологии. Сов. геол., 1947, № 20.
- У с о в М. А. Структурная геология. Госгеолгиздат, 1940.

В. Ф. ЧЕРНЫШЕВ

О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ В ПОЛОЖЕНИИ ОПЕРЯЮЩИХ ТРЕЩИН
СКАЛЫВАНИЯ И РАЗРЫВА

Давно известно, что в рудных месторождениях полезные компоненты часто распределяются не равномерно, а образуют обогащенные участки или, как принято их называть, рудные столбы. Выяснение закономерностей их расположения в пространстве чрезвычайно важно для рационального направления геологоразведочных работ.

Обычно о положении рудных столбов судят путем сопоставления полученных при подземной документации и опробовании данных, касающихся поведения рудных жил или рудоносных зон на разных горизонтах. Однако такой эмпирический способ применим только на месторождениях, достаточно хорошо вскрытых на глубину. В начальные же этапы изучения месторождений горные выработки часто задаются вслепую, что приводит к удорожанию разведочных работ, а иногда и затрудняет правильную оценку перспектив разведываемого объекта.

В то же время, на основании детального изучения рудных месторождений лишь на поверхности, по естественным обнажениям и в канавах, часто удается установить наиболее вероятное положение в пространстве обогащенных рудных участков. Существенную помощь при этом оказывает знание общих закономерностей образования рудных столбов.

Рассмотрение различных способов образования рудных столбов не входит в задачу данной статьи. Нас будут интересовать лишь рудные столбы, развивающиеся в местах приоткрывания искривленных трещин в связи с предрудными подвижками в их плоскости.

Как известно, положение таких приоткрывающихся участков (а следовательно, и рудных столбов) определяется прежде всего характером и направлением смещения в плоскости рудоносной трещины. Так, при перемещениях, условно называемых сдвигами по часовой стрелке (фиг. 1, А), и при сбросах приоткрываются участки, характеризующиеся большими азимутами простирания и большими углами падения. Соответственно, перемещения обратного знака (см. фиг. 1, Б) приводят к приоткрыванию трещин на интервалах с меньшими азимутами простирания и углами падения. Совершенно очевидно, что определение направлений подвижек в плоскости рудоносных трещин имеет чрезвычайно важное значение.

Если рудоносная жила или система жил пересекает различные породы (например, пласты или дайки), то о характере и направлении подвижек в плоскости рудных трещин судят по относительному смещению контактов вмещающих пород.

В тех же случаях, когда рудоносные жилы залегают среди однородных пород, непосредственно установить направление дорудных смещений в плоскости рудоносной трещины не представляется возможным. Тогда прибегают к изучению положения относительно рудоносной трещины сопряженных с нею оперяющих трещин скалывания и разрыва, возникающих, как известно, в связи с подвижками по главной трещине.

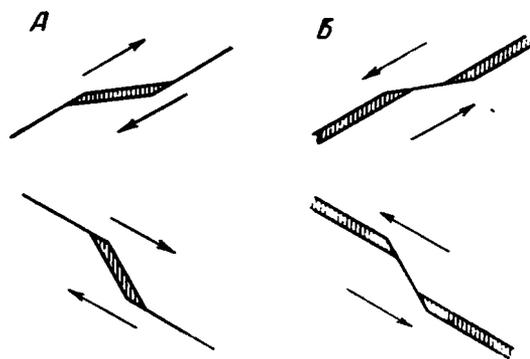
Образование в зальбандах сместителей таких оперяющих трещин, иногда также называемых рубцовыми, и закономерности их положения неоднократно отмечались в работах наших исследователей — А. В. Пэка, М. А. Усова, А. В. Королева и др. Подчеркивалось также, что как разрывные, так и скалывающие трещины оперения присутствуют совместно. Они располагаются под острыми углами к главной трещине и образуют между собой угол, приближающийся к прямому. В общем случае линия сопряжения главной и оперяющих трещин, расположенная в плоскости главной трещины, образует прямой угол с направлением смещения по последней. При этом стрелка, показывающая направление смещения, обращена в сторону острого угла, образованного главной трещиной и примыкающей к ней оперяющей трещиной разрыва, и в сторону тупого угла между основной трещиной и оперяющей трещиной скалывания. Пользуясь этой закономерностью, удается однозначно решить вопрос о направлении дорудных подвижек в плоскости минерализованных трещин.

Как уже указывалось, оперяющие трещины скалывания и разрыва часто совместно сопровождают одну и ту же трещину. Однако они редко развиваются на одних и тех же интервалах. Как правило, там, где имеются трещины одного типа, трещины второго типа отсутствуют.

Наблюдения, проведенные нами на ряде жильных гидротермальных месторождений одного из рудных районов Средней Азии, показали, что в положении обоих типов сопряженных трещин имеется определенная закономерность, которая, как нам представляется, имеет существенное значение для выяснения вероятного положения обогащенных рудных участков в пространстве.

В этом районе все осмотренные жильные месторождения приурочены к выдержанным крутопадающим тектоническим трещинам, которые, при общем северо-восточном простирании, нередко образуют изгибы, приближаясь к меридиональному или, наоборот, широтному направлению (фиг. 2). При этом интервалы рудоносных жил с азимутами простирания, приближающимися к широтным, как правило, выполнены кварцево-карбонатной массой с пиритом, халькопиритом, галенитом и другими рудными минералами и нередко характеризуются гребенчатым сложением. В то же время участки их с азимутами простирания, близкими к меридиональным, обычно затерты, выполнены глиной трения и лишь местами слабо минерализованы. Такой характер рудоносных трещин с несомненностью указывает на приоткрывание перед рудоотложением участков с близкими к широтному простиранием.

Все основные рудоносные трещины сопровождаются минерализованными разрывными и скалывающими оперяющими трещинами; первые

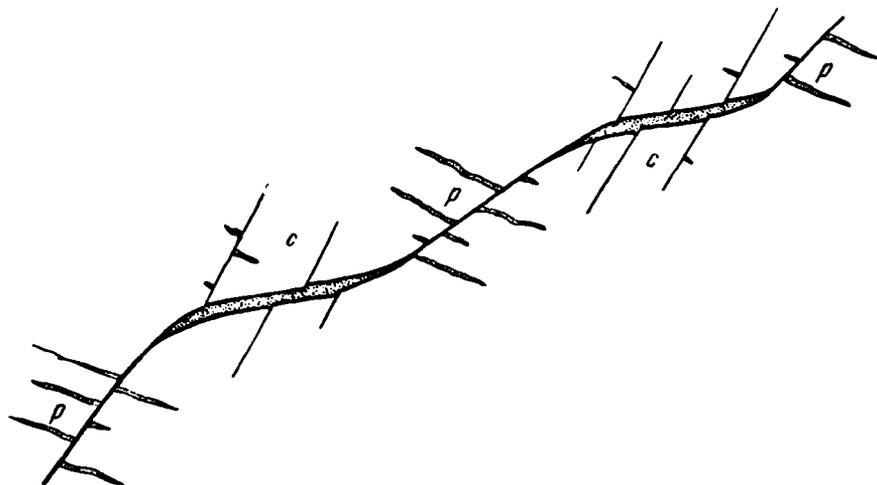


Фиг. 1. Приоткрывания изогнутых трещин при сдвигах.

А — «по часовой стрелке» и Б — «против часовой стрелки» (в плане). Стрелки на всех рисунках показывают направления относительных смещений.

из них имеют простирание, близкое к широтному, вторые проходят почти в меридиональном направлении. Оперяющие трещины разрыва почти всегда заполнены рудной массой того же состава, нередко образующей мощные скопления, в то время как оперяющие трещины скальвания большей частью затерты или содержат маломощные рудные проводнички.

Соответственно описанным соотношениям однозначно устанавливается, что перед рудоотложением в плоскости минерализованной трещины происходили подвижки, при которых северо-западный блок смещался к северо-востоку.



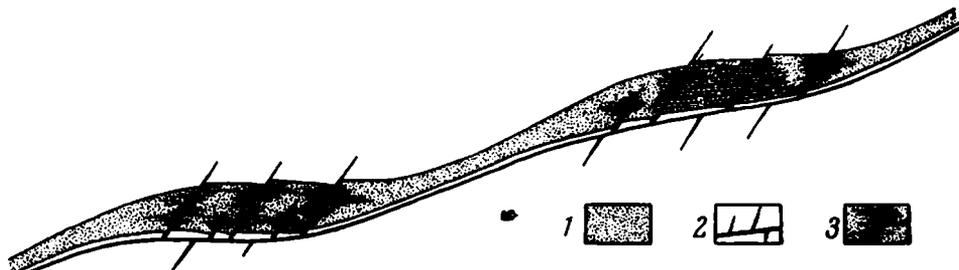
Фиг. 2. Изогнутая по простиранию минерализованная трещина с оперяющими трещинами скальвания *с* и разрыва *р* (в плане).

Весьма характерно, что в осмотренных месторождениях оперяющие трещины разрыва встречаются преимущественно лишь там, где основные минерализованные трещины проходят под меньшими азимутами простирания, т. е. там, где они притерты. И, наоборот, для интервалов с большими азимутами простирания, т. е. для участков приоткрывания, заполненных рудной массой, характерно развитие оперяющих трещин скальвания (см. фиг. 2).

Интересные наблюдения над распределением оперяющих трещин были сделаны при изучении одного скарнового месторождения. В формировании этого месторождения отчетливо различаются две стадии (фиг. 3). К первой стадии относится образование крутопадающей жильобразной скарновой залежи восток-северо-восточного простирания с местными отклонениями до широтного и северо-восточного. В первую стадию образовались моноклинные пироксены диопсид-геденбергитового ряда, гранаты андрацит-гроссулярового ряда, родонит, эпидот и другие скарновые минералы. Во вторую стадию формирования месторождения по лежащему боку скарновой зоны, параллельно ее контакту с вмещающими породами, образовался разлом. Вдоль него произошло смещение северо-западного блока месторождения к северо-востоку, которое отчетливо устанавливается непосредственно по перемещениям контактов. Кроме того, с ним связаны оперяющие трещины, преимущественно сколового типа. Они характеризуются почти меридиональным простиранием при крутых углах падения и развиты главным образом на интервалах приоткрывания, где разлом имеет широтное простирание. В зальбандах оперяющих трещин первого порядка, в пределах зоны скарнов, расположена сеть мелких оперяющих трещин, с широтным и меридиональным простираниями, также имеющими

преимущественно сколовый характер. Слабое развитие на месторождении оперяющих разрывных трещин, очевидно, связано с тем, что значительная часть зоны залегает среди достаточно пластичных известняков.

С трещинами второй стадии формирования месторождения связано разложение скарновых минералов, сопровождающееся развитием интенсивной рудной минерализации. В оперяющих трещинах скола первого и высших порядков располагаются жилки существенно кварцево-карбонатного состава с галенитом, реже с пиритом и халькопиритом. В зальбандах этих жилок главные минералы скарновой зоны — пироксен и



Фиг. 3. Положение обогащенных участков двух стадий минерализация в рудоносной зоне (в плане).

1 — минералы первой (скарновой) стадии: моноклинные пироксены, гранаты, родонит, эпидот и др.; 2 — предрудные тектонические нарушения; 3 — минералы второй (рудной) стадии минерализации: галенит, офалерит, пирит, халькопирит, гематит, кварц, карбонат, хлорит, амфибол и др.

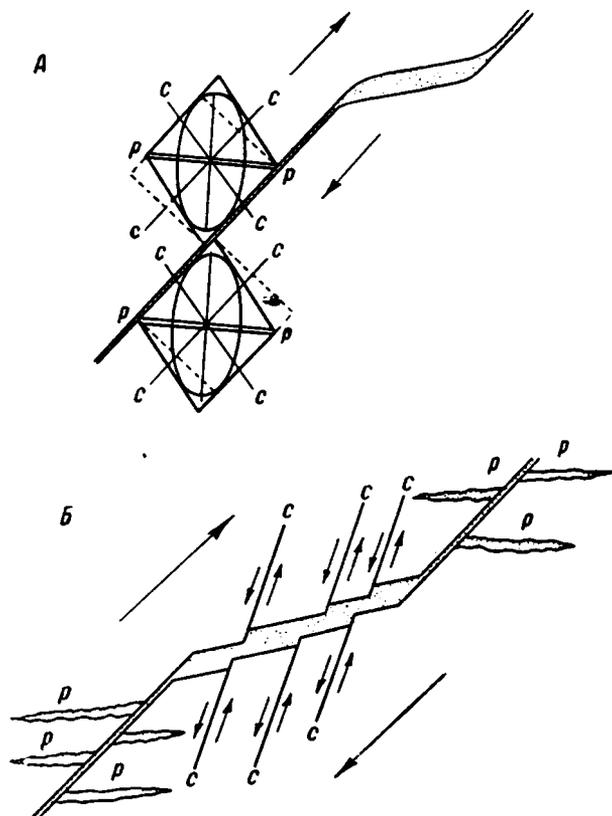
гранат — замещаются агрегатом кварца, карбоната, хлорита и амфибола с вкрапленностью сульфидов. Интенсивность изменения скарнов и рудной минерализации уменьшается с удалением от крупных оперяющих трещин первого порядка. При этом участки, наиболее обогащенные рудой, расположены на отрезках широтного простирания зоны, т. е. как раз там, где распространены оперяющие трещины скальвания.

Таким образом, и на этом месторождении оперяющие трещины скальвания расположены на приоткрывающихся интервалах главной трещины. Свообразие этого месторождения выражается в том, что обогащенные рудой блоки приурочены к участкам пересечения скарнов трещинами скальвания, оперяющими разлом, возникший во вторую стадию формирования месторождения.

Отмеченные нами закономерности в положении оперяющих трещин скальвания и разрыва находят объяснение в различии структурных условий на различно ориентированных отрезках главной трещины.

Способ образования обеих систем оперяющих трещин можно пояснить следующим образом (фиг. 4, А). Если по какой-либо трещине происходит смещение, то некоторый мысленно выделенный куб, примыкающий к ней, деформируется в связи с трением по поверхности трещины. Шар, вписанный в этот куб до начала деформации, переходит при этом в эллипсоид. Его круговые сечения определяют положение оперяющих трещин скальвания, а перпендикулярно к его длинной оси развиваются оперяющие трещины разрыва. Необходимым условием образования всякой трещины скальвания является наличие относительного смещения в ее плоскости. Поэтому на тех участках, где основная трещина притерта, возникновение оперяющих трещин скальвания очень затруднено. В то же время трение одной стенки главной трещины о другую, к тому же при постоянном наличии неровностей, создает на этих участках условия, благоприятные для развития оперяющих трещин разрыва. Скольжение здесь возможно лишь параллельно плоскости главной трещины, что и приводит к образованию вблизи от нее полос рассланцевания.

Наоборот, в местах приоткрывания главной трещины трение в ее плоскости отсутствует, и появление оперяющих трещин разрыва вряд ли возможно. Зато именно на этих интервалах имеются условия, благоприятные для образования оперяющих трещин скалывания, поскольку участки приоткрывания позволяют проявиться подвижкам в их плоскости (фиг. 4, Б).



Фиг. 4. Образование оперяющих трещин скалывания (с) и разрыва (р).

А — схема образования оперяющих трещин с одновременным приоткрыванием главной трещины.

Б — возникновение оперяющих трещин скалывания и разрыва на разных участках искривленной трещины при сдвиге (в плане).

В соответствии с этим нам представляется, что отмеченная для некоторых жильных месторождений Средней Азии закономерность в положении оперяющих трещин скалывания и разрыва может иметь и более широкое значение. Во всяком случае, ее необходимо учитывать, так как уже на поверхности по наличию оперяющих минерализованных трещин того или другого типа можно предвидеть положение в пространстве обогащенных рудных участков (или рудных столбов) в пределах главной рудоносной трещины.

ЛИТЕРАТУРА

П э к А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1939.

П э к А. В. Некоторые вопросы трещинной тектоники в рудничной геологии. Сов. геол., 1947, № 20.

А. Б. КАЖДАН

**О ЗНАЧЕНИИ НЕКОТОРЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР ДЛЯ
ЛОКАЛИЗАЦИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ****ВВЕДЕНИЕ**

Современная геологическая наука рассматривает гипогенное рудообразование как одно из звеньев в сложной цепи взаимосвязанных геологических процессов, происходящих в земной коре. Для решения вопросов геологического контроля процессов рудообразования советские геологи стремятся познать связи между распределением оруденения и геологическим строением рудоносных районов. При этом внимание обращается на все формы проявления единого геотектонического процесса, поскольку все они в той или иной степени предопределяют направленность процессов рудообразования.

Подобные исследования проводились в течение нескольких лет под руководством автора в одном из рудоносных районов Советского Союза. В комплекс исследований входили поисково-съёмочные работы, шпиховая съёмка, специальные петрографические и структурные наблюдения, а также более детальное изучение районов рудопроявлений, рудных полей и отдельных рудных месторождений. Ниже излагаются краткие результаты, полученные после обработки и обобщения материалов полевых наблюдений.

Описываемый район расположен в пределах молодой складчатой области с общим простиранием складок, близким к широтному. Центральная ее часть сложена метаморфическими сланцами докембрия и метаморфизованными осадками палеозоя. Древнее палеозойское ядро окружено комплексом осадочно-эффузивных пород мезо-кайнозойского возраста. Весь массив в целом представляет собой сложно построенный антиклинорий с осевой частью, проходящей примерно по середине района.

Центральная часть антиклинория осложнена крупным массивом гранитоидов и в значительной степени уничтожена процессами последующей эрозии. По возрасту этот массив связывается с проявлениями альпийской складчатости.

Упомянутые выше геологические работы проводились в пределах восточной части интрузивного массива и по его периферии, сложенной палеозойскими и мезо-кайнозойскими эффузивно-осадочными породами.

Наиболее древними породами стратиграфического разреза, залегающими в ядре антиклинория, являются кристаллические сланцы и роговики докембрия — нижнего палеозоя, развитые в западной части района. По петрографическому составу это преимущественно амфиболовые, хлоритовые и кварцево-слюдистые сланцы, с прослоями кварцево-полевошпатовых роговиков.

Стратиграфически выше, в основании центральной полосы палеозойских пород, залегают осадочно-вулканогенная толща среднего палеозоя мощностью более 2500 м. Толща состоит из чередующихся прослоев черных глинистых сланцев и эффузивных пород основного состава, среди которых главная роль принадлежит диабазовым порфиритам. Взаимоотношения толщи с породами докембрия — нижнего палеозоя неясны, так как непосредственных контактов между ними не наблюдалось.

Верхняя свита палеозойских пород начинается пачкой фаунистически охарактеризованных известняков, относящихся к верхнедевонскому возрасту. Пачка эта достигает 500 м мощности и представлена метаморфизованными известняками с прослоями глинисто-карбонатных сланцев. Выше по разрезу идут зеленовато-серые порфириты, их туфы и микротуфобрекчии, макроскопически неотличимые от порфиритов. Общая мощность свиты превышает 2000 м.

На палеозойских породах резко несогласно и с перерывом в отложении залегают мощная толща мезо-кайнозоя, представленная чередованием основных и средних эффузивных пород, известняков, мергелей и песчано-глинистых отложений. Общая мощность мезо-кайнозойских пород достигает нескольких тысяч метров.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Породы интрузивного комплекса отличаются крайней сложностью, изменчивостью петрографического состава и наличием многочисленных взаимопереходов одних разновидностей в другие. В процессе полевых работ, по обнаруженным и праслеженным интрузивным контактам между породами различного состава, удалось расчленить весь массив на четыре группы разновозрастных интрузий и установить последовательность внедрения каждой из них.

Камеральная обработка собранного каменного материала проводилась с применением интеграционного столика, что позволило положить в основу диагностики интрузивных пород вполне объективные данные количественных соотношений породообразующих минералов. В результате этих работ было установлено, что валовой состав пород отдельных групп интрузий закономерно изменялся во времени от основных пород в первой, наиболее древней, группе, к средним и кислым — во второй и третьей группах и до кислых и щелочных — в последней, четвертой группе.

Наиболее характерной особенностью всего гранитоидного массива в целом является повышенное содержание щелочных металлов, что исключительно четко проявляется во всех группах интрузий за исключением первой.

Интрузивные породы первой группы развиты на ограниченных площадях и представлены преимущественно мелко- и среднезернистыми кварцевыми диоритами, габбро-диоритами, габбро и более основными породами типа габбро-пироксенитов и амфиболитов. Они встречаются в виде мелких изолированных выходов, пространственно тяготеющих к районам развития осадочно-эффузивных пород или к останцам этих пород в кровле интрузивного массива. Габброидные породы несут

отчетливые следы контактового воздействия интрузивных пород второй группы.

Интрузивные породы второй группы слагают почти две трети всего интрузивного массива. Они прорывают габброидные породы и сами прорываются гранитными интрузивами третьей группы. Состав пород исключительно разнообразный и в среднем близок к монцонитовому, вследствие чего эта группа описывается ниже под названием «монцонитовой». По петрографическому составу среди пород этой группы выделяются гранодиориты, кварцевые и бескварцевые монцониты, сиенит-диориты, габбро-диориты, диориты и габбро. Все эти разновидности связаны между собой едва уловимыми, постепенными переходами.

Наиболее характерной чертой минералогического состава этих пород является постоянное присутствие калиевого полевого шпата, что отмечается даже для габбровых разновидностей.

Интрузивные породы третьей — гранитной группы образуют более или менее крупные штоки, выходы которых наиболее широко развиты в северной и, в особенности, в северо-восточной части интрузивного массива. По активному интрузивному контакту этих пород с породами монцонитовой интрузии и по наличию ксенолитов последних в эндоконтактных частях штоков устанавливается более молодой возраст пород гранитной группы. В составе пород преобладают розовато-серые, отчетливо порфиroidные граниты и гранодиориты с редкими отклонениями в сторону сиенитов и граносиенитов. Характерной особенностью минералогического состава гранитов является резкое преобладание калиевых полевых шпатов над плагиоклазами и относительно малое количество цветных компонентов.

Породы наиболее молодой интрузивной группы развиты на сравнительно ограниченной площади в западной части района и представлены сиенитами с переходами в нефелиновые сиениты. Породы отличаются крупнозернистой структурой, резким преобладанием калиевого полевого шпата над всеми остальными минералами и незначительным количеством цветных минералов.

Каждая из выделенных интрузивных групп, за исключением первой, сопровождается самостоятельным комплексом дайковых пород, что особенно отчетливо установлено для монцонитовых и гранитных массивов.

Внедрение всех интрузивных групп происходило в промежуток времени между эоценом и плиоценом. Породы первой и второй групп отчетливо прорывают эффузивно-осадочную толщу эоцена. На размытой поверхности гранитов третьей группы залегают песчаники и сланцы с фауной и флорой плиоцена. Наименее отчетливо устанавливается возраст самой поздней сиенитовой группы. Нижняя возрастная граница внедрения этих пород определяется активным интрузивным контактом ее с породами монцонитовой группы, верхняя граница — по перекрыванию сиенитов древнечетвертичными отложениями. Таким образом, наиболее молодой возраст сиенитовой группы установлен условно и основан главным образом на соображениях геолого-петрологического характера.

СТРУКТУРА

Складчатая структура района формировалась на протяжении длительного промежутка времени. В течение палеозоя на территории района господствовал геосинклинальный режим. В начале мезозоя проявились первые фазы складчатости; режим осадконакопления сменился геантиклинальным режимом, что привело к поднятию и интенсификации размыву палеозойских пород. Последующие периоды осадконакопления и мощной эффузивной деятельности неоднократно прерывались фазами

складкообразования, которые следовали друг за другом в течение почти всего мезозоя, палеогена и неогена. Современный облик складчатой структуры сформировался в несколько фаз в середине третичного периода, примерно одновременно с главными фазами интрузивной деятельности (или несколько позже их).

Складчатую структуру района можно себе представить в виде сложно построенного антиклинория широтного простирания, отдельные складки которого, близкие по формам к изоклинальным, в северной части района надвинуты и частично опрокинуты на север, а в нижней части — на юг.

По простиранию складки испытывают заметные отклонения — до юго-западного, а местами почти до меридионального. Весьма характерно, что отклонения проявляются не только в изгибах продольных осей отдельных складок, но и в изгибании всей складчатой системы антиклинория в целом.

Изгибы продольных осей складок по простиранию возникли, повидимому, в связи с изменением плана деформации всей складчатой структуры во времени. Более поздние складчатые формы, несколько отличные по простиранию от складчатых форм более ранних фаз, местами унаследовали, а местами переработали структуру последних, что и нашло свое выражение в небольших отклонениях продольных осей складок от общего простирания всей складчатой структуры.

В тесной связи с развитием складчатой структуры происходило формирование сланцеватости осевой плоскости. В различных по литологическому составу породах эта сланцеватость проявляется неодинаково. Наиболее благоприятными породами для ее развития являются известняки и известково-глинистые и глинистые сланцы. В них, вместе со сланцеватостью, возникают также четко выраженные системы параллельных сближенных трещин. В эффузивных породах и их туфах проявляются только системы сближенных трещин, но выраженные значительно слабее и более грубо, чем в упомянутых выше породах. В наиболее молодых по возрасту песчаниках и конгломератах сланцеватость осевой плоскости и параллельные ей системы сближенных трещин отсутствуют.

Интенсивность проявления сланцеватости и параллельной ей трещиноватости в породах одинакового литологического состава увеличивается с возрастом пород, находясь также в прямой связи с возрастом складчатости. Изучение при геологическом картировании сланцеватости осевой плоскости и параллельных ей систем сближенных трещин показало, что их простирания в осадочно-эффузивных породах палеозойского и мезозойского возрастов закономерно отражают простирание складчатой структуры и повторяют в плане изгибы продольных осей складок.

Совершенно аналогично ведут себя и крупные региональные надвиги, по которым отдельные участки складчатых зон антиклинория надвинуты друг на друга. Так же как и сланцеватость, надвиги, вместе с осями складок, испытывают изгибы по простиранию, повторяя общий план строения складчатой структуры. Падения плоскостей надвигов крутые, в северной части района на юг и юго-восток, в нижней части — на север и северо-запад.

Основываясь на этих наблюдениях, можно сделать только один вывод: развитие сланцеватости осевой плоскости и параллельных ей систем сближенных трещин генетически связано со складчатостью.

Выяснению связи оруденения со складчатостью препятствовало широкое развитие интрузивных пород, в значительной степени усложнивших складчатую структуру, в которую они внедрялись.

Нами была сделана попытка восстановить основные черты этой структуры на площадях, сложенных интрузивными породами. Для этой цели были использованы наблюдения над элементами залегания сланцеватости

осевой плоскости, а также над параллельными ей системами сближенных трещин и надвигов. Системы сближенных трещин и надвиги проявляются достаточно четко только в породах габброидных и монцонитовых массивов, однако для решения поставленной задачи этого оказалось достаточным, поскольку ими сложено более двух третей всей площади развития интрузивных пород.

Кроме того, эти наблюдения позволили установить, что внедрение интрузивов более молодых групп (судя по отсутствию в них сланцеватости, параллельных ей трещин и надвигов) происходило уже после проявления главных фаз складчатости.

В породах габброидной и монцонитовой интрузий на отдельных участках системы сближенных трещин сопровождаются заметной ориентировкой породообразующих минералов, чаще всего наблюдаемой под микроскопом. Особенно отчетливо сланцеватость развита вдоль надвиговых зон, которые обычно представлены полосами разлистования и развалюдованных пород. Значительно шире в интрузивных породах первых двух групп развиты системы сближенной трещиноватости, параллельные сланцеватости осевой плоскости.

После нанесения на геологическую карту всех указанных элементов, отражающих положение размытой складчатой структуры на площади развития интрузивных пород, в связи со складчатой структурой района выявились еще некоторые примечательные закономерности, касающиеся расположения пород различного состава.

Оказалось, что интрузивные породы отдельных групп и отдельные разновидности внутри каждой группы вытянуты в плане в виде полос, совпадающих с простираем складок.

Породы «габброидной» интрузии располагаются в массиве на продолжении синклинальных структур. К этим же структурам тяготеют и все наиболее основные разновидности монцонитовой интрузии (габбро, габбро-диориты, монцониты), в то время как наиболее кислые разновидности этой интрузии (гранодиориты, сиенито-диориты и др.) располагаются преимущественно в виде полос на продолжении антиклинальных структур.

С породами повышенной основности пространственно связана, кроме того, главная масса крупных ксенолитов и останцов, которые располагаются в виде цепочек в поле развития пород монцонитового интрузива. Простираение цепочек ксенолитов совпадает с простираем синклинальных структур и намечает их бывшее расположение в плане. Это подтверждается и элементами залегания пород в крупных ксенолитах и останцах. Характерно, что выходы пластов, сложенные известняками, прослеживаются в поле развития пород монцонитового комплекса по цепочкам известняковых ксенолитов, а выходы, сложенные эффузивными породами, — по цепочкам эффузивов того же состава.

Интрузивные породы монцонитового массива вокруг останцов вмещающих пород (как, впрочем, и вблизи контактов с ними) обнаруживают отчетливые следы ассимиляции, которые особенно ярко проявляются тогда, когда вмещающие породы по составу резко отличаются от гранитоидов. Вокруг карбонатных вмещающих пород развиваются кварцевые диориты, диориты, а иногда даже габбро-диориты и габбро. Вокруг контактов с основными и средними эффузивами породы имеют монцонитовый или сиенит-диоритовый облик.

Процессы ассимиляции развиваются наиболее интенсивно в эндоконтактных зонах монцонитового массива, постепенно ослабевая с глубиной. Этим, повидимому, и объясняется приуроченность более основных разновидностей интрузивных пород к синклинальным структурам, в которых сохранились от размыва приконтактные участки монцонитового интрузива.

зива. В то же время в антиклинальных структурах с более глубоким срезом интрузивных пород располагаются кислые разновидности мондонитового интрузива, слагающие его более глубокие части.

Таким образом, по совокупности геолого-петрографических признаков удается примерно реставрировать пространственное расположение крупных синклиналильных и антиклинальных складок для значительной площади развития интрузивных пород.

В интрузивных породах двух последних групп полностью (или почти полностью) отсутствуют следы сланцеватости, системы сближенных трещин и надвиги. Интрузивы отличаются значительно большим постоянством состава и незначительным развитием процессов ассимиляции. Подавляющая часть штоков молодых интрузивов тяготеет к зонам, расположенным на местах размытых антиклинальных структур. Все это говорит о том, что гранитные и сиенитовые интрузии внедрялись в уже сформированную складчатую структуру, в период, соответствующий постепенному ослаблению складчатости.

С процессами складкообразования связано, очевидно, и появление трещин разрыва, ориентированных примерно перпендикулярно к простиранию складок. Системы трещин разрыва сгруппированы в трещинные зоны, большинство которых расположено в местах изгибов складок по простиранию. Поскольку складки в местах изгибов изменяют простирание от широтного до юго-западного, постольку и простирание трещинных зон изменяется, соответственно, от южного до юго-восточного.

Системы подобных трещин, спементированных впоследствии жильными минералами, хорошо прослеживаются в осадочно-эффузивных породах и, реже, в интрузивных породах двух более древних групп.

Значительно более широким развитием пользуются более поздние нарушения сколового характера, простирание которых также близко к юго-восточному.

Сколовые нарушения группируются в тектонические зоны, представляющие собой системы субпараллельных нарушений, которые сопровождаются оперяющими трещинами. Во многих случаях сколовые зоны развиваются по более ранним трещинам разрыва. В этих случаях они представлены системами сколовых нарушений, развитыми по зонам брекчированных пород, как это особенно часто наблюдается в дислоцированных эффузивно-осадочных образованиях и в породах двух первых интрузивных групп. Как правило, подобные зоны сопровождаются интенсивными гидротермальными изменениями и признаками сульфидной минерализации.

В более молодых интрузивных породах эти зоны также сопровождаются гидротермальными изменениями вмещающих пород, однако нарушения выражены менее отчетливо и представлены только системами тонких сколовых трещин.

В пределах района выделяются три наиболее крупные тектонические зоны, каждая из которых отчетливо тяготеет к местам изгибов складчатой структуры по простиранию.

О времени формирования сколовых трещин можно судить по пересечению ими интрузивных пород трех первых групп, а также по тому, что некоторые дайки, связанные с интрузией гранитов, контролируются сколовыми нарушениями юго-восточного простирания, другие же секутся ими.

Наиболее молодыми нарушениями в районе являются сбросы, время возникновения которых относится к концу третичного—началу четвертичного периода. Движения по сбросам происходят, повидимому, и до настоящего времени, о чем можно судить по ряду геоморфологических особенностей (останавливаться на которых в рамках настоящей статьи невозможно).

Движения сбросового типа происходили вдоль многих описанных сколовых зон, на что указывает наличие в них свежерепертертого, дробленого материала. Вертикальные амплитуды сбросов от десятков до сотен метров установлены путем непосредственного геологического картирования. Крупный сброс почти широтного простирания прослеживается через весь район в его средней части. В южном, опущенном крыле сброса сохранились отложения плиоцена, на основании чего и устанавливается его нижняя возрастная граница.

На отдельных участках в восточной и западной частях района линия сброса совпадает с зонами региональных надвигов. В связи с этим, по всей вероятности, прежними исследователями вся зона этого сброса считалась дорудной.

КОНТРОЛЬ ОРУДЕНЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ

Гидротермальное оруденение в районе представлено двумя ведущими группами среднетемпературных месторождений (иногда переходных к высокотемпературным):

1) прожилково-вкрапленными редкометальными и полиметаллическими сульфидными месторождениями, сопровождающимися интенсивными изменениями вмещающих пород, проявленными в окварцевании, серицитизации, гидротермальной каолинизации и, реже, в эпидотизации и хлоритизации;

2) жильными зонами или отдельными жилами полиметаллических сульфидных руд с кварцевой, реже кварцево-карбонатной массой и примерно такими же по составу, но менее интенсивными по проявлению изменениями вмещающих пород.

Большинство исследователей этого района связывало структурный контроль оруденения и географическое распределение месторождений на территории района с наличием крупного субширотного разлома, которому приписывалось значение главного рудоподводящего канала.

В связи с этим поиски месторождений направлялись преимущественно вдоль вытянутой по этому разлому зоны, независимо от возраста и состава вмещающих пород, которые пересекались этим нарушением. При такой постановке вопроса влияние геологических структур на распределение оруденения сводилось к роли пассивной среды, возможные связи оруденения с интрузивными породами совершенно не учитывались, а перспективные площади ограничивались более или менее узкой полосой, проходящей по обеим сторонам разлома-канала. В дальнейшем, в процессе поисковых работ был обнаружен ряд месторождений, расположенных вне этой зоны, однако с установившейся точки зрения все эти месторождения были оценены как малоперспективные, а их положение объяснялось случайными сочетаниями благоприятных факторов.

К моменту начала наших геологических исследований в районе количество подобных исключений оказалось настолько большим, что невольно возникли сомнения в правильности основных теоретических предположений, касающихся структурного контроля оруденения.

После того как сложный интрузивный массив был расчленен на четыре группы самостоятельных и разновозрастных интрузивов, выявилась исключительно четкая пространственная связь подавляющего большинства гидротермальных месторождений с приконтактной зоной гранитных массивов третьей группы интрузивов. При этом оказалось, что гидротермальные рудные месторождения располагаются либо в узком эндоконтакте этих массивов, либо в их широком экзоконтакте и тяготеют к апикальным выступам кровли гранитных массивов или к их ближайшей

периферии. Общая ширина приконтактной зоны, в пределах которой располагается абсолютное большинство месторождений, достигает нескольких километров.

Таким образом, только в результате проведенных детальных геолого-петрографических работ удалось значительно расширить перспективные площади и наметить в первом приближении их географическое размещение. При этом было обращено внимание на тот факт, что в узком эндоконтактовом гранитном интрузиве располагаются прожилково-вкрапленные месторождения цветных металлов с незначительной примесью высокотемпературных редкометалльных минералов. В относительно узком экзоконтакте, в месторождениях того же прожилково-вкрапленного типа количество последних резко увеличивается и месторождения становятся редкометалльными. По мере удаления в сторону экзоконтакта вместо прожилково-вкрапленных месторождений развиваются жильные зоны с тем же оруденением, а еще далее — типичные жильные месторождения полиметаллов.

Пространственная связь гидротермального оруденения со складчатой структурой проявляется в том, что подавляющее количество месторождений, равно как и сами гранитные массивы, с которыми эти месторождения локально связаны, тяготеют к крупным антиклиналям или к их крыльям. Особенно характерно, что наиболее крупные месторождения расположены в пределах изгибов складок по простиранию, в нарушениях сколового типа, секущих складчатые структуры примерно под прямыми углами. Рудомещающие разломы, большей частью юго-восточного простирания, развиты почти на всей территории района и, как указано выше, группируются в три широкие зоны. Именно к этим тектоническим зонам и приурочено подавляющее большинство гидротермальных месторождений. Непосредственно рудомещающими являются как крупные сколовые нарушения, так и многочисленные оперяющие их трещины.

В отдельных случаях оруденение концентрируется и в висячих боках надвиговых зон, представляющих собой широкие зоны рассланцевания, совпадающие по простиранию со складчатостью. Однако рудоносные участки в надвиговых зонах образуются только при условии, что надвиги пересекаются более молодыми нарушениями юго-восточного простирания. На других участках зоны надвигов, представленные развалдованными, перетертыми породами, нигде не обнаруживают признаков рудной минерализации. Рудоносные сколовые нарушения отличаются, как правило, сложной морфологией и крутыми углами падения. На отдельных участках, в особенности близ контактов с гранитными массивами, они часто расщепляются на системы мелких субпараллельных и пересекающихся трещин, образующих сложные штокверковые зоны.

Чрезвычайно характерно, что, за исключением мелких рудопроявлений, зоны юго-восточных нарушений являются рудоносными только в тех районах, где они пересекают широкую приконтактную зону гранитного массива третьей группы. Не менее благоприятными являются такие участки в пределах юго-восточных тектонических зон, под которыми по совокупности геолого-петрографических факторов можно предполагать наличие кудоловидных выступов этого массива на некоторой глубине.

ВЫВОДЫ

Комплексное геологическое изучение района позволило установить ряд вполне определенных и закономерных связей рудных месторождений с магматизмом и геологической структурой. Эти закономерности в основном могут быть сформулированы следующими положениями.

1. Четкая пространственная связь основной массы месторождений с широкой приконтактной зоной гранитных интрузивов третьей группы, что подтверждается наличием элементов горизонтальной зональности месторождений.

2. В пределах этой зоны — тяготение рудных полей и отдельных месторождений к крупным антиклинальным структурам или к крыльям в местах изгибов осей складок по простирацию.

3. Локализация рудных полей и месторождений внутри благоприятных площадей в зонах сколовых нарушений юго-восточного простираания.

4. Размещение рудных тел в пределах рудных зон в сколовых трещинах юго-восточного простираания, особенно на участках их расщепления, а также в более мелких оперяющих трещинах или в висячем боку надвиговых зон и в местах пересечения их юго-восточными нарушениями.

Что касается контролирующей роли разлома субширотного простираания, то в результате детального картирования выяснилось, что этот разлом представляет собой крупный послерудный сброс. Установленные связи оруденения с другими элементами геологической структуры позволяют уверенно отрицать роль этого нарушения как основного рудоподводящего канала.

Как показала практика последующих поисково-разведочных работ, установленные закономерности локализации оруденения в связи с геологической структурой в значительной части подтвердились. Поисками и разведками на наиболее перспективных участках, выделенных на основании установленных закономерностей, были обнаружены новые промышленные месторождения и заслуживающие внимания рудопроявления.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр
Предисловие	3
Ф. И. В о л ь ф с о н. Некоторые закономерности размещения эндогенных месторождений различных генетических типов	5
Л. И. Л у к и н, И. П. К у ш н а р е в и В. Ф. Ч е р н ы ш е в. О повторяемости направлений разновозрастных систем трещин	25
В. И. К у з ь н е ц о в. Развитие трещин и отношение к ним пегматитовых жил на одном из месторождений гранитных пегматитов	36
Л. И. Л у к и н. О применении микроструктурного анализа при изучении рудных месторождений	55
Е. П. С о н ю ш к и н. Опыт применения микроструктурного анализа к изучению жильных месторождений	69
Е. П. С о н ю ш к и н. О происхождении некоторых плитообразных тел известняков в юго-западном Тянь-Шане	82
И. П. К у ш н а р е в. Особенности трещинной тектоники двух разновозрастных массивов гранитоидов	94
В. И. К а з а н с к и й. Некоторые особенности разрывных нарушений в известняково-сланцевых толщах	109
В. А. Н е в с к и й. О некоторых закономерностях размещения гидротермальной минерализации в крупных разломах и более мелких разрывных нарушениях	120
Л. В. Х о р о ш и л о в. Пример изучения истории формирования рудовосного разлома	130
Б. Л. Р ы б а л о в. О применимости эллипсоида деформации при изучении структур рудных полей и месторождений	137
В. Ф. Ч е р н ы ш е в. О закономерностях в положении оперяющих трещин скалывания и разрыва	146
А. Б. К а ж д а н. О значении некоторых геологических структур для локализации гидротермального оруденения	151

Утверждено к печати Институтом геологических наук Академии наук СССР

Редактор издательства *В. С. Воынская* Технический редактор *Т. В. Полякова*
 Корректор *Т. С. Петрикова*

РИСО АН СССР № 10-28В. Сдано в набор 29/I 1955 г. Подписано к печати 26/IV 1955 г. Формат бум. 70×108¹/₁₆. Печ. л. 10=13,7. Уч.-изд. л. 13. Тираж 4000. Издат. № 842. Тип. заказ № 35. Т-03612. Цена 9 р. 10 к.

1-й тип. Издат. Академии наук СССР. Ленинград, В. О., 9-я линия, дом 12.