

**Е.М. НЕКРАСОВ**

**СТРУКТУРНЫЕ  
УСЛОВИЯ  
ЛОКАЛИЗАЦИИ  
ЖИЛЬНЫХ  
СВИНЦОВО-  
ЦИНКОВЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

---

Е. М. НЕКРАСОВ

СТРУКТУРНЫЕ  
УСЛОВИЯ  
ЛОКАЛИЗАЦИИ  
ЖИЛЬНЫХ  
СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

3256



МОСКВА «НЕДРА» 1980



УДК 553.078.2 : 553.44

**Некрасов Е. М.** Структурные условия локализации жильных свинцово-цинковых месторождений.— М., Недра, 1980.—255 с.

В работе детально проанализированы структура и условия образования более чем 20 важнейших жильных свинцово-цинковых месторождений Садонского рудного пояса и Карамазарской рудоносной провинции, а также ряд важнейших рудных районов и жильных месторождений свинца и цинка за рубежом.

Выявлены коренные различия в глубине формирования, тектонической обстановке размещения и пространственном взаимоотношении рудоносных участков с предрудными магматическими образованиями, а также различия во внутреннем строении и морфологии рудовмещающих нарушений и рудных тел, в развитии процесса минерализации и минеральном составе руд для месторождений, формирующихся в нижних и верхних структурных ярусах земной коры. Установлены главные особенности структуры крупных жильных свинцово-цинковых месторождений и условия их локализации. Разработаны обобщенные схемы вертикальной структурной и минеральной зональности, систематика и условия формирования рудных столбов, а также установлены основные особенности проявления этапа внутрирудной тектоники.

Структура и условия локализации рассмотренных рудоносных участков могут служить своеобразным эталоном для класса жильных гидротермальных месторождений в целом.

Работа имеет научное, методическое и практическое значение и будет полезна для геологов, изучающих рудные месторождения.

Табл. 4, ил. 63, список лит.— 127 назв.

Н  $\frac{20803-062}{043(01)-80}$  485-79 1904050000

© Издательство  
«Недра», 1980

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В классе жильных месторождений различных металлов месторождения свинца и цинка одни из наиболее информативных. Благодаря ряду особенностей на их примере решаются многие вопросы, которые с большим трудом и только по косвенным признакам устанавливаются на жильных месторождениях других металлов. Действительно, преобладание на рудоносных участках руд выполнения, проявление в них значительных скоплений собственных минералов свинца и цинка, четкие контакты рудных тел, приуроченность их к линейно вытягивающимся разрывным нарушениям позволяют выявлять внутреннее строение и морфологию рудных тел и рудовмещающих разрывов различного типа, устанавливать взаимоотношения их с магматическими телами различного генезиса и рудоконтролирующими разломами, а также проводить непосредственные наблюдения над смещенными геологическими элементами. Для жильных свинцово-цинковых месторождений значительно проще и надежнее выявляются коренные различия в составе как рудных свинцово-цинковых, так и допродуктивных минеральных ассоциаций, обособившихся в различных структурных ярусах главных геотектонических элементов земной коры. Среди месторождений жильного класса для свинцово-цинковых, пожалуй, наиболее контрастно проявляется как структурная вертикальная, так и минеральная зональность оруденения, что позволило разрабатывать и выдвинуть обобщенную единую схему зональности, а также установить главные тенденции в изменении структуры и минерального состава с нарастанием глубины.

Широкое распространение месторождений в складчатых системах и срединных массивах различного возраста, на древних щитах и в молодых эпиплатформах позволяет анализировать изменения в структуре и рудоносности жильных свинцово-цинковых месторождений, формирующихся в различной геологической обстановке и на разной глубине. Наиболее коренные различия и изменения устанавливаются для глубокосформированных месторождений, локализующихся преимущественно в нижних структурных ярусах, а также для близповерхностных и гипабиссальных месторождений, возникающих в верхних структурных ярусах земной коры.

Существенные различия характеризуют также месторождения, отличающиеся крупным масштабом жильного оруденения. Достаточно четко для жильных свинцово-цинковых месторождений устанавливаются также закономерности локализации богатых руд, выделяются рудные столбы различного типа и на-

блюдаются прямые признаки проявления внутрирудной тектоники. Все перечисленные вопросы в той или иной мере рассмотрены и решены в настоящей монографии.

Основными районами развития жильного свинцово-цинкового оруденения в Советском Союзе являются Садонский рудный пояс на Северном Кавказе и Кармазарская провинция в Средней Азии. Собранный автором в течение более чем 20 лет материал по геологии этих районов и структуре большинства месторождений служит главной фактической базой настоящей работы. В целях широкого анализа и обобщения материала в ней использованы сведения по многочисленным зарубежным, главным образом крупным и средним месторождениям свинца и цинка, взятые из литературных источников.

В такой сравнительно короткой монографии трудно было учесть все многообразие в структуре и условиях локализации жильных свинцово-цинковых месторождений. Те или иные стороны ее вызовут, несомненно, у исследователей определенные замечания и дополнения, которые с благодарностью будут приняты автором.

В процессе работы над книгой многие ее разделы обсуждались с доктором геолого-минералогических наук, профессором Ф. И. Вольфсоном и доктором геолого-минералогических наук М. С. Сахаровой, которым автор выражает свою глубокую благодарность.

В процессе работы над книгой многие ее разделы обсуждались с доктором геолого-минералогических наук, профессором Ф. И. Вольфсоном и доктором геолого-минералогических наук М. С. Сахаровой, которым автор выражает свою глубокую благодарность.

## ГЕОЛОГИЯ, СТРУКТУРА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЖИЛЬНОГО СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В САДОНСКОМ РУДНОМ ПОЯСЕ

---

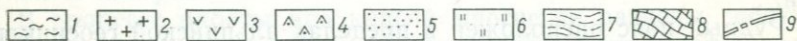
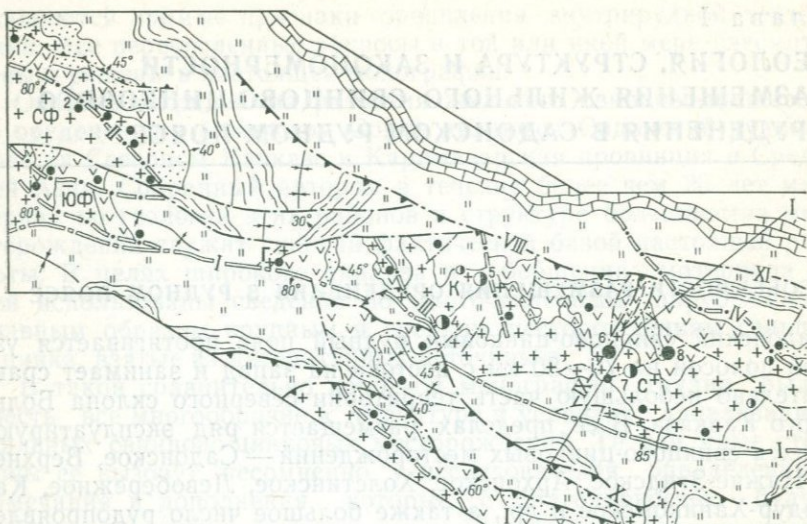
### ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ В РУДНОМ ПОЯСЕ

Садонский свинцово-цинковый рудный пояс протягивается узкой полосой на 70—80 км с востока на запад и занимает сравнительно небольшую часть территории северного склона Большого Кавказа. В ее пределах размещается ряд эксплуатирующихся свинцово-цинковых месторождений — Садонское, Верхне- и Нижне-Згидское, Архонское, Холстинское, Левобережное, Какадур-Ханикомское и др., а также большое число рудопроявлений.

Рудный пояс расположен в пределах альпийской геосинклинальной складчатой системы Большого Кавказа. Пространственно он совпадает с восточной, погружающейся частью Баксано-Дигорского горст-антиклинория второго порядка, осложняющего северо-восточное крыло горст-мегаантиклинория Главного хребта Большого Кавказа [Кузнецов И. Г., 1951; Миляновский Е. Е., Хаин В. Е., 1963]. За восточной частью Баксано-Дигорского горст-антиклинория, вмещающей оруденение западной и центральной частей Садонского рудного пояса, укоренилось название Садоно-Унальского горст-антиклинория. Последний восточнее сменяется Гачинским грабен-синклинальным прогибом, где развит ряд месторождений и рудопроявлений, образующих восточный фланг рудного пояса.

Садоно-Унальский горст-антиклинорий, с которым пространственно совпадают западная и центральная части Садонского рудного пояса, характеризуется двухъярусным строением. Нижний ярус, представляющий собой фундамент альпийской складчатой системы, сложен среднепалеозойскими гранитами, местами фациально переходящими в диориты и кварцевые диориты, и в значительно меньшей степени кристаллическими сланцами и амфиболитами  $r_{Cm} - Pz_1$  (рис. 1). Последние разности пород развиты преимущественно в виде ксенолитов или крупных останцов, заключенных в гранитах. Изредка они слагают горстообразно поднятые тектонические блоки, ограниченные разломами. Граниты фундамента вмещают главные месторождения рудного пояса.

Расположенный выше структурный ярус представлен складчатым комплексом терригенных и вулканогенных пород и по



Разрез по линии I-I

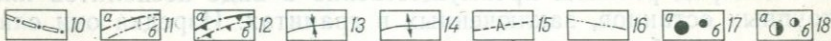
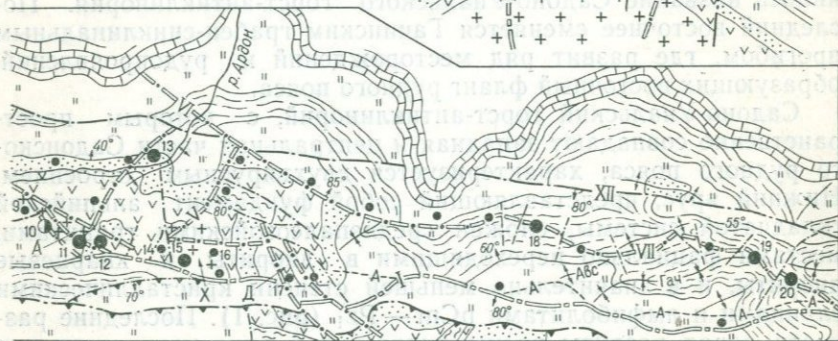


Рис. 1. Структура Садонского рудного пояса и размещение жильных свинцово-цинковых месторождений. По Е. М. Некрасову и Т. Н. Косовцу, с использованием материалов СОКГРЭ.

Структуры: СФ и ЮФ — Северо- и Южно-Фаснальское поперечные поднятия, Г — Гаурдорское, К — Кионское, С — Садонское, А — Архонское, Х — Холстинское, Д — Джимидонское поднятия, Гач — Гачинская синклиналь, АВС — Авсандурская антиклиналь. Разломы: I — Садоно-Унальский, II — Центрально-Фаснальский, III — Северо-Гаурдорский,

условиям образования должен быть отнесен к геосинклинальному ярусу альпийской складчатой системы Большого Кавказа. Он сформирован породами двух формаций. Нижняя — вулканогенная (нижний лейас — плинсбах) представлена мощной (от нескольких сотен метров до 1,5 км вблизи центров вулканизма) толщей пирокластов, в меньшей степени — лав андезит-дацитовых порфиритов и альбитофиров. В основании толщи развит базальный горизонт, состоящий из конгломератов, песчаников, алевролитов и туфобрекчий. Среди толщ вулканитов установлены редкие вулканические аппараты трещинного типа, а также субвулканические образования — дайки и мелкие штоки кварцевых диоритовых порфиритов, альбитофиров, фельзитов. Особенно многочисленны они в гранитах среднего палеозоя. Наиболее поздними среди субвулканических образований являются, по-видимому, трубообразные тела эруптивных брекчий гранитов. Цементирующей массой их обычно служат туфы или мелкообломочная туфобрекчия кварцевых альбитофиров.

Верхняя формация представлена песчано-сланцевыми породами общей мощностью 3—3,5 км. В нижней ее части, где развиты домерские песчаники, расположены Левобережное месторождение и ряд рудопроявлений. В центральной части Садонского рудного пояса, вдоль северной границы (Ногкауское, Садонское, Верхне-Згидское месторождения; см. рис. 1), песчаники залегают согласно на вулканитах и содержат в основании либо прослой последних, либо горизонт туфопесчаников. В остальной части пояса и особенно вдоль южной границы они залегают на вулканитах с небольшим угловым несогласием.

Средняя и верхние части формации сложены глинистыми разностями пород — алевролитами, аргиллитами, глинистыми сланцами — и венчающими разрез сланцеватыми глинами верхнеааленского-байосского возраста. Наиболее песчанистыми являются отложения  $J_1t_3$  —  $aa_1$ , представленные алевролитами и прослоями мелкозернистых песчаников. Они вмещают рудные тела Какадур-Ханикомского, Кадатского и других месторождений и рудопроявлений.

---

IV — Диагональный, V — Цамадский, VI — Дагомский, VII — Главная рудная зона, VIII — Северный, IX — Садонский, X — Нузальский, XI — Ксуртский, XII — Даллагкауский. Месторождения и крупные рудопроявления: 1 — Вакацкое, 2 — Стуриздинское, 3 — Фаснальское, 4 — Нижне-Згидское, 5 — Верхне-Згидское, 6 — Садонское, 7 — Бачитское, 8 — Ногкауское, 9 — жила «Слепая», 10 — Пионерское, 11 — Архонское, 12 — Октябрьское, 13 — Левобережное, 14 — Луарское, 15 — Холстинское, 16 — Нажи-Адагское и Хорановское, 17 — Западно-Джимидонское, 18 — Кадатское, 19 — Ханикомское, 20 — Какадурское. 1 — кристаллические сланцы, рСт—Pz<sub>1</sub>; 2 — граниты, Pz<sub>2</sub>; 3 — покровные андезит-дацитовые порфириты и их пирокласты, J<sub>1</sub>—J<sub>1p</sub>; 4 — субвулканические тела тех же пород, J<sub>1p</sub>; 5 — песчаники, J<sub>1d</sub>; 6 — аргилито-алевролитовая толща тоара — байоса; 7 — алевролиты с прослоями песчаников, J<sub>1t3</sub>— $aa_1$ ; 8 — известняки, J<sub>2</sub>; 9—10 — рудоконтролирующие разломы: 9 — региональные, 10 — локальные; 11 — прочие разломы: а — протяженные, б — непротяженные; 12 — взбросы и надвиги: а — главные, б — второстепенные; 13 — оси синклиналей; 14 — оси антиклиналей; 15 — предполагаемое положение оси погруженного свода Садонно-Унальского горст-антиклинория; 16 — предполагаемое положение подошвы известняков J<sub>2</sub> в послерудное время; 17 — месторождения (а) и рудопроявления (б) кварц-галенит-сфалеритовой формации; 18 — то же, кварц-карбонат-галенит-сфалеритовой формации

В Штулу-Харесской грабен-синклинали, ограничивающей Садонский пояс с юга, терригенные породы, включая собранные в складки алевролиты  $J_1t_3 - aal_1$ , вмещают дайки и редкие штоки габбро-диабазов. Несколько километров южнее дайки аналогичного состава прорывают крупный шток так называемых цейских гранодиоритов батского возраста [Афанасьев Г. Д. и др., 1975]. В последнее время они установлены и в гранитах фундамента в западной и центральной частях пояса, где распространены вплоть до Садонского месторождения.

В восточной части пояса, пространственно совпадающей с Гачинским грабен-синклинальным прогибом, на поверхности обнажаются породы только геосинклинального структурного яруса (верхний складчатый комплекс). Этим фиксируется общее устойчивое погружение складчатых структур пояса в восточном направлении. При этом породы вулканогенной (нижней) формации устанавливаются только в глубоких скважинах, а домерские песчаники слагают единичные изолированные выходы в бортах грабен-синклинального прогиба. Северную границу пояса определяет мощная толща келловейских ( $J_3$ ) известняков, с небольшим угловым несогласием перекрывающая байосские сланцевые глины, аргиллиты и алевролиты аалена и верхнего тоара.

В основании известняковой толщи залегает маломощный базальный горизонт (6—10, максимально до 20 м), сложенный гравелитами, песчаниками, глинистыми сланцами и обломочными известняками. Известняки верхней юры вместе с залегающими выше терригенно-карбонатными породами мела и палеогена входят в состав зоны Северных моноклиналей [Ажгирей Г. Д., 1968]. Все эти породы совершенно лишены каких-либо свинцово-цинковых проявлений.

С юга граница пояса, определяющаяся структурами Штулу-Харесской грабен-синклинали, менее четка. Грабен-синклиналь выполнена в основном породами вулканогенной и сменяющей ее выше песчано-сланцевой формаций. Однако она осложнена поперечными поднятиями, в которых на поверхности обнажаются кристаллические сланцы  $pCm - Pz_1$ , граниты среднего палеозоя и не накопившиеся в пределах Садонского пояса вулканогенно-обломочные верхнекаменноугольные породы. В этих поднятиях также установлены жильные свинцово-цинковые рудопроявления (например, на юго-западном продолжении Кюонского поднятия; см. рис. 1).

В тектоническом отношении Садоно-Унальский горст-антиклинорий представляет собой цепь поперечных поднятий, заключенных между продольными разломами. В западной и центральной частях пояса цепь поднятий и разломы вытягиваются в запад-северо-западном направлении. На меридиане пос. Мизур горст-антиклинорий испытывает перегиб и далее к востоку обладает широтным простиранием. Одновременно, на-

чиная с Джимидонских поднятий, он, кроме того, устойчиво погружается на восток. Здесь, примерно с меридиана пос. Кадат и еще далее на восток на северном крыле горст-антиклинория развит Гачинский грабен-синклинальный прогиб (см. рис. 1). Прогиб и горст-антиклинорий как складчатые сооружения сформировались в предкелловейскую складчатость. Действительно складки этих структур, в строении которых участвуют байосские сланцеватые глины, перекрываются моноклинально падающей на север и северо-восток толщей верхней юры и более молодых карбонатных и терригенно-карбонатных пород.

Горст-антиклинорий представляет собой симметричное глыбово-складчатое сооружение раннеальпийского возраста, а слагающие его отдельные поперечные поднятия — горст-брахиантиклинальные складки, реже горстообразно поднятые блоки. Складки, согласно систематике М. В. Гзовского [1975], могут быть отнесены по происхождению к складкам поперечного изгиба или иначе к складкам «штампового» типа. В ядерных частях этих элементов структуры на поверхности обнажаются граниты (изредка и кристаллические сланцы докембрия — нижнего палеозоя), обрамляющиеся нижнеюрскими породами вулканогенной и терригенной формаций. Углы наклона их 20—45°. В пределах Садоно-Унальского горст-антиклинория, сложеного образованиями двух структурных ярусов, формирование складок происходило, вероятно, в результате значительных глыбовых движений по разломам жестких пород фундамента — гранитов, а также общего наклона поверхности контакта этих и перекрывающих их пород геосинклинального яруса, без существенного смятия последних (см. рис. 1, разрез I—I). Несомненно также, что формирование горст-брахиантиклинальных складок представляло длительный процесс, протекавший в период накопления вулканитов, домерских песчаников и отчасти тоарских алевролитов и аргиллитов по типу конседиментационной складчатости.

В Гачинском грабен-синклинальном прогибе сравнительно пластичные нижне-среднеюрские породы терригенной формации смяты в линейные складки чаще восток-северо-восточного и широтного простираний. Главным элементом прогиба является развитая в его центральной части одноименная синклинальная складка, осложненная на крыльях флексурными поперечными перегибами и мелкими складками. Сравнительно со складчатыми элементами горст-антиклинория линейные складки характеризуются большей степенью сжатости. Углы наклона их крыльев 50—70°, а ядерные части некоторых мелких складок оказываются пережатыми. Проявлены также клиновидные складки, обусловленные развитием вдоль осевых плоскостей их непротяженных разломов.

Разломы северо-восточного и субмеридионального простираний нередко сочетаются также с резкими флексуорообразными

перегибами. В частности, разломы, развитые в породах фундамента и вулканитах, трансформируются в алевролитах и аргиллитах прогиба во флексурные перегибы и мелкие складки. По происхождению складки Гачинского грабен-синклинального прогиба должны быть отнесены к складкам продольного изгиба со скольжением. По-видимому, в пределах прогиба исследователи встречаются с примером перехода складок штампового типа, проявленных на глубине в жестких породах фундамента, в складки продольного изгиба (со скольжением) в мощной толще сравнительно пластичных пород, расположенных выше. Наиболее примечательно здесь несовпадение простирания складок прогиба, сложенных ниже-среднеюрскими терригенными породами, с ориентировкой поперечных поднятий горст-брахиантиклинория, ядерные части которых представлены жесткими палеозойскими породами фундамента. Развитие субширотной цепи таких поднятий, возможно, обусловлено заложением их еще в палеозойское время вдоль продольного разлома. В этой роли мог выступать Садоно-Унальский разлом регионального типа, отделяющий структуру Садонского рудного пояса от расположенных южнее структур Штулу-Харесской грабен-синклинали. Действительно, к зоне разлома приурочены субвулканические тела плинсбахских кварцевых диоритовых порфиритов и альбитофиров (район Холста и Архона, западный борт долины р. Ардон), а также дайки батских габбро-диабазов в Южно-Фаснальском поднятии. Кроме того, в гранитах установлена одна из систем палеозойских пегматитовых жил субширотного простирания, с которой совпадает ориентировка разлома. Вдоль северного крыла горст-антиклинория проявлены другие продольные разломы, в частности Северный и Ксуртский. Заключенная между ними и Садоно-Унальским разломом ядерная часть горст-антиклинория поднята относительно крыльев не менее чем на 500—1200 м. Возможно, все эти разломы были заложены в позднепалеозойское время и интенсивно подновлены в альпийское.

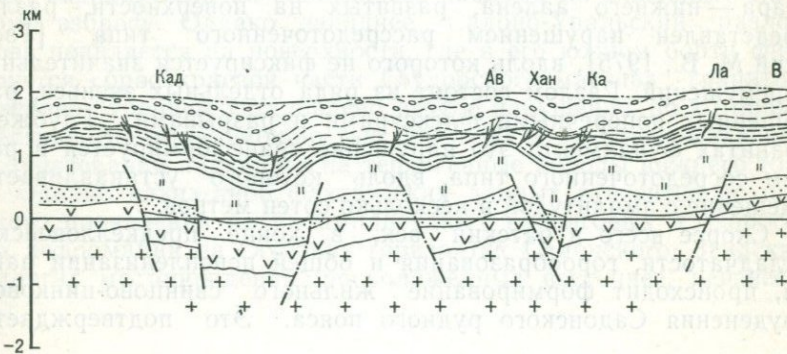
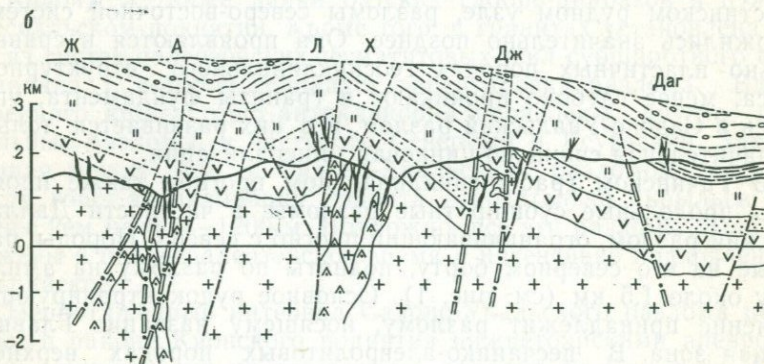
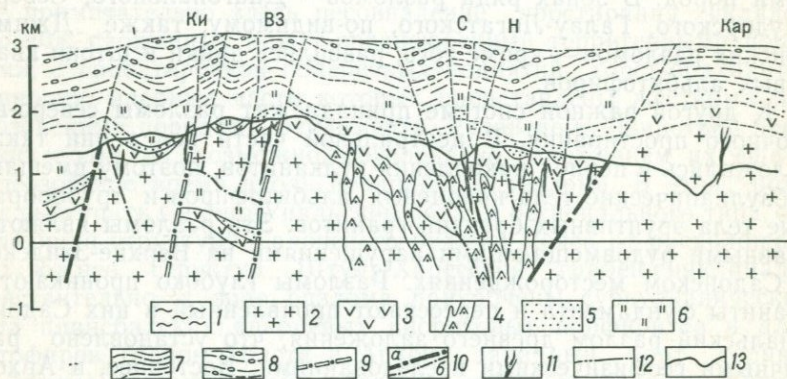
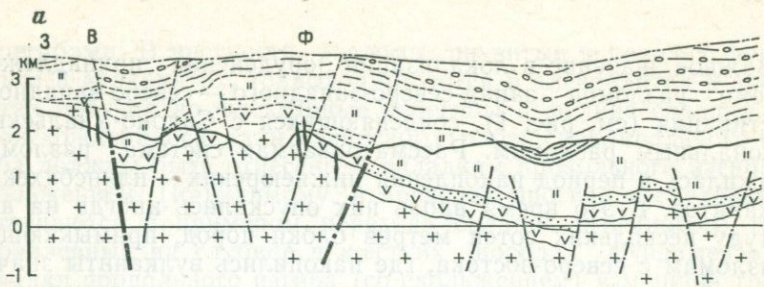
Непротяженный интервал Садоно-Унальского разлома перекрыт в районе Кионского поднятия нижнетоярскими алевролитами, надвинутыми на поверхность разлома по Большому Бадскому взбросу. Однако западнее Садоно-Унальский разлом вновь появляется на поверхности, где в его южном борту фиксируется сброс краевой части Гаудорского массива гранитов. Севернее бурением установлено другое нарушение, по которому пластина гранитов (мощностью 300—700 м) и перекрывающих их образований надвинута на терригенные породы нижнего тоара. Однако каких-либо фактических данных относительно широкого проявления крупноамплитудных надвиговых и взбросовых деформаций на глубоких горизонтах Садонского, Згидских и других месторождений, расположенных восточнее, неизвестно.

Важное значение в локализации оруденения принадлежит системе разломов запад-северо-западного — северо-западного простирания (см. рис. 1), сочленяющихся с Садоно-Унальским региональным разломом. Рассматриваемая система разломов заложилась в период накопления нижнеюрских — плинсбахских вулканитов. В это время вдоль них опускались иногда на амплитуду нескольких сотен метров блоки пород, примыкающие к разломам с северо-востока, где накопились вулканиты значительно большей мощности сравнительно с юго-западными блоками пород. В зонах ряда разломов — Диагонального, Северо-ГAUDОРСКОГО, ГАЛАУ-ЛАГАТСКОГО, по-видимому, также ДЖИМИДОНСКИХ разломов — кроме того, развились дайки и штоки кварцевых альбитофиров.

К другой важной системе принадлежат разломы северо-восточного простирания. В центральной части пояса они также заложились в период накопления вулканитов, поэтому вмещают субвулканические тела кварцевых альбитофиров и трубообразные тела эруптивных брекчий гранитов. Эти разломы являются главными рудовмещающими нарушениями на Верхне-ЗГИДСКОМ и САДОНСКОМ месторождениях. Разломы глубоко проникают в граниты фундамента и пересекают проявленный в них Садоно-Унальский разлом древнего заложения, что установлено различными геофизическими исследованиями. Восточнее, в Архон-Холстинском рудном узле, разломы северо-восточной системы заложились значительно позднее. Они проявляются в сравнительно пластичных породах геосинклиналиного структурного яруса, менее глубоко проникают в граниты фундамента, упираясь в Садоно-Унальский разлом, и в них развивается только незначительная свинцово-цинковая минерализация.

В Гачинском грабен-синклиналином прогибе также проявлены продольные субширотные разломы, в частности Даллагкауский разлом, ограничивающий прогиб с севера. Породы, развитые на его северном борту, подняты по разлому на амплитуду около 1,5 км (см. рис. 1). Основное рудоконтролирующее значение принадлежит разлому, носящему название Главная рудная зона. В песчанико-алевролитовых породах верхнего тоара — нижнего аалена, развитых на поверхности, разлом представлен нарушением рассредоточенного типа [Гзовский М. В., 1975], вдоль которого не фиксируется значительных перемещений. Разлом состоит из ряда отдельных звеньев, разобщенных поперечными флексурами и разрывами. Глубже в гранитах фундамента это нарушение трансформируется в разлом сосредоточенного типа, вдоль которого устанавливается смещение с амплитудой в несколько сотен метров.

Скорее всего в батский век, в конце предкелловейской складчатости, горообразования и общей пенепленизации района, происходит формирование жильного свинцово-цинкового оруденения Садонского рудного пояса. Это подтверждается



единичными находками кварцевых галек с галенитом, обнаруженными в базальном горизонте келловейских известняков еще в конце 30-х годов Л. Н. Пламеневским (Фаснальский район), перекрытием этими известняками оруденелых зон, а также слабой минерализацией Даллагкауского разлома (см. рис. 1), развитого в аргиллитах и сланцеватых глинах верхнего аалена — байоса.

Это наблюдается севернее Кадатского свинцово-цинкового месторождения. На этом месторождении кварц-кальцит-галенит-сфалеритовые жилы иногда выполняют мелкие флексурные перегибы, располагающиеся на флангах минерализованных разрывов северо-восточного простирания, и не подвергают последующей деформации. Учитывая переходы разрывов во флексурные перегибы, можно предполагать, что процесс минерализации протекал на фоне затухания предкелловейских разрывных деформаций, сопровождавшихся возникновением мелких приразломных складок.

Батское складко- и трещинообразование косвенно подтверждается также отсутствием батских отложений в пределах Садонского пояса. Правда, иногда к ним относят маломощный горизонт сланцеватых глин, кое-где сохранившийся в кровле фаунистически доказанной байосской толщи этих пород, что также указывает на размыв в период батского века. Наконец, в Северо-Фаснальском поднятии установлено пересечение кварц-галенит-сфалеритовой жилой (Стуриздинское месторождение) дайки габбро-диабазов, что позволяет связывать проявление оруденения с магматическими очагами батской интрузии Цейского диорит-гранодиоритового комплекса и завершающей его фазы даек диабазов и габбро-диабазов.

Жильные свинцово-цинковые месторождения Садонского рудного пояса залегают на трех рудоносных уровнях (рис. 2): 1) глубокосформированные месторождения с глубиной образо-

Рис. 2. Продольный профиль вдоль Садонского рудного пояса с восстановленной древней доминерализационной поверхностью и положением месторождений в период оруденения:

*a* — западная и центральная части пояса, *b* — Архон-Холстинский узел и восточная часть пояса.  
 1 — кристаллические сланцы; 2 — граниты; 3 — покровные андезит-дацитовые порфири-ты и их пирокласты; 4 — субвулканические тела тех же пород; 5 — песчаники; 6 — алевролиты и аргиллиты,  $J_1^{t_1+t_2}$ ; 7 — алевролиты с прослоями песчаников,  $J_1^{t_3-a_1}$ ; 8 — аргиллиты и сланцеватые глины,  $J_2$ ; 9 — рудоконтролирующие разломы; 10 — дорудные разломы: *a* — с крупными, *b* — с небольшими амплитудами перемещений; 11 — рудные жилы и зоны; 12 — древняя поверхность, существовавшая в период оруденения; 13 — современная поверхность.

Месторождения и крупные рудопрооявления: В — Вакацкое, Ф — Фаснальское, Ки — Кионское, ВЗ — Верхне-Згидское, С — Садонское, Н — Ногкауское, Кар — Каринское, Ж — Желтое, А — Архонское, Л — Левобережное, Х — Холстинское, Дж — Джимидонское, Даг — Дагомское, Кад — Кадатское, Ав — Авсандурское, Хан — Ханикомское, Ка — Какадурское, Ла — Ламардонское

вания<sup>1</sup> 1,5—2,5 км размещаются в гранитах под экранирующей толщей пород вулканогенной формации — Садонское, Верхне-Згидское, Архонское, Холстинское, Фаснальское, Вакацкое и др.; 2) гипабиссальные месторождения, возникшие на глубине 1—1,5 км в сравнительно хрупких домерских песчаниках под экранирующей толщей нижнетюльских аргиллитов; примером может служить Левобережное месторождение; 3) близповерхностные месторождения (с глубиной формирования 0,5—0,8 км); они локализовались в сравнительно хрупких песчанико-алевролитовых отложениях верхнего тоара — нижнего аалена; эти месторождения возникли под экранирующей толщей аргиллитов верхнего аалена и сланцеватых глин байоса (месторождения Какадур-Ханикомское, Кадатское и др.).

Глубокоформированные и гипабиссальные месторождения локализовались в Садоно-Унальском горст-антиклинории, в пределах двухъярусной части Садонского пояса, причем основные (первые) — в фундаменте складчатой системы под экранирующими оруденение образованиями верхнего складчатого комплекса. Для Садонского пояса — это образования геосинклинального структурного яруса. Близповерхностные месторождения образовались только в Гачинском грабен-синклинальном прогибе, т. е. в том участке рудного пояса, где на поверхности обнажаются породы лишь верхнего складчатого комплекса, а фундамент погружен на глубину 3—3,5 км от древней поверхности, существовавшей в период оруденения (см. рис. 2).

В двухъярусной западной и центральной частях пояса основное рудоконтролирующее значение принадлежит продольному Садоно-Унальскому разлому и разломам запад-северо-западной — северо-западной системы, характеризующимся древним заложением. Вдоль них размещаются все глубинные месторождения и подавляющее большинство рудопроявлений. Локализуются они исключительно в гранитах фундамента. Наряду с этим важное рудоконтролирующее значение принадлежит и другим геологическим элементам. На тех участках рудного пояса, где все или подавляющая часть таких элементов пространственно совпадают, развивается жильное оруденение.

К рудоконтролирующим геологическим элементам следует отнести: 1) поперечные, а также изредка проявляющиеся продольные горст-брахиантиклинальные поднятия, ядерные части которых сложены гранитами фундамента; 2) узлы сочленения рудоконтролирующих разломов запад-северо-западной — северо-западной системы с продольным Садоно-Унальским разломом; при этом первые разломы выступают локальными рудо-

---

<sup>1</sup> Здесь и далее в монографии приводится уровень, на котором формировались ниже древней поверхности, существовавшей в период оруденения, самые верхние части рудных тел.

контролирующими элементами, определяющими размещение отдельных участков месторождений и рудных тел; 3) поля концентрации вулканических аппаратов, даек и штоков субвулканических кварцевых диоритов, альбитофиров и фельзитов, трубообразных тел эруптивной брекчии гранитов; 4) мощную экранирующую толщу пород вулканогенной (андезит-дацитовой) формации; 5) рудовмещающие системы трещин скалывания генерального северо-восточного простирания и менее важные субмеридиональные и субширотные сколы.

Повсеместное развитие в западной и центральной частях пояса рудовмещающих сколов северо-восточного простирания объясняется тем, что последние в период минерализации были сопряжены с проявленными здесь Садоно-Унальским или локальными рудоконтролирующими разломами. Разрывы рудовмещающей системы сочленились, как правило, с рудоконтролирующими разломами, выступая в роли оперяющих сколов.

В восточной одноярусной части пояса оруденение размещается вдоль разлома «Главная рудная зона» субширотного — северо-западного простирания, пересекающего главные линейные складки Гачинского прогиба. Оруденение, размещаясь в отдельных звеньях разлома, развивается: 1) в шарнирах главных линейных складок как синклинального, так и антиклинального типа; 2) в участках главных складок, максимально осложненных сильно сжатыми, а также клиновидными мелкими складками, мелкими поперечными флексурами и разломами; 3) в наиболее песчанистой части разреза терригенных пород — в песчанико-алевролитовой толще верхнего тоара — нижнего аалена. Именно в последних породах локализуются все известные близповерхностные месторождения — Какадур-Ханикомское, Кадатское и подавляющее большинство рудопроявлений того же типа. Рудные тела их, приурочиваясь к отдельным звеньям разлома «Главная рудная зона», обладают северо-западным или субширотным простиранием. Промежуточное положение занимает гипабиссальное Левобережное месторождение. Оруденение на этом участке сформировалось, вероятно, в связи с проявлением локального рудоконтролирующего разлома северо-восточного простирания (см. рис. 1), а рудные тела имеют северо-западное направление и развились в домерских песчаниках.

Следовательно, размещение жильных месторождений подчиняется различным закономерностям в разных частях Садонского рудного пояса, существенно отличающихся геологическим строением. С одной стороны, западная и центральная части пояса представляют собой двухъярусную постройку. Здесь возникли глубокосформированные месторождения, локализовавшиеся в фундаменте складчатой системы, причем в наиболее хрупких породах — гранитах.

Почти исключительное развитие оруденения в гранитах наряду с другими особенностями может быть, по-видимому, объяснено более четким проявлением в них трещинных нарушений (сравнительно с залегающими выше «вязкими» вулканитами и относительно пластичными песчанико-сланцевыми отложениями), меньшей изменчивостью в этих породах строения и морфологии рудовмещающих разрывов и, соответственно, возможностью возникновения в их зонах в период оруденения достаточно широких полостей, раскрывшихся на большом вертикальном интервале. Причиной этого служило, вероятно, избирательное образование трещин в гранитах, когда эти породы подвергались основной деформации, в то время как в вулканитах и пластичных сланцах возникали только отдельные трещины.

С другой стороны, в восточной части пояса оруденение охватило только один структурный ярус — геосинклинальный, представленный в период оруденения верхним складчатым комплексом пород. Последний в это время выполнял роль верхнего структурного яруса в главной складчатой структуре Садонского рудного пояса. Оруденение при этом развилось в сравнительно пластичных песчанико-сланцевых нижнеюрских отложениях, в которых локализовались близповерхностные месторождения. Возникновение этих месторождений во многом было обусловлено тем, что в таких пластичных породах, как алевролиты, раскрытые трещинные полости возникали лишь вблизи древней доминерализационной поверхности. Поэтому только здесь смогла создаться благоприятная физико-химическая обстановка для раскристаллизации рудоносных растворов, проникавших в полости.

Видимо, в гранитах, верхняя «кромка» которых располагалась в восточной части Садонского пояса на глубине около 3 км ниже древней поверхности, также существовали разрывы, по которым вверх транспортировались рудоносные растворы. Однако для подобных глубин были вероятно характерны неблагоприятные термодинамические условия, не способствовавшие отложению руд, т. е. нижняя граница оруденения в восточной части Садонского пояса располагалась, по-видимому, выше поверхности гранитного фундамента.

Различия в ярусности, составе и физико-механических свойствах рудовмещающих пород, в закономерностях размещения и глубине формирования месторождений привели к тому, что в разных частях пояса оказались неодинаковыми вертикальный размах оруденения, форма и строение рудных тел и рудовмещающих нарушений, ход и развитие процесса минерализации, а также качество руд.

Общий вертикальный размах свинцово-цинковой минерализации в Садонском поясе значителен. В двухъярусной части его она развита в интервале от абсолютного уровня около

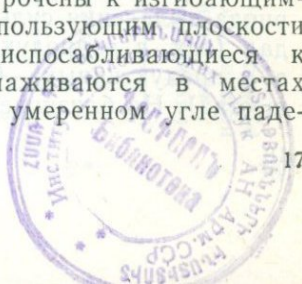
+2700—3000 м до +500 м, т. е. вертикальный размах оруденения достигает максимально 2500 м. При этом нижняя граница минерализации, намечаемая по данным бурения, на участке между Архонским и Садонским месторождениями находится на глубине +500 м, а восточнее и западнее последнего поднимается до +1000 м. Вертикальный интервал оруденения в пределах отдельных месторождений имеет примерно вдвое меньший размах. В частности, на главных глубинных месторождениях пояса — Садонском и Верхне-Згидском — он составляет соответственно около 1300 и 1200 м, а на второстепенных месторождениях — сотни и многие сотни метров.

Преобладающей формой глубокосформированных рудных тел, залегающих в Садонском поясе в гранитах фундамента, являются массивные плитообразные, реже ветвящиеся жилы сложного строения. Некоторые из них вверх по восстанию разветвляются. Непротяженные жилы приурочиваются к маломощным зонам дробления, к приоткрывшимся в отдельных интервалах плоскостям скольжения. Рудные тела, вытягивающиеся на значительное расстояние, развиты в мощных зонах рудоносных разломов или в сравнительно мощных зонах дробления. Морфология и строение рудных тел, как правило, выдерживаются по простиранию и на глубину.

3256 В восточной части пояса, видимо, в связи с проявлением оруденения в более пластичных песчанико-сланцевых породах минерализация имеет меньший вертикальный размах — около 1500 м. Проявлена она в интервале абсолютных отметок от +2300 до +800 м. Вертикальный размах оруденения близповерхностных месторождений, развитых в алевролитах и отчасти в песчаниках, минимален и составляет всего 400—500 м. При этом рудные тела характеризуются значительной изменчивостью. Приурочиваются они в одних случаях к маломощным зонам дробления, сопровождающимся раздувами и многочисленными оперяющимися трещинами, в других — к системам сближенных плоскостей скольжения, в третьих — к зонам расслаивания. Некоторые интервалы этих нарушений согласны со слоистостью.

Все нарушения отличаются разветвленностью как в плане, так и вверх по восстанию, а также переходом нарушений одного типа к другому. Соответственно этому участки рудных тел, представляющие собой ветвящиеся жилы с отходящими от них апофизами, преобразуются в прожилковые и штокверковые тела, сменяются массивными линзами и гнездами, а на отдельных интервалах даже массивными жилами.

Все перечисленные рудные тела приурочены к изгибающимся разрывным нарушениям, иногда использующим плоскости напластования. Секущие разрывы, приспособляющиеся к слоистости, резко перегибаются и выполаживаются в местах перехода в согласные нарушения (при умеренном угле паде-



ния слоев). В соответствии с подобной морфологией рудомещающих разрывов рудные тела отличаются частыми перегибами, чередованием раздувов и пережимов, сопровождаются обильно проявленными, обычно мелкими апофизами, нередко развившимися по плоскостям слоистости.

Руды в Садонском поясе формировались в результате последовательного выделения агрегатов ряда характерных минеральных ассоциаций, одинаковых на всех месторождениях, включая наиболее удаленные (табл. 1). В частности, в начале процесса минерализации везде выделялись агрегаты допродуктивных минеральных ассоциаций (на глубинных месторождениях — до трех, на близповерхностных, — как правило, одной ассоциации). Затем на глубинных месторождениях обособились агрегаты двух продуктивных, а на близповерхностных — одной продуктивной минеральной ассоциации. Везде процесс закончился отложением нерудных минералов (см. табл. 1). В результате на месторождениях, возникших в фундаменте на значительной глубине, проявилось максимальное количество (до 6) минеральных ассоциаций (Садонское месторождение), в то время как на близповерхностных месторождениях верхнего складчатого комплекса пород — минеральные агрегаты только 3—4 ассоциаций.

Такое различие в полноте проявления процесса минерализации привело к развитию региональной минеральной зональности. В частности, в центральной части рудного пояса на некоторых рудоносных участках оказались локализованными существенно карбонатные руды (Пионерское и Бачитское месторождения, Згидское рудное поле). Проявление этих руд обусловило локализацию в жилах агрегатов мушкетовит-мангансидеритовой, кальцитовой или кальцит-анкеритовой ассоциаций, отложившихся на участках, существенно удаленных от рудоконтролирующего Садоно-Унальского разлома регионального типа. Выделение указанных ассоциаций, возможно, происходило из растворов, далеко проникших по сравнительно закрытым трещинным полостям и, наконец, достигших уровня, характеризующегося высоким кислородным потенциалом. В этом отношении характерно также отсутствие на близповерхностных и гипабиссальных месторождениях восточной части пояса пирротиновых минеральных ассоциаций и пирротина в продуктивных ассоциациях, столь характерного для глубоких горизонтов в западной и центральной его частях.

Своеобразно также развитие процесса минералообразования. На глубинных месторождениях он плавно нарастал до периода выделения сульфидов свинца и цинка и затем резко спадал (так, в допродуктивных ассоциациях отложилось 2—20%, а в продуктивных — 60—90% всего объема минерального вещества). На близповерхностных и гипабиссальных месторожде-

## Последовательность образования минеральных ассоциаций на месторождениях Садонского пояса

Характеристика оруденения	Месторождения верхнего песчанико-сланцевого комплекса		Месторождения гранитного фундамента	
	Какадур-Ханикомское, Кадатское	Левобережное	Фаснальское рудное поле	Холстинское, Архонское, Октябрьское
Минеральные ассоциации	Ранние допродуктивные	Пирит-кварцевая Арсенопирит-кварцевая Пирит-сидеритовая	Пирит-арсенопирит-кварцевая	Пирит-кварцевая  Пирит-арсенопирит-кварцевая
	Средние продуктивные	Пирит-марказит-галенит-сфалеритовая  Кальцит-клеюфановая	Кварц-хлорит-галенит-сфалерит-пиритовая Кальцит-кварц-галенит-сфалеритовая	Кварц-пирит-галенит-марматитовая (с пирротином) Кварц-хлорит-сфалеритовая Кварц-кальцит-клеюфановая на Холстинском месторождении
	Поздние	Кварц-кальцитовая	Кварц-кальцитовая	Кварц-хлорит-кальцитовая, баритовая  Кварц-кальцитовая
Глубина формирования верхних частей рудных тел, км	0,5—1	1—1,5	1,5	2—2,5

Характеристика оруденения	Месторождения верхнего песчанико-сланцевого комплекса		Месторождения гранитного фундамента		
	Пионерское, Желтое	Бачитское	Згидское рудное поле	Садонское	
Минеральные ассоциации	Ранние допродуктивные	Пирит-арсенопирит-кварцевая Кальцит-анкеритовая Кварц-пирротиновая	Пирит-кварцевая  Мелкозернистого кальцита Кварц-пирротиновая	Пирит-кварцевая (с арсенопиритом) Мушкетовит-мангансидеритовая	Пирит-хлорит-кварцевая Кварцевая  Кварц-кальцит-пирит-пирротиновая
	Средние продуктивные	Кварц-пирротин-галенит-сфалеритовая	Кальцит-галенит-сфалеритовая	Галенит-сфалеритовая (с пирротином на Нижне-Згидском месторождении) Пирит-галенит-кальцит-сфалеритовая	Галенит-марматитовая  Кальцит-галенит-сфалеритовая
	Поздние	Кварц-кальцитовая	Хлорит-кальцитовая	Кварц-хлорит-кальцитовая, баритовая	Кальцитовая
Глубина формирования верхних частей рудных тел, км	2,5	2	1,5—2	2,5—3	

ниях процесс минерализации начался бурно, причем отложением нерудного жильного вещества — до 70—90% всех минералов здесь относится к минералам допродуктивных ассоциаций, причем среди них главная роль принадлежит кварцу. Затем на это жильное вещество на фоне затухающего процесса происходило наложение минералов рудных ассоциаций (максимально они составляют около 10—20% общего объема минерального вещества). В это время в трещиноватом и дробленном кварце откладывались пирит, галенит, сфалерит, халькопирит и другие рудные минералы. Существенные различия в развитии процесса минерализации и соотношении минеральных ассоциаций привели к обособлению на глубинных месторождениях сравнительно богатых (6—10% и более), а на близповерхностных — убогих и рядовых (обычно 3—4% суммы свинца и цинка) руд в жильных телах.

Таким образом, в Садонском поясе сформировались две группы месторождений — одна глубинного происхождения в двухъярусной части пояса, а другая — близповерхностного и гипабиссального происхождения в восточной части, развившаяся только в песчанико-сланцевых породах верхнего складчатого комплекса. Месторождения, входящие в каждую группу, размещаются в сходной геологической позиции, характерной для этой группы. Поскольку в пределах каждой из них геологическая позиция каждого месторождения повторяется, последние, очевидно, не могут быть систематизированы, исходя из этого признака.

Внутреннее строение участков месторождений, принадлежащих к одной группе, различно. При этом геологическими элементами, определяющими строение участков месторождений, выступают морфология и строение рудных тел и рудовмещающих нарушений, их взаимоотношения между собой, количество рудоносных систем и время их заложения. Автором [Некрасов Е. М., 1975] на примере многочисленных отечественных и зарубежных жильных свинцово-цинковых месторождений была разработана систематика их структурных типов. В основу ее были положены различия между перечисленными выше геологическими элементами, определяющими то или иное внутреннее строение рудоносных участков, характер распределения в их пределах оруденения (сосредоточенный или рассредоточенный тип оруденения), а также величина вертикального размаха его. Было установлено, что в конечном итоге этими элементами определяется масштаб жильного оруденения. Исходя из такой систематики, рассматриваемые месторождения Садонского рудного пояса могут быть отнесены к четырем структурным типам, различающимся масштабом оруденения (табл. 2, типы 1, 4, 5 и 6). Ниже кратко рассматриваются представители каждого из выделенных типов.

Структурные типы жильных свинцово-цинковых месторождений, различающихся масштабом оруденения

Группа месторождений	Тип месторождения	Тип сосредоточенности оруденения
Крупные месторождения в разломах, испытавших длительную тектоническую подготовку	1. Месторождения в зонах единичных рудоносных разломов	Сосредоточенный
	2. Месторождения в одной или двух различно ориентированных системах многочисленных рудоносных разломов	Сосредоточенный или умеренно рассредоточенный
Небольшие и средние месторождения в разломах, слабо подновленных в период оруденения, и в мелких трещинных структурах дорудного заложения	3. Месторождения в изгибах протяженных или зонах слабо подготовленных и подновленных разломов	Сосредоточенный — в одном нарушении, умеренно рассредоточенный — при проявлении нескольких нарушений
	4. Месторождения, приуроченные к одной системе сравнительно протяженных дорудных разрывов	Умеренно рассредоточенный
	5. Месторождения, приуроченные к двум или трем различно ориентированным системам обычно непротяженных трещин	Рассредоточенный, иногда сильно рассредоточенный на значительной территории
	6. Месторождения, приуроченные к единичным непротяженным разрывам малой мощности	Сосредоточенный или умеренно рассредоточенный

Вертикальный размах оруденения в структурных ярусах		Масштаб оруденения	Примеры месторождений	
Нижний ярус	Верхний ярус		Нижний структурный ярус	Верхний структурный ярус
1—2 км	700 м — 1,5 км	От среднего до крупного	Морнинг-Стар, Саншайн, Монте-веккио, Бодвин, месторождения Северного Кавказа	Аметист, Граунд-Хог, Касапалка, Кантера, месторождения Закарпатья и Восточного Забайкалья
1—2 км	700 м — 1 км	Крупный	Пршибрам, Санкт-Андреасберг, Фриско, Санта-Барбара	Пачука—Реаль-дель-Монте, Фреснильо, Банска-Штьявница, Маджарово
Сотни метров	Сотни метров	От малого до среднего	Гудасское, Боорду, Каменское, Кужальское, Даутское, Мпанда, Саргипали	Караташ-Котанское, Лашкерекское
Многие сотни метров	400—600 м	То же	Холстинское, Архонское, Джарташ, Глессер, Тачко, Христиан-Левин	Какадур-Ханикомское, Чукур-Джилгинское, Замбаракское, Дьендешориси
От нескольких до многих сотен метров	Несколько сотен метров	Малый, редко до среднего	Гайнакканское, Вакацкое, Гурулевское, Запокровское, Шауинс-ляйнд	Мехманинское, Газминское
Несколько сотен метров	Первые сотни метров	Малый	Бачитское, Нижне-Згидское, Покровское, Шиндлер-Тафельсгрунд, Кеймет	Левобережное, Кугитанг

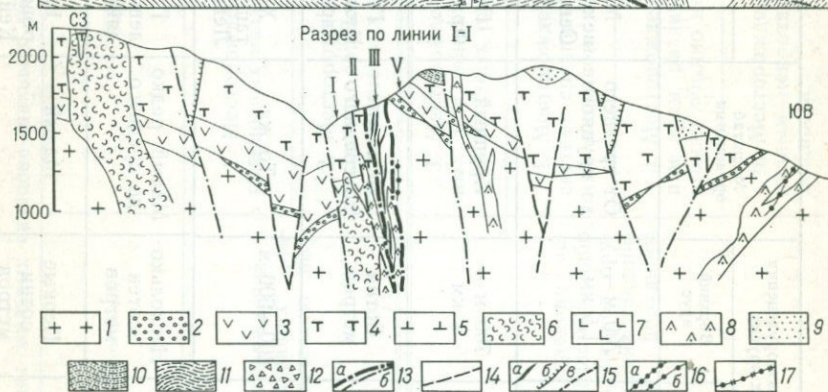
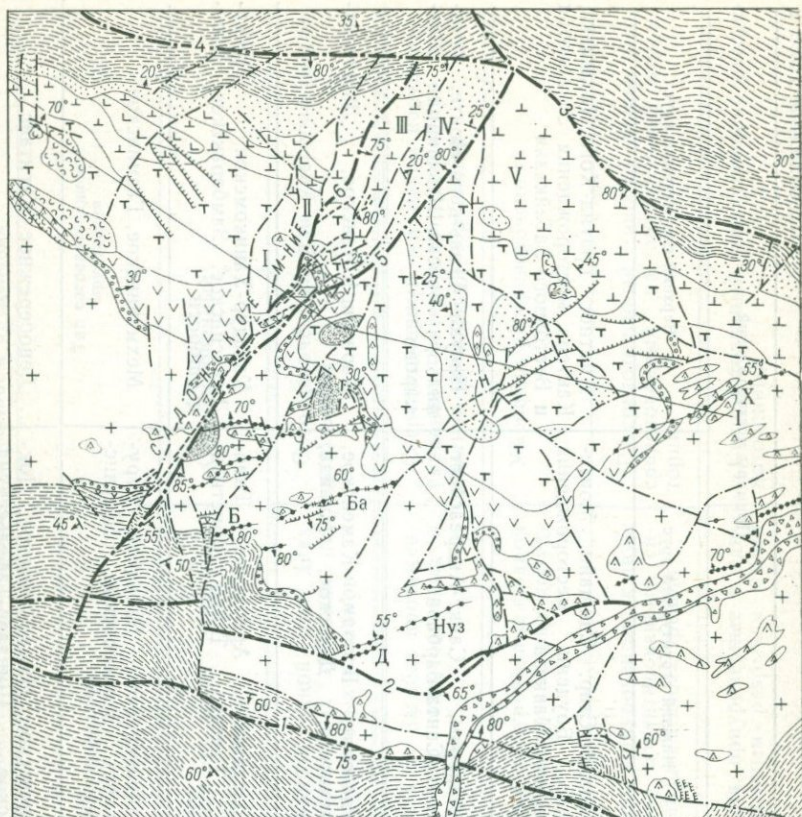


Рис. 3. Схема геологического строения Садонского рудного поля и зональное размещение в нем минеральных образований. По Е. М. Некрасову и Т. Н. Косовцу.

1 — граниты; 2 — конгломераты; 3 — нижняя толща альбитофиров и дацитовых порфиритов; 4 — средняя толща туфов и туфобрекчий андезит-дацитовых порфиритов; 5 — верхняя толща тех же пород с прослоями туфопесчаников; 6 — субвулканические тела; 7 — андезиты и андезитовые порфириты; 8 — дайки и штоки кварцевых альбитофиров

## СТРУКТУРА ГЛУБОКОСФОРМИРОВАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ЛОКАЛИЗОВАННЫХ В ГРАНИТАХ ФУНДАМЕНТА РУДНОГО ПОЯСА

### Садонское рудное поле

В пределах Садонского рудного поля размещаются наиболее значительное одноименное месторождение, а также два небольших — Бачитское и Ногкауское.

Согласно приведенной систематике Садонское месторождение относится к типу месторождений, приуроченных к зонам единичных рудоносных разломов. Рудоносный участок пространственно совпадает со значительным сужающимся к востоку тектоническим блоком гранитоидных, вулканогенных и песчанико-сланцевых пород, поднятым примерно на 1 км по ограничивающим его с юга Садоно-Унальскому, с северо-востока — Диагональному и с запада — рудоносному Садонскому разломам (см. рис. 1). Основную часть блока слагают граниты, иногда сменяющиеся кварцевыми диоритами среднепалеозойского возраста. Эти породы образуют ядерную часть Садоно-Унальского горст-антиклинория. В пределах участка месторождения северное крыло указанного складчатого сооружения сравнительно спокойно погружается на север, а южное осложнено Садоно-Унальским разломом (см. рис. 1, разрез I—I). Породы, слагающие южное крыло, большей частью уничтожены эрозией в процессе преддомерских и предтоарских движений по этому нарушению. В центральной и северной частях тектонического блока широко развиты породы вулканогенной формации нижнеюрского — плинсбахского возраста (рис. 3).

В пределах Садонского рудного поля и западнее, по направлению к Згидским месторождениям, четко устанавливается трехчленное деление толщи вулканитов. Здесь развиты: нижняя пачка преобладающих лав альбитофиров и дацитовых порфиритов, отчасти туфов альбитофиров; средняя, наиболее мощная пачка пирокластов андезит-дацитовых порфиритов — туфов, туфобрекчий, содержащих прослойки маркирующих фиолетовых разностей этих пород; средняя пачка начинается маломощным пластом туфоконгломератов; наконец, верхняя пачка преобладающих светло- и темно-серых туфов дацитовых и дацит-анде-

---

и диоритовых порфиритов; 9 — песчаники домера; 10 — алевролиты и песчаники домера; 11 — алевролиты и аргиллиты тоара; 12 — четвертичные образования; 13 — разрывы: а — главные, б — прочие; 14 — предполагаемые разломы; 15 — кварц-полиметаллические жилы: а — промышленные, б — слабооборуденные, в — слепые промышленные; 16 — кварц-пирротин-полиметаллические жилы: а — промышленные, б — непромышленные; 17 — кальцит-пирротин-полиметаллические промышленные жилы.

1 — Садоно-Унальский разлом; 2 — Южный взброс; 3 — Диагональный разлом; 4 — Северный разлом; 5—6 — швы Садонского разлома; 5 — Восточный, 6 — Западный; I—V — блоки в зоне Садонского разлома, погружавшиеся в период накопления плинсбахских вулканитов на амплитуды (в м): I — около 1000, II — 700—750, III — 500—620, IV — 240, V — 560—700.

Месторождения: Б — Битаровское, Ба — Бачитское, Н — Ногкауское. Рудные зоны: Д — Дадасауская, Нуз — Нузальская, Х — Хаштеткомская

зитовых порфиритов с прослоями туфопесчаников мощностью максимально до нескольких десятков метров. Туфопесчаники, обычно фациально выклинивающиеся по простиранию, залегают в основании пачки. Венчается она покровом андезитовых порфиритов, развитым на северо-западном фланге Садонского месторождения.

Формирование толщи вулканитов первоначально, по-видимому, было связано вулканизму центрального типа, однако с периода накопления средней и особенно верхней пачек эффузивных пород, поставщиками их становятся вулканы трещинного типа (см. рис. 3, разрез I—I). Некоторые из таких вулканических аппаратов установлены в пределах рудного поля. Особенно многочисленны они к западу от Садонского разлома, где мощность накопившихся эффузивных пород около 1,5 км и в 2—3 раза превышает мощность толщи вулканитов, развитой к востоку от разлома. Намечается также ряд узлов концентрации субвулканических и гипабиссальных тел альбитофиров и кварцевых диоритовых порфиритов — в районе Хаштеткомской, Нузальской и Майской рудных зон. Наконец, многочисленные субвулканические тела вмещает также и Садонский разлом (см. рис. 3).

В пределах тектонического блока на вулканитах согласно залегают песчаники и алевролиты домера и нижнего тоара. Эти породы развиты в ядрах пологих складок северо-западного простирания и совместно с вулканитами выполняют мелкие грабены в гранитах фундамента.

Хотя прямых доказательств и нет, разломы, образующие борта грабенов, возникли, вероятно, еще в период накопления вулканитов. Действительно, мощность последних в наиболее значительной грабен-синклинальной складке достигает максимальных значений (почти 700 м), установленных для участка поля, расположенного к востоку от месторождения (см. рис. 3, разрез I—I). Разломы северо-западного простирания были подновлены в период оруденения и контролируют размещение ряда непротяженных минерализованных зон — Хаштеткомской, Первой Нузальской, некоторых зон Ногкауского месторождения.

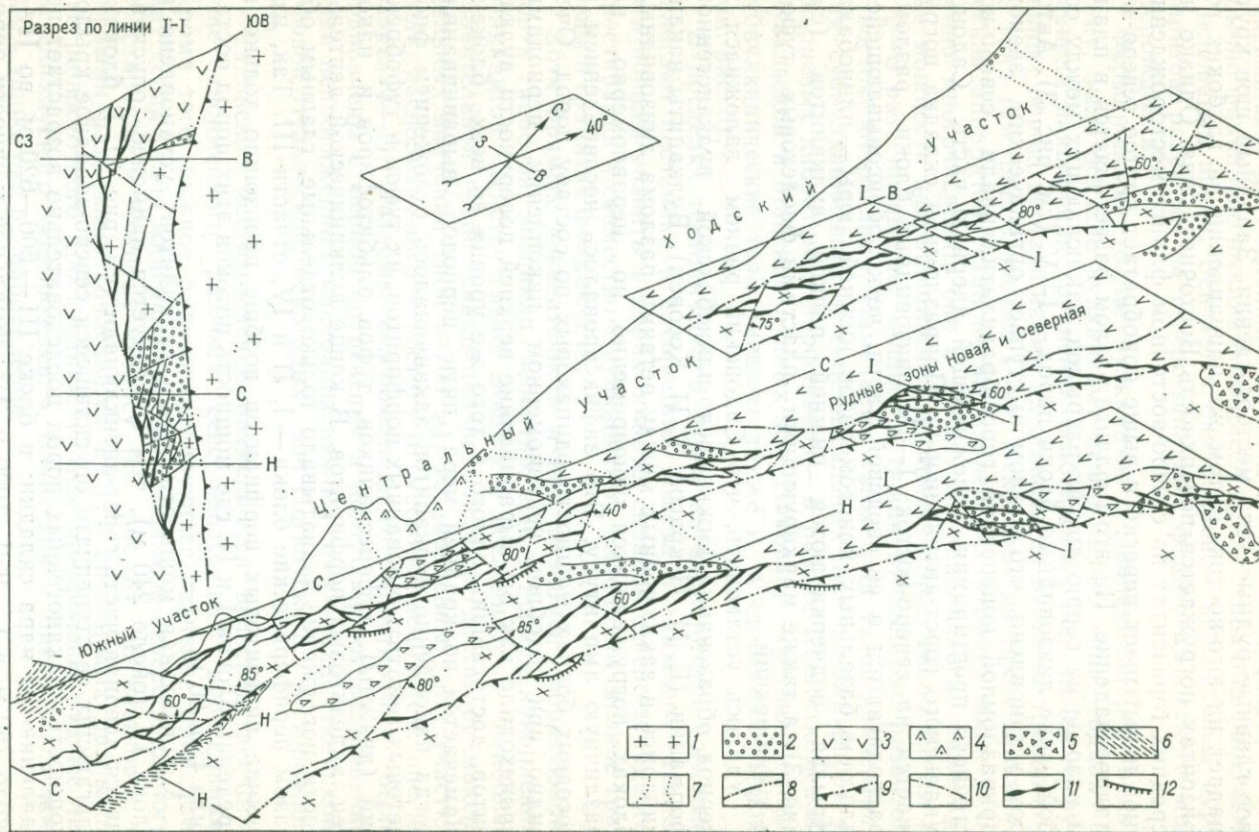
Садонское месторождение размещается непосредственно в зоне одноименного разлома северо-восточного простирания. Кроме того, важное рудоконтролирующее значение принадлежит серии слабо минерализованных разломов северо-западного простирания и Южному взбросу (см. рис. 3). В частности, с первыми разломами сочленяется полоса оруденелых разрывов северо-восточного простирания. К ним приурочены рудные тела Ногкауского месторождения, Бачитская и Битаровская жилы, а также ряд рудопроявлений.

Садонский рудоносный разлом представляет собой тектоническую пластину деформированных пород; развитую между

двумя главными нарушениями, за которыми укоренились названия Западный и Восточный швы. Между ними размещаются все главные рудные тела месторождения. Западный шов круто падает на юго-восток. В том же направлении на глубоких горизонтах погружается поверхность Восточного шва. Однако на средних горизонтах на северо-восточном фланге месторождения шов испытывает перегиб и выше приобретает крутое северо-западное падение. На этом фланге разлом разветвляется в плане и разрезе на серию других разрывов, заключающих между собой узкие линзовидные блоки пород — I—V (см. рис. 3). Автором установлено, что разлом выступает органическим звеном приразломной поперечной горст-брахиантиклинали северо-восточного простирания, осложняющей ядерную часть Садоно-Унальского горст-антиклинория. Приразломная складка погружается на северо-восток; I—IV линзовидные блоки разлома располагаются в ее сводовой части, четко обрисовывающейся пластом базальных конгломератов нижней юры — плинсбаха. Крылья подчеркиваются нижней пачкой вулканитов (см. рис. 3), а также маркирующими пластами фиолетовых туфов и туфобрекчий.

Удалось установить, что Садонский разлом заложился в период образования нижнеюрско-плинсбахской вулканогенной формации (Е. М. Некрасов, Т. Н. Косовец). Вулканиты накапливались в заключенных между ветвями разлома линзовидных блоках, погружавшихся одновременно, но неравномерно, на различную амплитуду. Это зафиксировалось несовпадением в соседних блоках мощности одинаковых по составу пород. Очевидно, при подобном неравномерном накоплении периодами происходило как бы выравнивание верхней поверхности вулканитов, достигавших одного и того же уровня во всех блоках. Намечается по крайней мере пять периодов выравнивания, когда накопление вулканитов заканчивалось отложением фиолетовых гематитизированных порфиритов, их туфов и туфобрекчий (дважды), туфопесчаников, туфов альбитофиров и, наконец, андезитовых порфиритов. В конце вулканической деятельности погружение захватывало только отдельные, главным образом периферические блоки — I, II и IV, отчасти III. Так, излияние андезитовых порфиритов вообще произошло только в пределах блоков I и II, где мощность потоков этих пород составила 45 и 80 м.

Минимальная мощность толщи вулканитов установлена в блоке IV (около 240 м), чем фиксируется наименее опускающаяся ядерная часть горст-антиклинали (см. рис. 3). В блоках, слагающих ее ступенчато опускавшееся северо-западное крыло, мощность вулканогенных пород последовательно возрастает по удалению от ядра складки: в блоке III — 500—620 м, во II — около 750 м, в I — 950—1000 м. Максимальной мощности породы андезит-дацитовый формации достигают северо-западнее



блока I — около 1,5 км, где среди покровных образований фиксируются прорывающие их жерловые тела вулканических аппаратов. Они сложены туфами смешанного состава, туфами кварцевых альбитофинов, фельзитами и диоритовыми порфиритами. Очевидно, здесь находились центры вулканической деятельности (см. рис. 3).

В блоке V, развитом на другом, юго-восточном крыле горст-антиклинали, мощность андезит-дацитовый формации почти 600 м.

Таким образом, в период нижнеюрско-плинсбахской вулканической деятельности существовал разлом, разветвлявшийся в северо-восточном направлении и характеризовавшийся максимальным погружением периферических блоков (заключенных между ветвями) и минимальным — центрального блока (IV). Это обусловило возникновение на месте разлома горст-брахиантической складки. Фиксирующийся в настоящее время Восточный шов, по-видимому, совпадал тогда с осевой плоскостью складки или располагался вблизи нее.

Суммарные амплитуды перемещений вдоль Западного шва достигают на поверхности 750—800 м (см. рис. 3). С глубиной они все более и более уменьшаются. Так, на средних и глубоких горизонтах месторождения амплитуда их 500 и 420 м (рис. 4). Это указывает на общее шарнирное движение по разлому и, в частности, на более энергичное погружение северо-восточного «плеча» тектонической пластины, заключенной между Западным и Восточным швами. По типу суммарного перемещения Западный шов классифицируется как левосторонний сдвиг-взброс. Характерно, что дайки кварцевых альбитофинов смещаются нарушением всего на десятки метров в плане, а шток этих пород, развитый на юго-западном фланге Садонского разлома, вообще залечивает Западный шов, который на Южном участке месторождения не устанавливается (см. рис. 3 и 4).

Таким образом, максимальные сдвиг-взбросовые движения вдоль Западного шва, составлявшие многие сотни метров, происходили лишь в период накопления вулканитов. Интенсивность перемещений резко уменьшилась еще в конце внедрения субвулканических тел и еще более сократилась в период, предшествовавший батскому оруденению. Действительно, смещения про-

Рис. 4. Структура Садонского месторождения. Сводный план главных горизонтов в аксонометрической проекции, их положение по отношению к современной поверхности и разрез I—I. Составлены Е. М. Некрасовым с использованием материалов Садонского комбината.

1 — граниты; 2 — конгломераты; 3 — вулканиты нерасчлененные; 4 — главные дайки и штоки кварцевых диоритовых порфиритов и альбитофинов; 5 — эруптивная брекчия гранитов; 6 — алевриты; 7 — границы (в продольном разрезе) пластов конгломератов и штока кварцевых альбитофинов, залечивающего Западный шов; 8 — Западный шов; 9 — Восточный шов; 10 — прочие разрывы; 11 — рудные жилы; 12 — кварц-пирротиновые жилы. В, С, Н — верхние, средние и нижние горизонты месторождения

пластков и контактов различных пород рудоносными трещинами изменяются от 1 до 10—12 м в плане (в штольнях 14, 17, Южной и др.).

Оруденение в зоне Садонского разлома носит своеобразный сквозной характер. Рудные тела различного жильного типа локализуются в гранитах фундамента и проникают по зоне разлома вверх по восстанию в базальные конгломераты и вулканы, слагающие верхний складчатый (геосинклинальный) комплекс пород. Кроме того, они развиваются в субвулканических телах кварцевых альбитофиров и трубообразных телах эруптивных брекчий гранитов. Свинцово-цинковое оруденение развито, начиная от своей нижней границы на отметках +500—+600 м до уровня 1850 м, где оно проявлено в средней пачке вулканогенных пород. Выше, включая подошву песчаников и алевролитов домера, отмечается слабая минерализация в виде мелких и редких сульфидно-кварцевых прожилков и зон окolorудно измененных пород. Она прослежена до уровня около +2000 м.

Все рудные тела приурочены к сколовым нарушениям. Сколы сопровождаются брекчированной породой, слабо минерализованной (чаще хлоритом, кварцем, серицитом и пиритом) глиной трения и редкими оперяющими трещинами. К последним изредка приурочены непротяженные рудные апофизы. Главные сколы наследуют раннюю трещиноватость двух систем трещин — восток-северо-восточного и северо-северо-восточного простираний. В связи с такими особенностями рудовмещающие разрывы и жильные рудные тела при общем северо-восточном простирании обладают участками, вытягивающимися субширотно или на восток-северо-восток, а затем резко перегибающимися и следующими в северо-северо-восточном направлении до следующего изменения их ориентировки.

Рудные тела месторождения сложены шестью главными минеральными ассоциациями (рис. 5). Начинается процесс отложением трех ранних допродуктивных ассоциаций — пирит-хлорит-кварцевой, кварцевой и кварц-кальцит-пирит-арсенопирит-пирротиновой с характерной субграфической структурой сращения жильных минералов и пирротина. В сумме эти ассоциации составляют около 15% общего объема минерального вещества. Далее кристаллизовались агрегаты двух продуктивных минеральных ассоциаций — кварц-пирит-халькопирит-галенит-марматитовой (85% минерального вещества) и кальцит-галенит-сфалеритовой (около 2—3%). Завершается минерализация послерудной кальцитовой ассоциацией (около 0,5%) с переотложенными пиритом и желтым и медовым клейофаном. Очевидно, и на Садонском месторождении процесс минерализации нарастал постепенно и достиг максимума в период образования рудного вещества.

Изучение минерального состава руд, предпринятое автором и Т. Н. Косовец, показало, что брекчия марматита, трактован-

шаяся Г. А. Кобилевым [1964] в качестве агрегатов наиболее ранней, палеозойской по возрасту ассоциации минералов, образуется в связи с локально проявленными (чаще на Ходском участке и в Новой рудной зоне) внутривосточными перемеще-

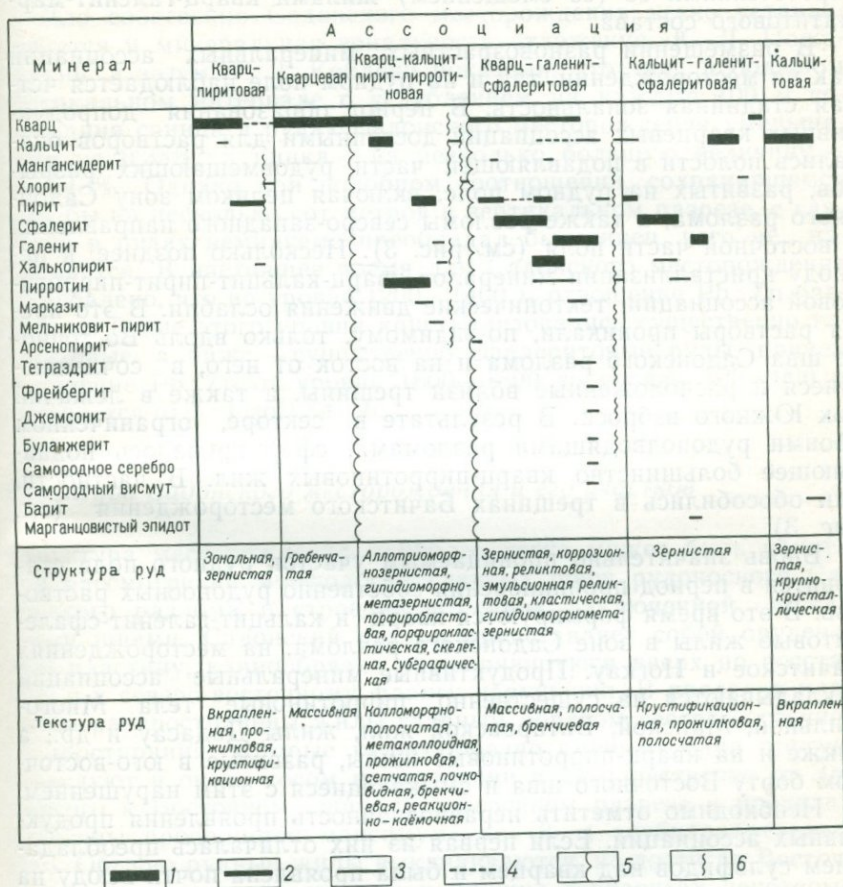


Рис. 5. Схема последовательности выделения минералов на Садонском месторождении. По Е. М. Некрасову, с учетом материалов Нгуен Нгюк Чыонга.

1—3 — распространенность минерала в каждой ассоциации (в % от ее объема): 1 — десятки, 2 — единицы, 3 — десятые доли и менее; 4 — предполагаемое положение минерала в схеме; 5 — интенсивное дробление; 6 — локальное дробление минеральных агрегатов

ниями и дроблением этого минерала. Брекчия его залечивается, как правило, выделяющейся позднее темно-бурой генерацией сфалерита, а также галенитом, содержащим микровключения самородного серебра и висмута, фрейбергитом и тетраэдритом, изредка кварцем той же продуктивной ассоциации. Очевидно, марматит никоим образом не может быть оторван от последней

ассоциации, типичной для процесса батского оруденения. Кварц-кальцит-пирит-пирротиновая ассоциация отнесена к допродуктивным [в противоположность Прокопенко Н. М., 1968] в связи с неоднократно наблюдавшимися в горных выработках пересечениями ее (со смещением) жилами кварц-галенит-марматитового состава.

В размещении разновозрастных минеральных ассоциаций как на месторождении, так и на рудном поле наблюдается четкая стадийная зональность. В период образования допродуктивных кварцевых ассоциаций доступными для растворов оказались полости в подавляющей части рудовмещающих разрывов, развитых на рудном поле, включая целиком зону Садонского разлома, а также разломы северо-западного направления в восточной части поля (см. рис. 3). Несколько позднее, к периоду кристаллизации минералов кварц-кальцит-пирит-пирротиновой ассоциации, тектонические движения ослабли. В это время растворы проникали, по-видимому, только вдоль Восточного шва Садонского разлома и на восток от него, в сочленяющиеся и расположенные вблизи трещины, а также в лежащий бок Южного взброса. В результате в секторе, ограниченном обоими рудоподводящими разломами, сформировалось подавляющее большинство кварц-пирротиновых жил. В частности, они обособились в трещинах Бачитского месторождения (см. рис. 3).

Вновь значительно проницаемым участок рудного поля становится в период проникновения собственно рудоносных растворов. В это время формируются кварц- и кальцит-галенит-сфалеритовые жилы в зоне Садонского разлома, на месторождениях Бачитское и Ногкау. Продуктивные минеральные ассоциации накладываются на существенно пирротиновые тела Многожильной, Майской, Битаровской жил, жилы Дадасау и др., а также и на кварц-пирротиновые жилы, развитые в юго-восточном борту Восточного шва и смыкающиеся с этим нарушением.

Необходимо отметить неравнозначность проявления продуктивных ассоциаций. Если первая из них отличалась преобладанием сульфидов над кварцем и была проявлена почти всюду на рудном поле, слагая в минеральных телах основную часть, то во второй ассоциации главная или по крайней мере равная часть с сульфидами принадлежит кальциту. Эта ассоциация оказалась преобладающей в рудах Бачитского месторождения, рудоподводящим каналом для которого скорее всего служил Южный взброс.

На Садонском месторождении кальцит-галенит-сфалеритовая ассоциация проявилась эпизодически, причем интенсивность ее постепенно спадает с северо-восточного фланга и верхних горизонтов месторождения к юго-западу и на глубину [Башкина Э. Ф., 1972]. Агрегаты, сложенные поздней продуктивной ассоциацией, не имеют, как правило, на Садонском месторожде-

нии самостоятельного практического значения. Очевидно, приведенные примеры зонального размещения минерального вещества в пределах рудного поля и месторождения должны быть отнесены к зональности структурного, пульсационного типа.

Для собственно Садонского месторождения четко устанавливается и минеральная зональность отложения. К. Л. Пожарский, а затем Э. Л. Кобленц показали, что на небольшом вертикальном интервале с углублением на каждые 100 м содержания свинца в рудах Садонского месторождения уменьшаются на 0,35%, а цинка — на несколько большую величину — на 0,43%. Однако при подобном соотношении, сохранившемся хотя бы на несколько сот метров в вертикальном разрезе, с глубиной в рудах неминуемо преобладал бы свинец, чего не наблюдается. В настоящее время для Садонского месторождения установлено, что на уровне 1200—1400 м отношение Pb:Zn равно 1:1. Выше этого уровня кристаллизовались существенно галенитовые, а ниже — существенно сфалеритовые руды, причем отношение Pb:Zn от уровня 1600—1800 до уровня 700—900 м изменяется от 3:1 до 1:4—6.

### *Структура Садонского месторождения и его участков*

Структура месторождения наиболее легко может быть понята при рассмотрении морфологии главных швов рудоносного Садонского разлома и строения его зоны, заключенной между этими швами. Садонский разлом представляет собой оруденелую пластину, клинообразно расширяющуюся вверх по восстанию и к северо-восточному флангу нарушения. В пределах пластины распространены жилы главным образом северо-восточного простирания, которые кулисообразно сменяют одна другую и следуют в очень косом направлении преимущественно от Западного к Восточному шву. В поперечном разрезе в пределах пластины проявляется максимум до 3—4 субпараллельных жил. Обычно рудные жилы выклиниваются, не достигая Восточного шва, однако на средних и нижних горизонтах некоторые из них вытягиваются вдоль этого нарушения и даже сочленяются с ним, простираясь на северо-северо-восток. Начиная от этого нарушения, они достигают поверхности Западного шва (см. рис. 4). В юго-западном направлении пластина эродирована, и на этом фланге на поверхности выступают по крайней мере средние, если не глубокие, части месторождения.

Поверхность Западного шва разлома своеобразна. При общей ее выдержанности она осложнена в плане и разрезе повторяющимися довольно резкими перегибами, обращенными выпуклой стороной на северо-запад. В продольной плоскости нарушения они имеют изометричные очертания. В средней части месторождения такие перегибы расположены в плане на расстоя-

нии 250—300 м, а в разрезе — на расстоянии 100—200 м один от другого. От каждого из таких перегибов, особенно от их более меридионально вытягивающихся «крыльев» и сравнительно пологих «днищ», начинаются серии рудовмещающих трещин и приуроченных к ним жил, распространяющихся на северо-восток и вверх по восстанию (см. рис. 4 разрез I-I).

Наиболее мелко изогнута самая верхняя часть Западного шва на северо-восточном фланге месторождения (Ходский участок), где расстояние между перегибами и, соответственно, сочленениями жил в плане 100—150 м. Однако с глубиной на этом фланге расстояние между перегибами в разрезе увеличивается до 300 м, а в плане — до 300—500 м, после чего перегибы шва исчезают, а вместе с ними и оруденение. На глубоких горизонтах перегибы Западного шва более вытянуты по падению, чем по простиранию. Возможно, в связи с этим оруденение, прослеживающееся непрерывно от поверхности до средних горизонтов в виде кулисообразных сменяющих друг друга жил, приобретает ниже столбообразный характер.

На глубоких горизонтах известно четыре таких разобщенных оруденелых участка [Башкина Э. Ф., 1972]. Жилы здесь развиты только в тех частях тектонической пластины, которые осложнены перегибами Западного шва. Они представляют как бы погружающиеся по падению «раздувы» пластины. Выходя за пределы таких раздувов в более выдержанную плитообразную часть пластины, жилы быстро выклиниваются. При этом жилы северо-северо-восточного простирания распространяются нередко не вверх, а вниз по падению и являются сравнительно выдержанными (см. рис. 4). Соответственно, и в разрезе месторождения серии жил, развитые на верхних и средних горизонтах оруденелой пластины, с глубиной сменяются единичными, выклинивающимися вниз по падению жилами.

Изредка Западный шов разделяется на две вновь смыкающиеся ветви, между которыми в линзообразном блоке, в частности, распространены конгломераты лежачего бока разлома, а иногда устанавливаются и рудные тела, создавая впечатление, что они проявляются за пределами главной оруденелой пластины.

Восточный шов в средней части месторождения (верхние и средние горизонты) представляет собой выдержанное нарушение корытообразной формы, обращенное выпуклой стороной на северо-запад. Вниз по разрезу и на флангах поверхность его также осложнена перегибами, к которым приурочены непротяженные рудные тела, развитые в пределах оруденелой пластины Садонского разлома (в частности, Северная рудная зона и некоторые жилы Южного участка, см. рис. 4), а также кварц-пирит-пирротиновые жилы. Последние проявлены за пределами оруденелой пластины. На некоторые из этих жил наложены агрегаты продуктивных минеральных ассоциаций, и они также

представляют собой рудные тела, хотя и второстепенного значения.

Оба шва разлома, особенно Западный, имеют рудоконтролирующее значение для оруденения. Это подтверждается взаимоотношениями швов с рудовмещающими трещинами и рудными

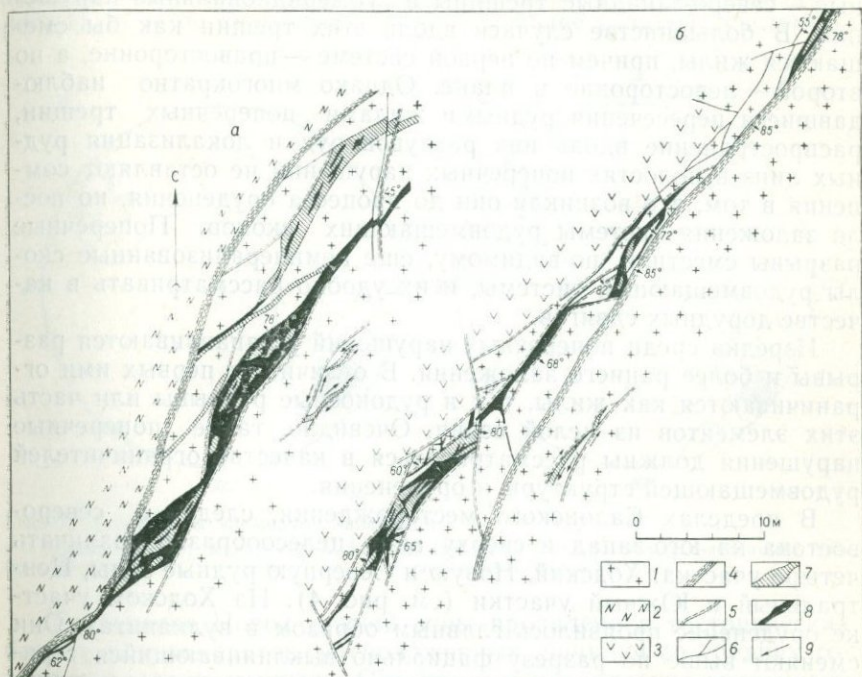


Рис. 6. Взаимоотношения рудоносных сколов и рудных жил с Западным (а) и Восточным (б) швами Садонского разлома.

1 — граниты; 2 — андезит-дацитовые порфиры; 3 — дайки кварцевых альбитофиров; 4 — глинистые тектонические швы; 5 — плоскости скольжения; 6 — «сухие» трещины (без глинки трения); 7 — ранние кварц-пиритовые агрегаты и прожилки; 8 — рудные жилы и апофизы; 9 — относительные направления внутрирудных движений в плане

жилами. Действительно некоторые жилы при сочленении оруденелых разрывов с Западным швом не прерываются на смыкании обоих нарушений, а следуют далее на расстояние десятков метров, примыкая к тектонической поверхности этого шва (рис. 6). Значительно реже удается наблюдать сочленение оруденелых сколов и жил с Восточным швом (см. рис. 6). Очевидно, рудовмещающие разрывы, отделяющиеся от перегибов поверхности обоих рудоконтролирующих швов, выступают в период оруденения в качестве их оперяющих сколов. Нетрудно заметить, что среди них развиты сколы первой системы — северо-восточного и восток-северо-восточного простираний и ско-

лы второй системы — субмеридионального простирания, подчиненные первым.

Кроме оруденелых оперяющих сколов в деформированной блок-пластине Садонского разлома проявились дорудные разрывы направлений, близких к поперечным. Такие поперечные разрывы могут быть сгруппированы в две системы: субширотные — северо-западные трещины и субмеридиональные нарушения. В большинстве случаев вдоль этих трещин как бы смещаются жилы, причем по первой системе — правосторонне, а по второй — левосторонне в плане. Однако многократно наблюдавшиеся пересечения рудными жилами поперечных трещин, распространение вдоль них раздувов руд и локализация рудных линз в полостях поперечных нарушений не оставляют сомнения в том, что возникли они до процесса оруденения, но после заложения системы рудовмещающих сколов. Поперечные разрывы сместили, по-видимому, еще неминерализованные сколы рудовмещающей системы, и их удобно рассматривать в качестве дорудных сдвигов.

Изредка среди поперечных нарушений устанавливаются разрывы и более раннего заложения. В отличие от первых ими ограничиваются как жилы, так и рудоносные разрывы или часть этих элементов из целой серии. Очевидно, такие поперечные нарушения должны рассматриваться в качестве ограничителей рудовмещающей структуры и оруденения.

В пределах Садонского месторождения, следуя с северо-востока на юго-запад и сверху вниз, целесообразно различать четыре участка: Ходский, Новую и Северную рудные зоны, Центральный и Южный участки (см. рис. 4). На Ходском участке оруденение проявилось главным образом в вулканитах. Они сменяют выше по разрезу фациально выклинивающийся горизонт конгломератов или непосредственно перекрывают граниты. Оруденение участка развито в расширяющейся части оруденелой блок-пластины и представлено несколькими субпараллельными рудными жилами. Каждая из них приурочена к оперяющему сколу первой системы, начинающемуся от очередного перегиба Западного шва. Вблизи последнего эти сколы, обладающие преимущественно юго-восточным падением, были наиболее приоткрыты. Они вмещают сравнительно мощные жилы с характерными раздувами на участках их крутого падения и восток-северо-восточного простирания. По мере удаления от шва сколы становятся более притертыми и жилы сменяются прожилковым, а на флангах затухающих нарушений — гнездово-вкрапленным оруденением. Очевидно, ориентировка раздувов жил обусловлена внутрирудными перемещениями вдоль оперяющих сколов. Эти движения, классифицирующиеся как правосторонние сбросо-сдвиги, были подтверждены путем составления диаграмм ориентировки рудных жил и трещин, слабо подвергшихся минерализации (рис. 7). Так, максимум пер-

вых — отвечает простиранию  $42-47^\circ$ , а вторых —  $36-40^\circ$  при одинаковом угле падения  $80^\circ$  на юго-восток.

Участок характеризуется широким проявлением оруденелых поперечных разрывов всех трех направлений, характерных для них, — широтных, субмеридиональных, северо-западных. В отличие от других участков Садонского месторождения эти разрывы нередко заключены между рудовмещающими трещинами (см. рис. 4), т. е. по заложению являются более поздней системой.

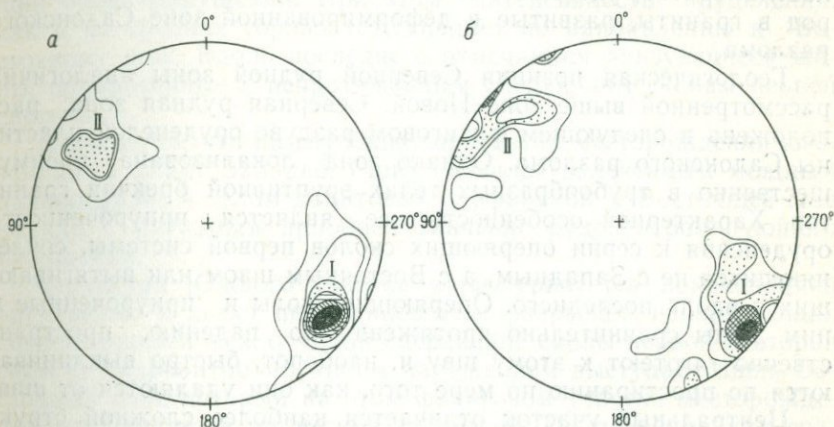


Рис. 7. Диаграммы элементов залегания:

*a* — рудных жил, 81 жила,  $<2-5-6-8-10-12\%$ ; *б* — слабо минерализованных трещин, 80 трещин,  $<1-3-5-6\%$ . I и II — максимумы жил и трещин.

Оруденение Новой рудной зоны проявлено в тектонических блоках конгломератов, расположенных, начиная со средних горизонтов, среди гранитов. Оно проявлено в раздвиге оруденелой пластины Садонского разлома, осложненном по падению рядом более мелких волнообразных перегибов (см. рис. 4, разрез I—I). Это обусловило развитие в конгломератах многочисленной серии рудовмещающих трещин и мощных зон прожилкового оруденения. Наряду с прожилками в тектонических блоках вдоль Западного шва разлома проявлены мощные жилы и линзообразные скопления руд. Проникая вверх по восставанию, в более выдержанном плитообразном участке оруденелой пластины большая часть рудовмещающих трещин затухает, и мощная прожилковая зона трансформируется в единичные жилы.

Каждый из тектонических блоков конгломератов отделен от выше- и нижерасположенных соседних разрывными нарушениями. Последние ограничивают зоны прожилков и, очевидно, заложились в дорудное время и до возникновения трещин рудовмещающей системы. Вместе с тем оруденение не заканчивается на плоскостях ограничителей и присутствует в соседних

блоках в виде других, каждый раз несопоставимых серий прожилков. Ограничители преимущественно обладают широтной или северо-западной ориентировкой и падают в южном направлении под пологими или средними углами. В совокупности они скорее всего представляют собой серию чешуй, дорудно надвинутых друг на друга с юга на север таким образом, что один блок оказался как бы нависающим над другим. Расположение их среди гранитов, залегающих даже выше отдельных блоков конгломератов, указывает на затянutosть этих обломочных пород в граниты, развитые в деформированной зоне Садонского разлома.

Геологическая позиция Северной рудной зоны аналогична рассмотренной выше зоне Новой. Северная рудная зона расположена в следующем фланговом раздвиге оруденелой пластины Садонского разлома. Однако зона локализована преимущественно в трубообразных телах эруптивной брекчии гранитов. Характерной особенностью ее является приуроченность оруденения к серии оперяющих сколов первой системы, сочленяющихся не с Западным, а с Восточным швом или вытягивающихся вдоль последнего. Оперяющие сколы и приуроченные к ним жилы сравнительно протяженны по падению, пространственно тяготеют к этому шву и, наоборот, быстро выклиниваются по простиранию по мере того, как они удаляются от шва.

Центральный участок отличается наиболее сложной структурой. Здесь проявлены сравнительно мощные жилы плитообразной формы, локализованные в гранитах, в значительно меньшей степени — в субвулканических штоках и дайках прорывающих их кварцевых альбитофиров. На средних горизонтах рудные жилы, также начинающиеся от перегибов Западного шва, развились вдоль оперяющих сколов первой системы. При этом некоторые жилы на значительном интервале приурочиваются к тектонической поверхности шва, размещаясь на его перегибах, наиболее отгибающихся от среднего простирания к субмеридиональному направлению.

Вообще на Центральном участке четко отмечается пространственное тяготение к Западному шву рудовмещающих трещин и жил, прослеживающихся почти параллельно ему (см. рис. 4). Жилы при этом нередко разветвляются. Уже на сравнительно небольшом удалении от сочленения их со швом наблюдается целая серия сближенных субпараллельных рудных тел. В сторону от направления шва жилы отклоняются только на флангах. Однако при этом они на коротком расстоянии выклиниваются. Это еще раз свидетельствует, что приоткрывание рудовмещающих сколов первой системы было обусловлено внутрирудными движениями вдоль Западного шва разлома. Фланги жил нередко ограничиваются поперечными разрывами преимущественно субмеридионального простирания. Последние, очевидно, выступают на участке в роли ограничителей как

системы рудовмещающих сколов, так и развившихся в них жил.

С глубиной рассмотренная серия жил выклинивается, их место занимают жилы, локализовавшиеся в сколах второй системы (северо-северо-восточного простирания). Они начинаются от субширотного перегиба Западного шва и заканчиваются, примыкая к такому же образом ориентированному перегибу Восточного шва, как бы выступая в роли оперяющих трещин обоих нарушений. При этом интенсивность оруденения, как и на средних горизонтах, спадает по направлению к Восточному шву. Вдоль последнего отмечаются линзующиеся жилы, приуроченные к непротяженным оперяющим сколам первой системы.

Дело в том, что на глубоких горизонтах месторождения юго-западный фланг Западного шва оказался залеченным мощным дайкообразным телом дацитовых порфиринов, и Восточный шов наряду с Западным приобрел значение рудоконтролирующего нарушения.

Структура Южного участка характеризуется локализацией оруденения в резко перегибающихся разрывах, использующих сочленяющиеся между собой оперяющие сколы первой и второй систем. Рудоконтролирующим нарушением выступает лишь Восточный шов, который на этом фланговом участке месторождения расщепляется на несколько ветвей. По одной из них границы, развитые висячем боку разлома, погружены и, по-видимому, смещены к северо-востоку. С ветвью разлома, играющей рудоконтролирующую роль, сочленяется только одна, так называемая Главная жила. Остальные — Восточная и Западная — проявлены между дорудными ограничителями субширотного простирания. С глубиной оруденение Южного участка быстро затухает, сменяясь отдельными разобщенными линзами и прожилками (см. рис. 4).

### *Морфология и строение рудных тел*

При общей вытянутости рудных тел в северо-восточном направлении отдельные интервалы их часто контролируются смыкающимися субширотными и северо-северо-восточными трещинами. Этим обусловлены, с одной стороны, резкие перегибы и изменение формы рудных тел, а иногда и их внутреннего строения. С другой стороны, проявляется расчлененность рудных тел на отдельные отрезки, как бы смещенные на небольшую амплитуду по отношению друг к другу различно ориентированными поперечными сместителями дорудного заложения. Отдельные жилы и прожилки иногда заканчиваются, упираясь в плоскости дорудных ограничителей.

Вероятно, форма рудных тел изменяется наиболее существенно при проникновении их из одной породы в другую. В част-

ности, на Садонском месторождении рудные тела вмещают пять различных по составу пород: граниты, прорывающие их субвулканические штоки и дайки кварцевых альбитофиров и эруптивных брекчий гранитов, а также перекрывающие конгломераты и вулканиты. В гранитах размещаются наиболее выдержанные и мощные рудные жилы плитообразной формы. Лишь в тех случаях, когда главный рудовмещающий разрыв сопровождается мелкими субпараллельными трещинами, жилы приобретают вид сложных линзообразных тел с параллельными прожилками и апофизами. В кварцевых альбитофирах и эруптивных брекчиях гранитов локализовались, как правило, линзообразные жилы с пережимами и раздувами.

Для конгломератов характерно проявление мощных прожилковых зон, примером которых служат рудные тела Новой рудной зоны, а также сравнительно мощные жилы плитообразной формы. Наконец, в вулканитах развились линзующиеся жильные тела и маломощные прожилковые зоны, иногда сменяющиеся прожилково-гнездовым и гнездово-вкрапленным оруденением. Очевидно, различия в морфологии рудных тел обязаны в первую очередь неодинаковым условиям образования трещин в породах различного состава, отличающихся прочностными свойствами. Наиболее выдержанные и приоткрытые трещины возникли, вероятно, в гранитах, отчасти в конгломератах, а наиболее закрытые и изогнутые — в вулканитах и субвулканических телах. В конгломератах, кроме того, происходило массовое образование трещин. Каждая из них раскрывалась здесь скорее всего умеренно, но в совокупности для всех трещин этот эффект раскрытия приводил к возникновению мощных зон прожилкового оруденения. Наряду с изложенным важное значение имеет глубина формирования рудных тел. Так, все рудные тела, выклинивающиеся по восстанию, представлены прожилками и зонами гнездово-вкрапленного оруденения. Наоборот, сравнительно мощные и выдержанные жилы появляются не только в гранитах, но и в подошве толщи вулканитов. Однако на значительной глубине вновь возрастает тенденция к появлению невыдержанных линзовидных тел.

При анализе структуры Ходского участка уже были кратко изложены представления о направлениях внутрирудных движений вдоль рудоносных оперяющих сколов первой системы и об относительно обусловленной ими форме рудных тел. Аналогичные направления внутрирудных движений были подтверждены при изучении взаимоотношений с этими сколами оруденелых трещин отрывного типа в Северной рудной зоне. Такие же результаты были получены для Южного и Центрального участков. В их пределах зафиксировано значительное число сколов второй системы, подвергшихся оруденению. В одних интервалах они вмещают рудные жилы с характерными раздувами на пере-

гибах, а в других — сопровождаются убогой минерализацией. Например, оказалось, что на Центральном участке раздвигу богатых жил приурочены к интервалам трещин с азимутом простирания  $24-34^\circ$  и углами падения  $70-75^\circ$  на юго-восток. Наоборот, слабо минерализованные трещины ориентированы по

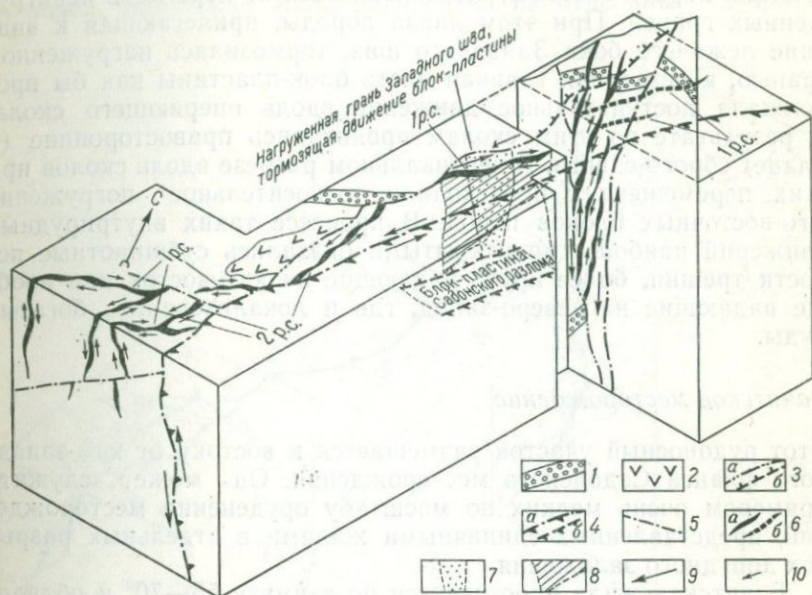


Рис. 8. Схематическая блок-диаграмма Садонского месторождения, иллюстрирующая внутрирудные движения вдоль главных швов рудоносного разлома и оперяющих трещин первой (1 р. с.) и второй (2 р. с.) рудовмещающих систем.

1 — конгломераты; 2 — штоки кварцевых альбитофиров; 3 — Западный шов (а) и его продолжение в разрыве блок-диаграммы и за плоскостью разреза (б); 4 — то же, Восточный шов; 5 — мелкие разрывы; 6 — оперяющие сколы и выполняющие их рудные жилы на видимой части блок-диаграммы (а) и за плоскостью разреза (б); 7 — грань Западного разлома, тормозящая движение блок-пластины; 8 — плоскость оперяющего скола первой рудовмещающей системы; 9 — направление внутрирудных движений вдоль главных швов Садо́нского разлома; 10 — то же, вдоль оперяющих его сколов первой и второй рудовмещающих систем

азимуту  $34-46^\circ$  и обладают более крутым падением на юго-восток под углами  $80-90^\circ$ . Очевидно, формирование руд в оперяющих сколах второй системы происходило в процессе левосторонних (в плане) сдвига-взбросов. Нет необходимости упоминать о том, что эти движения были вызваны более крупными перемещениями вдоль Западного и Восточного швов, которые могут быть классифицированы как внутрирудные левосторонние (в плане) взбросо-сдвиги (рис. 8). Породы в раздвиге Садо́нского разлома и соответственно на перегибах лежащего (северо-западного) бока Западного шва испытывали мак-

симальную нагрузку и сжатие при надвигании на них блок-пластины Садонского разлома.

Грани субширотно ориентированных перегибов, обращенных выпуклой стороной на юго-восток, как бы тормозили движение блок-пластины, перемещавшейся вверх и к северо-востоку. При таких движениях блок-пластина раскалывалась опережающими сколами первой системы, отделяющимися от перегибов ненагруженных граней. При этом линза породы, прилегающая к впадине лежачего бока Западного шва, тормозилась нагруженной гранью, а остальная главная часть блок-пластины как бы продолжала поступательное движение вдоль опережающего скола. В результате по этим сколам проявлялись правосторонние (в плане) сбросо-сдвиги. В вертикальном разрезе вдоль сколов при этих перемещениях происходило относительное погружение юго-восточных блоков пород. В процессе таких внутрирудных движений наиболее приоткрытыми оказались субширотные полости трещин, более круто падающие на юго-восток или вообще падающие на северо-запад, где и локализовались богатые руды.

#### *Бачитское месторождение*

Этот рудоносный участок размещается к востоку от юго-западного фланга Садонского месторождения. Он может служить примером очень мелких по масштабу оруденения месторождений, представленных единичными жилами в отдельных разрезах дорудного заложения.

Бачитская жила простирается по азимуту  $55-70^\circ$  и обладает северо-западным падением под углом в среднем около  $60^\circ$ . Она представляет собой тело плитообразной формы, сложенное резко преобладающим крупнозернистым кальцитом с проявленными в нем гнездами, прожилками и вкрапленностью галенита и сфалерита, а также линзовидными агрегатами пирита, мельниковита и пирротина. С висячего и лежачего боков жила сопровождается аналогичными по составу двумя протяженными, почти параллельными апофизами. Жила и апофизы развились в типичных приоткрывшихся плоскостях скольжения и участками сопровождаются измененной глиной трения, а спорадически — угловатой брекчией вмещающих пород. На большом протяжении жила локализована в гранитах, но на северо-восточном фланге пересекает несколько штокообразных тел кварцевых альбитофиринов (рис. 9).

В отличие от Садонского месторождения в этих породах мощность жилы, изменяющаяся от десятков сантиметров до 2 м, достигает максимума, а жила становится более выдержанной. При этом мощность главной жилы постепенно уменьшается вверх по восстанию, а апофизы — возрастает и, наконец, роль промышленного рудного тела полностью переходит к последней

(см. рис. 9). По-видимому, внутрирудное приоткрывание на рассматриваемом рудоносном участке затронуло только узкую полосу породы, рассеченную редкими продольными трещинами. Соответственно притертость одних компенсировалась большей приоткрытостью других.

Так же, как на Садонском и других месторождениях рудного пояса, Бачитская жила расчленена на отдельные непротя-

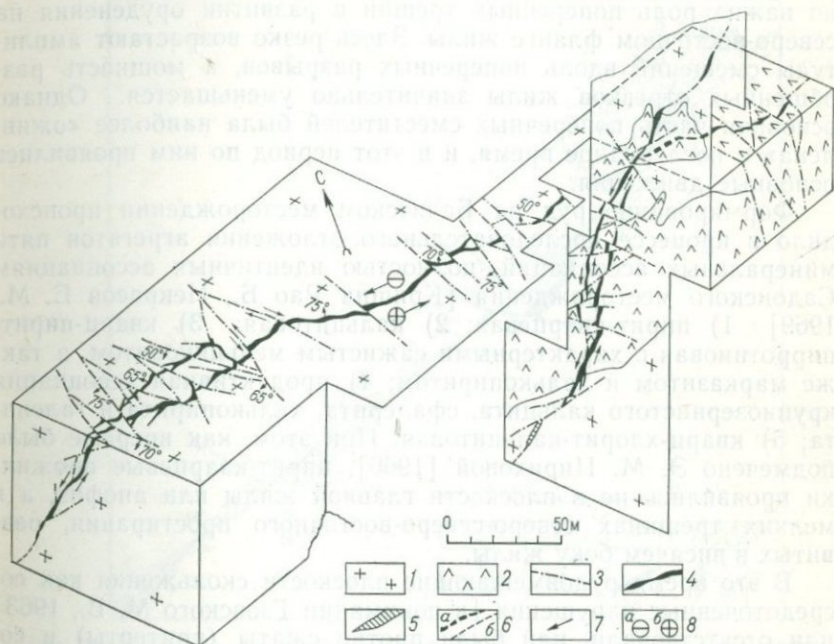


Рис. 9. Структура Бачитского месторождения.

1 — граниты; 2 — штоки кварцевых альбитофиров; 3 — разрывы; 4 — рудные жилы; 5 — кварцевые жилы в «корнях» рудных тел; 6 — продолжения рудных жил (а) и разрывов (б) за плоскостью разреза; 7 — относительные направления внутрирудных движений; 8 — то же (в разрезе); а — относительное опускание, б — относительное воздымание пород

женные отрезки многочисленными поперечными нарушениями. Главное значение среди них имеют две сопряженные системы сместителей субмеридионального и северо-западного простираний, падающих в западном направлении преимущественно под углами  $40-65^\circ$  [Кришна Рао Б., Некрасов Е. М., 1969]. В плане вдоль первой системы сместителей отрезки рудной жилы перемещены левосторонне, а вдоль второй — правосторонне по отношению друг к другу. Сместители непротяженны, например, сдвигая отрезки основной жилы, они не пересекают ее апофизы, и наоборот (см. рис. 9). Амплитуды перемещений составляют десятки сантиметров в плане, чем определяется небольшое

влияние поперечных нарушений на размещение жильного свинцово-цинкового оруденения.

Заложение обеих систем нарушений относится к дорудному времени. В частности, субмеридиональные трещины иногда ограничивают апофизы жилы и сопровождаются рудными прожилками. Мелкие трещины обоих направлений ограничивают фланги Бачитской жилы и соответственно ограничивают распространение свинцово-цинкового оруденения. Возможно, особенно важна роль поперечных трещин в развитии оруденения на северо-восточном фланге жилы. Здесь резко возрастают амплитуды смещений вдоль поперечных разрывов, а мощность разобщенных отрезков жилы значительно уменьшается. Однако основная часть поперечных сместителей была наиболее «оживлена» в послерудное время, и в этот период по ним проявились основные движения.

Формирование руд на Бачитском месторождении происходило в процессе последовательного отложения агрегатов пяти минеральных ассоциаций, полностью идентичных ассоциациям Садонского месторождения [Кришна Рао Б., Некрасов Е. М., 1969]: 1) пирит-кварцевая; 2) кальцитовая; 3) кварц-пирит-пирротиновая с характерными сажистым мельниковитом, а также марказитом и халькопиритом; 4) продуктивная ассоциация крупнозернистого кальцита, сфалерита, халькопирита и галенита; 5) кварц-хлорит-кальцитовая. При этом, как впервые было подмечено Э. М. Цириховой [1966], пирит-кварцевые прожилки проявились не в плоскости главной жилы или апофиз, а в мелких трещинах северо-северо-восточного простирания, развитых в висячем боку жилы.

В это время рудовмещающие плоскости скольжения как сосредоточенные нарушения [в понимании Гзовского М. В., 1963] или отсутствовали, или были плотно сжаты (притерты) и совершенно не приоткрывались, что кажется более вероятным. Умеренное приоткрывание затронуло их сначала в период кристаллизации агрегатов раннего мелкозернистого кальцита. Кальцит наблюдается в зальбандах жил или окаймляет редкие обломки гранита. Затем примерно одинаковое по интенсивности приоткрывание произошло в период обособления линз и прожилков пирита и пирротина. Однако вопреки обычному для этого минерала размещению в глубоких частях жил агрегаты кварц-пирит-пирротиновой ассоциации проявились преимущественно на верхних и средних горизонтах, причем в тех интервалах, которые максимально отклоняются к северо-востоку от среднего простирания жилы. Вероятно, выделение их здесь объясняется структурными причинами и, в частности, отложением в период левосторонних сдвиговых перемещений вдоль основной плоскости скольжения.

Максимальное приоткрывание рудовмещающее нарушение испытало, по-видимому, в период кристаллизации минералов

продуктивной ассоциации. В это время крупнозернистый кальцит, а также сульфиды свинца, цинка и меди обособлялись во всех частях разрывного нарушения и оперяющих сколах. Однако с глубиной количество сульфидов и кальцита резко сокращается, а кварца — существенно возрастает. Прекращается также оруденение и изменяется форма рудного тела.

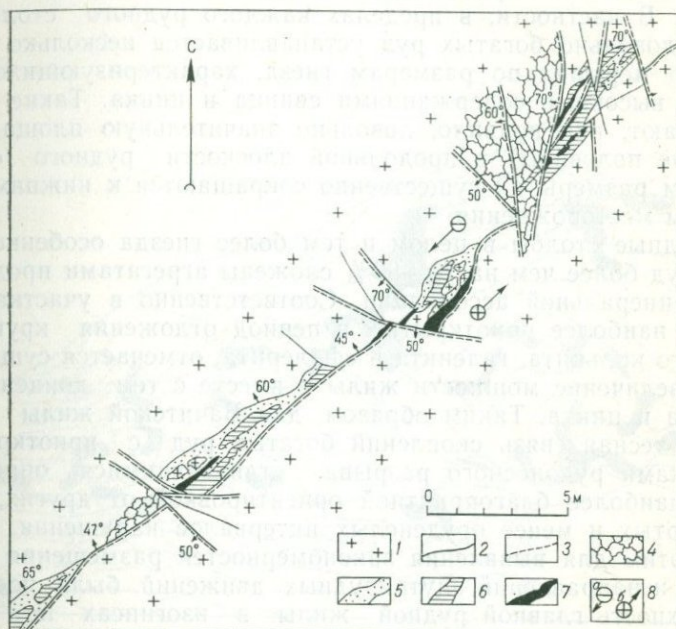


Рис. 10. Внутреннее строение и морфология Бачитской жилы на нижних горизонтах (план).

1 — граниты; 2 — дорудные сколы; 3 — дорудная тектоническая глина трения; 4 — дробление пород; 5 — ранний кварц; 6 — крупнозернистый кальцит; 7 — рудные агрегаты главным образом раннего пирита и пирротина; 8 — относительные направления внутрирудных движений; а — сбросо-сдвиг, б — взбросо-сдвиг

В результате на примере Бачитской жилы удается наблюдать безрудные корни жильных месторождений, выклинивающихся по падению. Так, в частности, жила крупнозернистого кальцита с гнездами и мелкими прожилками галенита и сфалерита, с протяженными пирит-пирротиновыми линзами, лишь кое-где сменяющаяся субширотными жильными проводниками, в корневой части преобразуется в четковидную жилу, а участками — в цепь разобщенных кварцевых гнезд. В этих кварцевых образованиях развиты мелкие и непротяженные линзы пирита и пирротина и лишь в центральных частях — крупнозернистый кальцит (рис. 10).

Оруденение в плоскости Бачитской жилы размещается столбообразно. Рудные столбы, оконтуриваемые по сравнительно высокой концентрации свинца и цинка в слагающих их рудах (превышающей примерно в 1,5 раза среднее содержание этих металлов), имеют довольно четкую тенденцию к крутому склонению в северо-восточном направлении. По падению они прослеживаются на расстояние от нескольких десятков метров до 100—150 м и представляют собой сложные рудные образования. В частности, в пределах каждого рудного столба на фоне довольно богатых руд устанавливается несколько значительно меньших по размерам гнезд, характеризующихся особенно высокими содержаниями свинца и цинка. Такие гнезда занимают, как правило, довольно значительную площадь (но меньше половины) в продольной плоскости рудного столба, причем размеры их существенно сокращаются к нижним горизонтам месторождения.

Рудные столбы в целом и тем более гнезда особенно богатых руд более чем на 70—90% сложены агрегатами продуктивной минеральной ассоциации. Соответственно в участках разрыва, наиболее приоткрытых в период отложения крупнозернистого кальцита, галенита и сфалерита, отмечается существенное увеличение мощности жилы и вместе с тем концентрации свинца и цинка. Таким образом, для Бачитской жилы характерна тесная связь скоплений богатых руд с приоткрытыми участками рудоносного разрыва, отличающимися определенной, наиболее благоприятной ориентировкой от других, более притертых и менее оруденелых интервалов нарушения. В связи с этим для выявления закономерностей размещения оруденения и направлений внутрирудных движений была построена поверхность главной рудной жилы в изогипсах по методу П. А. Рыжова [1952].

Поверхность жилы спроектирована на вертикальную продольную плоскость, ориентированную в пространстве в соответствии со средним простиранием жилы по азимуту  $60^\circ$ . В результате при таком методе построения горизонтальное положение изогипс фиксирует среднее простирание жилы, равное  $60^\circ$ , изгиб их вверх указывает на изменение простирания и отклонение его к северо-востоку, разрежение изогипс — свидетельствует об увеличении угла падения жилы, а сближение — о ее выполаживании (рис. 11).

Поверхность жилы, а соответственно и вмещающая ее плоскость скольжения волнообразна и осложнена рядом впадин, обращенных вогнутой стороной на юго-восток. На ту же продольную проекцию были нанесены содержания суммы свинца и цинка в руде, изображенные в виде изолиний концентраций этих металлов. Такое совмещение позволило увязать размещение рудных столбов, а иногда и гнезд особенно богатых руд с ориентировкой отдельных участков поверхности рудо-

вмещающего нарушения. В частности, подавляющее большинство вышеуказанных скоплений богатых руд приурочивается к наиболее крутопадающим сторонам впадин, а также к перегибам поверхности этого нарушения, отклоняющимся от среднего простирания к северо-востоку.

Очевидно, подобное положение рудных столбов и гнезд можно объяснить формированием их в процессе левосторонних (в

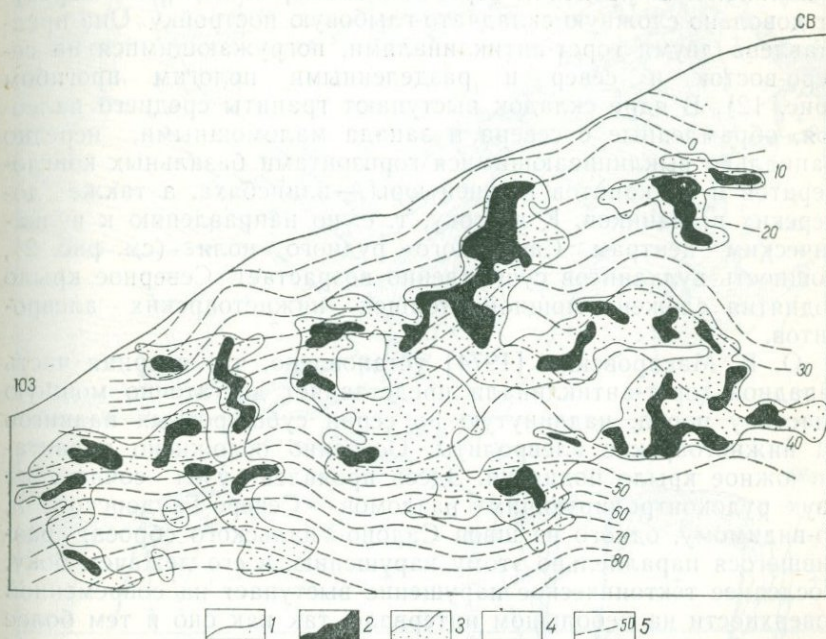


Рис. 11. Продольная поверхность Бачитской жилы и распределение в жиле свинца и цинка. По Б. Кришна Рао и Е. М. Некрасову.

1 — изолинии концентраций свинца и цинка; 2—4 — содержания свинца и цинка: 2 — высокие, 3 — средние, 4 — низкие; 5 — изогипсы поверхности рудной жилы

плане) сдвига-сбросовых перемещений. Рудные столбы возникали в приоткрывавшихся сравнительно протяженных участках поверхности рудовмещающего нарушения. Рудными гнездами же использовались небольшие максимально приоткрытые полости, возникавшие на месте мелких перегибов, осложняющих такие сравнительно приоткрытые участки разрыва или места сочленений его с поперечными ограничителями небольшой протяженности. В этом случае последние выступали в процессе проникновения рудоносных растворов в роли своеобразных локальных экранов.

## Месторождения Згидского рудного поля

В пределах Згидского рудного поля локализовано два рассматриваемых ниже месторождения — Верхне- и Нижне-Згидское — и ряд рудопроявлений. Згидское рудное поле пространственно совпадает с Кионским поперечным поднятием, осложняющим сводовую часть Садоно-Унальского горст-антиклинория, а также расположенную южнее Штулу-Харесскую грабен-синклиналь. В пределах горст-антиклинория поднятие образует довольно сложную складчато-глыбовую постройку. Она представлена двумя горст-антиклиналями, погружающимися на северо-восток и север и разделенными пологим прогибом (рис. 12). В ядре складок выступают граниты среднего палеозоя, обрамленные с севера и запада маломощными, нередко фациально выклинивающимися горизонтами базальных конгломератов и вулканитов нижней юры — плинсбаха, а также домерских песчаников. К востоку, т. е. по направлению к вулканическим центрам Садонского рудного поля (см. рис. 2), мощность вулканитов существенно возрастает. Северное крыло поднятия сложено мощной толщей нижнетоярских алевролитов.

О. В. Макаровским [1974] установлено, что ядерная часть западной горст-антиклинали представляет достаточно мощную пластину пород, надвинутую по серии субширотных надвигов на нижнетоярские алевролиты. Особенно осложнено надвигами южное крыло поднятия. Здесь проявлен узел сочленения двух рудоконтролирующих разломов — Северо-Гаудорского и, по-видимому, одного из швов Садоно-Унальского сброса, развившегося параллельно этому нарушению, в его лежащем боку. Последнее тектоническое нарушение выступает на современной поверхности на небольшом интервале, так как оно и тем более основной разлом перекрыты с запада и востока породами, надвинутыми по Нузальскому и сопряженным с ним надвигам.

### *Верхне-Згидское месторождение*

Наиболее значительное по масштабу оруденения Верхне-Згидское месторождение согласно ранее рассмотренной группировке (см. табл. 2) относится к типу рудоносных участков, представленных жилами в мощной зоне дробления синвулканического заложения. Месторождение приурочено к сводовой части восточной горст-антиклинали Кионского поднятия, к участку погружения антиклинали на северо-восток (см. рис. 12). Основные запасы руд заключены в Главной жиле. На северо-восточном фланге, особенно на средних горизонтах, жила сопровождается рядом второстепенных, почти параллельных ей жил и непротяженных прожилков, а также редких апофиз.

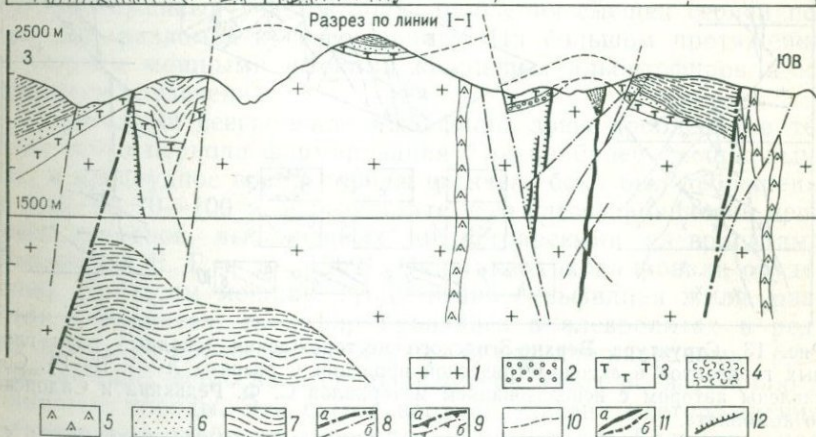
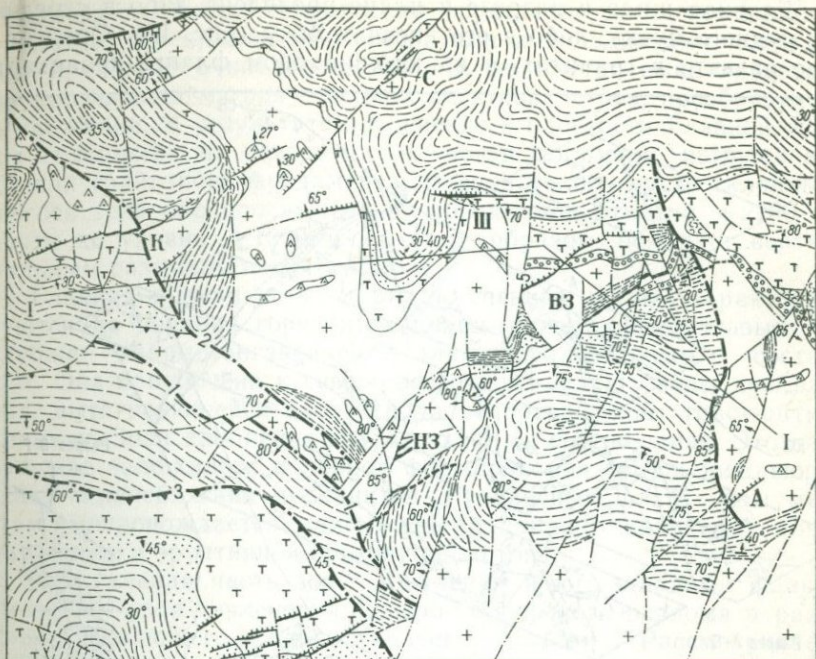


Рис. 12. Схема геологического строения Згидского рудного поля. Составлена Е. М. Некрасовым с использованием материалов С. Ф. Редькина и Е. М. Мартюхина.

1 — граниты; 2 — конгломераты; 3 — туфы андезит-дацитовых порфиров; 4 — субвулканические тела, сложенные пирокластами андезит-дацитовых порфиров; 5 — дайки и штоки кварцевых альбитофиров; 6 — песчаники; 7 — алевролиты и аргиллиты тоара; 8 — разломы: а — протяженные, б — второстепенные; 9 — надвиги: а — протяженные, б — непротяженные; 10 — предполагаемые разрывы; 11 — рудные жилы: а — выходящие на поверхность, б — скрытые; 12 — жилы и рудоносные зоны с непромышленным свинцово-цинковым оруденением.

Разломы: 1 — швы Садоно-Унальского разлома, 2 — Северо-Гаудорский, 3 — Нузальский взброс, 4 — Абайтинский; месторождения: ВЗ — Верхне-Згидское; НЗ — Нижне-Згидское; рудопроявления: К — Кион, С — Северное, Ш — Широтное; А — Абайтинское



В северо-восточном направлении оруденение достигает кровли гранитов, перекрытой конгломератами и вулканитами. Кое-где оно проникает в последние породы, но быстро выклинивается на протяжении метров — первых десятков метров, преобразуясь в прожилки. В результате оруденение в плоскости Главной жилы склоняется на северо-восток, почти повторяя погружение кровли гранитного фундамента. В виде такого круто склоняющегося тела оно прослежено от абсолютной отметки +2200 м почти до уровня +1000 м и, таким образом, обладает вертикальным размахом почти в 1200 м.

Главная рудная жила и второстепенные жилы характеризуются на верхних горизонтах кварц-галенит-сфалеритовым, а глубже — кварц-мангансидерит-галенит-сфалеритовым составом. Она приурочена к северо-восточному флангу зоны дробления, вытягивающейся вдоль свода непротяженной горст-антиклинали. Зона дробления круто падает на северо-запад. Это нарушение заложилось в период формирования толщи нижнеюрских — плинсбахских вулканитов. Рудоносный фланг зоны местами сопровождается маломощными дайками кварцевых альбитофиров и эруптивной брекчии гранитов.

Центральная часть зоны дробления и юго-западный фланг достигают узла сочленения Северо-Гаудорского разлома и разрыва, оперяющего Садоно-Унальский разлом. Рассматриваемый протяженный участок зоны дробления смещен серией поперечных разломов к северо-западу. На большом протяжении он залечен мощными штоками кварцевых альбитофиров и не подвергся оруденению.

Оруденелый северо-восточный фланг зоны дробления в течение всего периода формирования был наиболее мобильным. Так, в предрудное время породы всяческого бока были сброшены по зоне на 70—100 м, в результате чего здесь проявилась цепь узких грабенных, выполненных нижнетоярскими алевролитами [Рыпинская Е. Г. и др., 1969]. Они также экранировали оруденение. При этом мощная, существенно сульфидная жила, развитая в гранитах, трансформировалась в алевролитах в редкие и мелкие прожилки и линзы сульфидно-кварцевых руд, проникающих всего на несколько метров вверх по восстанию в глинистые породы. Эти самые верхние части месторождения сравнительно слабо эродированы. В результате Главная жила дает представление почти о полном вертикальном разрезе рудного тела. В этом отношении характерной чертой является разветвленность жилы как вверх по восстанию, так и на северо-восток, т. е. при приближении к экранирующим породам. Переход в них зоны дробления в систему субпараллельных плоскостей скольжения, затертость последних, затухание по простиранию скорее всего указывают на то, что экранирующие вулканиты являлись неблагоприятными с механической точки зрения породами для проявления в них разрывных нарушений;

последние в них, по-видимому, возникали менее интенсивно, чем в гранитах.

Основной структурной особенностью месторождения является расчлененность рудоносного участка, Главной жилы и второстепенных жил сравнительно крупными поперечными разломами на несколько протяженных частей. Разломы получили наименование Больших сбросов. Они смещают протяженные части жил по отношению друг к другу на амплитуду от 10—15 до 100 м в плане. В свою очередь, эти части жил расчленены на еще более мелкие отрезки многочисленными поперечными трещинами, характеризующимися намного меньшей амплитудой смещения. По ориентировке и направлению суммарных перемещений крупные и мелкие поперечные разрывы могут быть сгруппированы в две системы разрывных нарушений: левосторонние взбросо-сдвиги субмеридионального простираения и правосторонние взбросо-сдвиги северо-западного простираения. Нарушения обеих систем преимущественно падают в западном направлении под углами 50—70°. По данным С. Ф. Редькина [Некрасов Е. М., Редькин С. Ф., 1969], крупные сместители были заложены в период внедрения субвулканических тел кварцевых порфиров. Так, например, шток этих пород оказался экранированным поверхностью Второго Большого сброса и не проник через нее (см. рис. 13, разрез А—Б). Наиболее интенсивные движения вдоль Больших сбросов протекали в дорудное время, когда они выступали в роли сопряженных сместителей еще неминерализованных трещин рудовмещающей системы. Об этом свидетельствуют такие признаки, как несовпадение количества жил, заключенных между Вторым и Четвертым Большими сбросами (особенно на средних горизонтах месторождения), приуроченность рудных линз и гнезд богатых руд к тектонической поверхности Второго Большого сброса, неодинаковый состав руд, примыкающих с различных сторон к поперечным разрывам, отсутствие в этих рудах следов динамометаморфизма и дробления и другие признаки.

А. Н. Атанасов [1964] также подметил, что граниты вдоль Больших сбросов подверглись окварцеванию, пиритизации, серицитизации и карбонатизации, которые предшествуют отложению сульфидов свинца, цинка, а также меди. Часть мелких поперечных сместителей также сопровождается минерализацией и зонами измененных пород и, по-видимому, была заложена одновременно с Большими сбросами. Однако многие из них возникли или были интенсивно подновлены в послерудное время и смещали уже сформировавшиеся жилы. Действительно вдоль некоторых мелких поперечных трещин четко устанавливаются признаки дробления жильных и рудных минералов.

По морфологическим особенностям среди рудных тел достаточно четко различаются три типа — массивные жилы плитообразной формы, зоны прожилкового и гнездово-вкрапленного

оруденения. Рудные тела первого типа наиболее характерны для центральной части месторождения и его верхних и средних горизонтов. В частности, несколько глубже границы распространения грабенов, выполненных экранирующими оруденение алевролитами, рудовмещающая зона дробления испытала, по-видимому, максимальное приоткрывание в период минерализации. Мощность локализовавшейся здесь жилы местами достигает 10—12 м. Если мысленно исключить поперечные нарушения, то оказывается, что жила представляет собой плитообразное массивное тело с постепенно изменяющейся мощностью и плавными перегибами в плане и разрезе. Мощный интервал жилы прослеживается по падению на 40—120 м, глубже и на флангах мощность жилы снижается до 1—3 м. На флангах в лежащем боку жил иногда развиты продольные зоны прожилков, вытягивающиеся на десятки метров и свидетельствующие о том, что они сложены преимущественно проявленными рудами выполнения. Прожилки то примыкают к главному жильному телу, то несколько отклоняются в сторону от него. Особенно интенсивно развилось прожилковое оруденение на одном из верхних горизонтов, в узле сочленения Главной жилы и апофизы лежащего бока.

С глубиной усиливаются метасоматические процессы рудообразования. Нередко рудное тело оказывается представленным полосой неправильных гнезд и сульфидной вкрапленности, приуроченной к зоне дробления или даже плоскостям скольжения.

Рассмотренные рудные тела сформировались в результате последовательной кристаллизации агрегатов четырех минеральных ассоциаций: пирит-кварцевой, мушкетовит-кальцит-мангансидеритовой, сульфидной (пирит-галенит-халькопирит-сфалеритовой) и кварц-кальцитовой (с переотложенными марказитом, галенитом и клейофаном). В сравнительно мощных жилах одна из призальбандовых частей представляет, как правило, зону нередко угловатой слабо замещенной брекчии измененного гранита, залеченную пирит-кварцевым минеральным веществом. Изредка брекчия оказывается интенсивно «переработанной» растворами и устанавливается в виде темных «теней» в раннем кварце. Контакт рассматриваемой зоны с гранитами изобилует кварцевыми апофизами, иногда настолько многочисленными, соединяющимися между собой, что участками приконтактовая зона приобретает штокверковое строение.

Дальнейшее наращивание мощности жил осуществлялось за счет вовлечения в брекчирование новых «полос» боковых гранитов. Происходило это на фоне ослабевающего дробления пород и усиления метасоматических процессов. Действительно следующие зоны в жилах оказываются сложными агрегатом магнетита, мангансидерита и кальцита, цементирующим более редкую брекчию гранитов, а также агрегатами сульфидов. Не-

редко сульфиды локализуются на границе кварцевой и магнетит-мангансидеритовой зоны или накладываются на последнюю. Во всех случаях они интенсивно, а иногда нацело замещают ранние карбонаты. Сульфидный, реже мангансидеритовый зальбанд жилы примыкает к четкой плоскости скольжения, сопровождающейся измененной глиной трения.

По данным С. Ф. Редькина, в рудах с глубиной возрастает количество сфалерита по отношению к галениту. В частности, отношение  $Pb:Zn$  изменяется от 5:1 на верхних горизонтах до 1:2 на нижних. Такая тенденция, видимо, отражает проявление зональности отложения. Размещение разновозрастных минеральных ассоциаций и, в частности, сульфидных агрегатов (включая богатые руды) подчиняется на месторождении зональности другого, скорее структурного типа. Так, мушкетовит-мангансидеритовые агрегаты наиболее широко проявились на юго-западном фланге месторождения и глубже перегиба рудоносной зоны дробления, отмеченного И. П. Златогурской [1958] на границе верхних и средних горизонтов месторождения.

Действительно, поверхность Главной жилы, изображенная в виде изолиний на ее продольной плоскости [Некрасов Е. М., Редькин С. Ф., 1969], ступенчата в связи с расчлененностью Большими сбросами (рис. 14). Оказывается, часть поверхности, заключенная между Первым и Вторым Большими сбросами, на верхних горизонтах месторождения ориентирована на северо-восток и осложнена рядом почти горизонтальных перегибов. С глубиной эта часть поверхности жилы становится более выдержанной, простирающейся в восток-северо-восточном направлении и круто падающей на северо-запад; лишь на средних горизонтах она осложнена перегибом, обращенным выпуклой стороной на юго-восток.

Скопления богатых руд образуют субгоризонтальную полосу, проявленную на верхних горизонтах и погружающуюся в плоскости жилы на флангах. Между Первым и Вторым Большими сбросами богатые руды приурочены преимущественно к тем граням горизонтальных перегибов, которые наиболее отклонены на северо-северо-восток относительно среднего простиранья жилы и обладают наиболее крутым падением на северо-запад или даже обратным падением на юго-восток. Очевидно, отложение сульфидных агрегатов в пределах рассматриваемой части Главной жилы происходило на фоне внутрирудных сбросо-сдвигов, с левосторонним смещением в плане (см. рис. 14, б).

К юго-западу и северо-востоку от рассмотренной части поверхности рудной жилы на верхних горизонтах также устанавливается полоса изометричных участков, выпуклых на северо-запад. Они осложняют поверхность жилы наподобие цепи «горбов». Выпуклые участки придают фланговым частям поверхности жилы местами субширотную ориентировку в плане и при

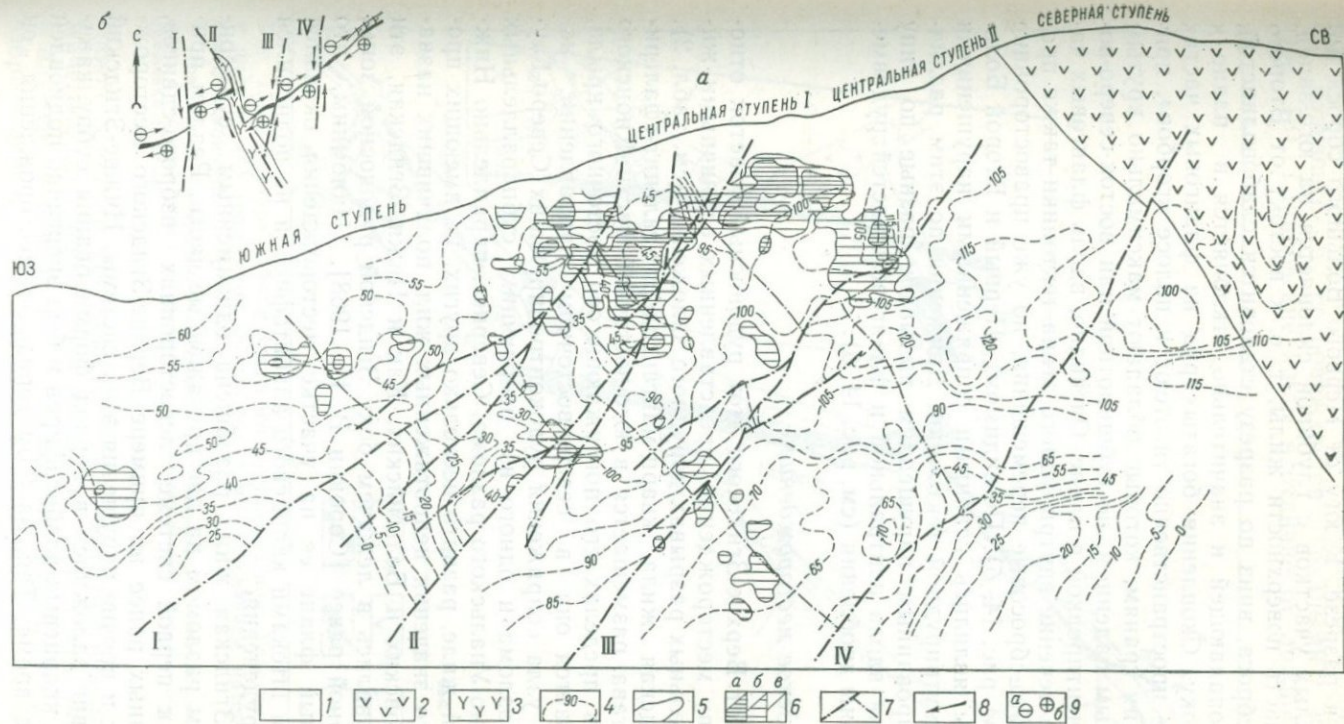


Рис. 14. Распределение свинца в продольной плоскости Главной Верхне-Згидской жилы (а) и направления внутрирудных движений, способствующие локализации богатых руд (б), план. По С. Ф. Редькину и А. Я. Кармазину.

1 — граниты; 2 — туфы андезит-дацитовых порфиров; 3 — дайки альбитофиров; 4 — изогипсы поверхности рудной жилы; 5 — изолинии концентраций свинца; 6 — содержания свинца: а — высокие, б — средние, в — низкие; 7 — следы крупных поперечных разрывов; I—IV — Большие сбросы; 8 — относительные направления внутрирудных движений в плане; 9 — то же, в разрезе: а — погружение пород, б — воздымание

этом сохраняют вертикальное или даже обратное падение на юго-восток в разрезе. К югу от Первого Большого сброса полоса выпуклых участков с глубиной склоняется на юго-запад. Северная часть поверхности жилы, т. е. к востоку от Второго Большого сброса, вниз по разрезу становится слабоволнистой, более крутопадающей и значительно отклоняется в плане к северо-востоку. Скопления богатых руд на фланговых частях зоны также пространственно тяготеют к полосе «горбов», причем к тем их граням, которые обладают максимально крутым или обратным падением, но субширотной или восток-северо-восточной ориентировкой в плане. Очевидно, вдоль фланговых частей зоны в течение внутрирудного этапа тектоники также протекали сдвиго-сбросовые перемещения, но уже правосторонние в плане (см. рис. 14, б). По-видимому, Первый и Второй Большие сбросы являлись главными сопряженными нарушениями в период внутрирудной тектоники. Движения по этим различным ориентированным нарушениям вызывали разные по типу перемещения вдоль центральной и фланговых частей рудовмещающей зоны дробления (см. рис. 14, б).

#### *Нижне-Згидское месторождение*

В отличие от Верхне-Згидского этот рудоносный участок относится к типу месторождений, представленных единичными жилами в отдельных разрывах дорудного заложения (см. табл. 2). Нижне-Згидская жила кварц-мангансидерит-галенит-сфалеритового состава размещается в юго-восточной части Кионского поднятия, в пределах его погружающегося восточного крыла. Прослеживается она в северо-восточном направлении, начинаясь от узла сопряжения рудоконтролирующих Северо-Гаудорского разлома и одного из оперяющих субпараллельных швов Садоно-Унальского разлома. Севернее, параллельно Нижне-Згидской жиле, развито несколько других, не имеющих промышленного значения непротяженных жил, получивших название Гацировских и Бельгийских. Как и Нижне-Згидская, эти жилы проявились в лежачем боку Згидской рудоносной зоны, рассмотренной ранее [Сорокин В. И., 1968]. Напомним, что юго-западный фланг ее на участке месторождения оказался залеченным штоками кварцевого альбитофира и не подновился в период оруденения.

Нижне-Згидская жила разобрана одноименным субмеридиональным разломом на две протяженные части. Разлом принадлежит к первой системе левосторонних взбросо-сдвигов, рассмотренных ранее на примере Верхне-Згидского месторождения. Как и прочие нарушения этой системы, Нижне-Згидский взбросо-сдвиг заложился в период формирования субвулканических тел кварцевых альбитофиринов и был энергично подновлен в дорудное время. Так, на 8-ом горизонте месторождения он

ограничивает дайкообразные тела кварцевых альбитофиров, а на горизонте 6 сопровождается рудными прожилками (рис. 15). Гацировские жилы в отличие от ложно смещенной

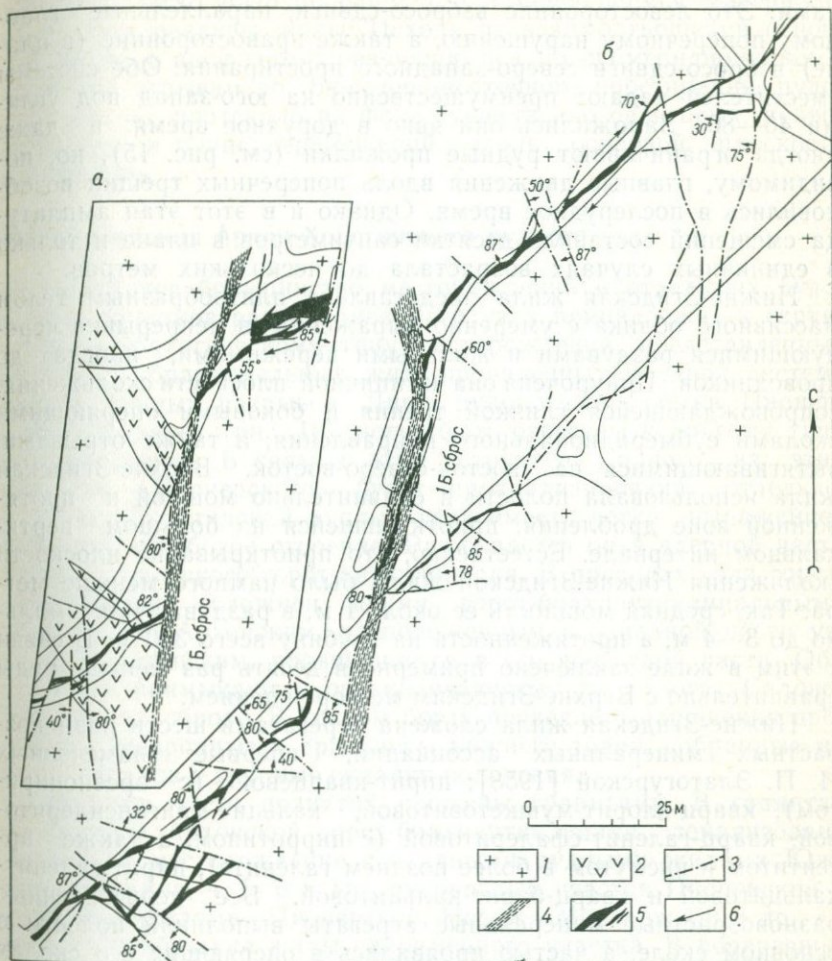


Рис. 15. Структура Нижне-Згидского месторождения. Участки восьмого (а) и шестого (б) горизонтов; составлены с использованием материалов Садонского комбината.

1 — граниты; 2 — кварцевые альбитофиры; 3 — разрывы; 4 — глинистые тектонические швы; 5 — рудные жилы и прожилки; 6 — относительные направления внутрирудных движений в плане

Нижне-Згидской, сочленяются с тектонической поверхностью лежачего бока взбросо-сдвига (см. рис. 12). Таким образом, как и на Верхне-Згидском месторождении, вдоль Нижне-Згидского взбросо-сдвига была смещена в дорудное время (главным об-

разом в плане) основная трещина рудовмещающей системы, еще не подвергшаяся минерализации. Наконец, аналогично Верхне-Згидскому месторождению протяженные участки жилы разобщены на мелкие отрезки короткими поперечными трещинами. Это левосторонние взбросо-сдвиги, параллельные главному поперечному нарушению, а также правосторонние (в плане) взбросо-сдвиги северо-западного простирания. Обе системы сместителей падают преимущественно на юго-запад под углами 40—80°. Заложились они явно в дорудное время и даже иногда ограничивают рудные прожилки (см. рис. 15), но, по видимому, главные движения вдоль поперечных трещин возобновились в послерудное время. Однако и в этот этап амплитуда смещений составила десятки сантиметров в плане и только в единичных случаях возростала до нескольких метров.

Нижне-Згидская жила представлена плитообразным телом массивного облика с умеренно выраженными непрерывно чередующимися раздувами и жильными пережимами, иногда до проводников. Приурочена она к типичной плоскости скольжения, сопровождающейся глиной трения и боковыми оперяющими сколами субмеридионального направления, а также отрывами, вытягивающимися на восток-северо-восток. Верхне-Згидская жила использовала полости в сравнительно мощной и протяженной зоне дробления, приоткрывшейся на большом вертикальном интервале. Естественно, что приоткрытие плоскости скольжения Нижне-Згидской жилы было намного меньше метра. Так, средняя мощность ее около 1 м, в раздувах максимум до 3—4 м, а протяженность на глубину всего 300 м. В связи с этим в жиле заключено примерно в десять раз меньше руды сравнительно с Верхне-Згидским месторождением.

Нижне-Згидская жила сложена агрегатами шести разновозрастных минеральных ассоциаций, впервые намеченных И. П. Златогурской [1958]: пирит-кварцевой (с арсенопиритом), кварц-хлорит-мушкетовитовой, кальцит-мангансидеритовой, кварц-галенит-сфалеритовой (с пирротином, а также аргентитом и висмутом в более позднем галените), пирит-галенит-кальцитовой и кварц-барит-кальцитовой. Все перечисленные разновозрастные минеральные агрегаты выполнили полости в основном сколе, а частью проявились в оперяющих его сколах и отрывах.

Направления ранних внутрирудных движений (в период формирования пирит-кварцевой ассоциации) унаследовались в более позднее время и, в частности, в стадию отложения продуктивных агрегатов четвертой и пятой ассоциаций. Наиболее максимальное раскрытие рудовмещающей плоскости скольжения происходило синхронно с обособлением мангансидерита и кальцита. В результате наиболее разнообразным минеральным составом отличаются короткие раздувы жилы восток-северо-восточного простирания. Наоборот, в пережатых участках жилы, вы-

тягивающихся на северо-северо-восток, развиты, как правило, только мангансидерит и подчиненный ему кальцит. Трещинообразование, синхронное с поступлением собственно рудоносных растворов, происходило в основном в мангансидерите, как в наиболее легко разрушающемся и замещающемся материале, слагавшем раздувы жилы. Исходя из взаимоотношений основной жилы с апофизами, развившимися по субмеридиональным сколам и отрывам восток-северо-восточного простирания, рудообразование протекало на фоне существенно сдвиговых, правосторонних в плане перемещений вдоль основной плоскости скольжения.

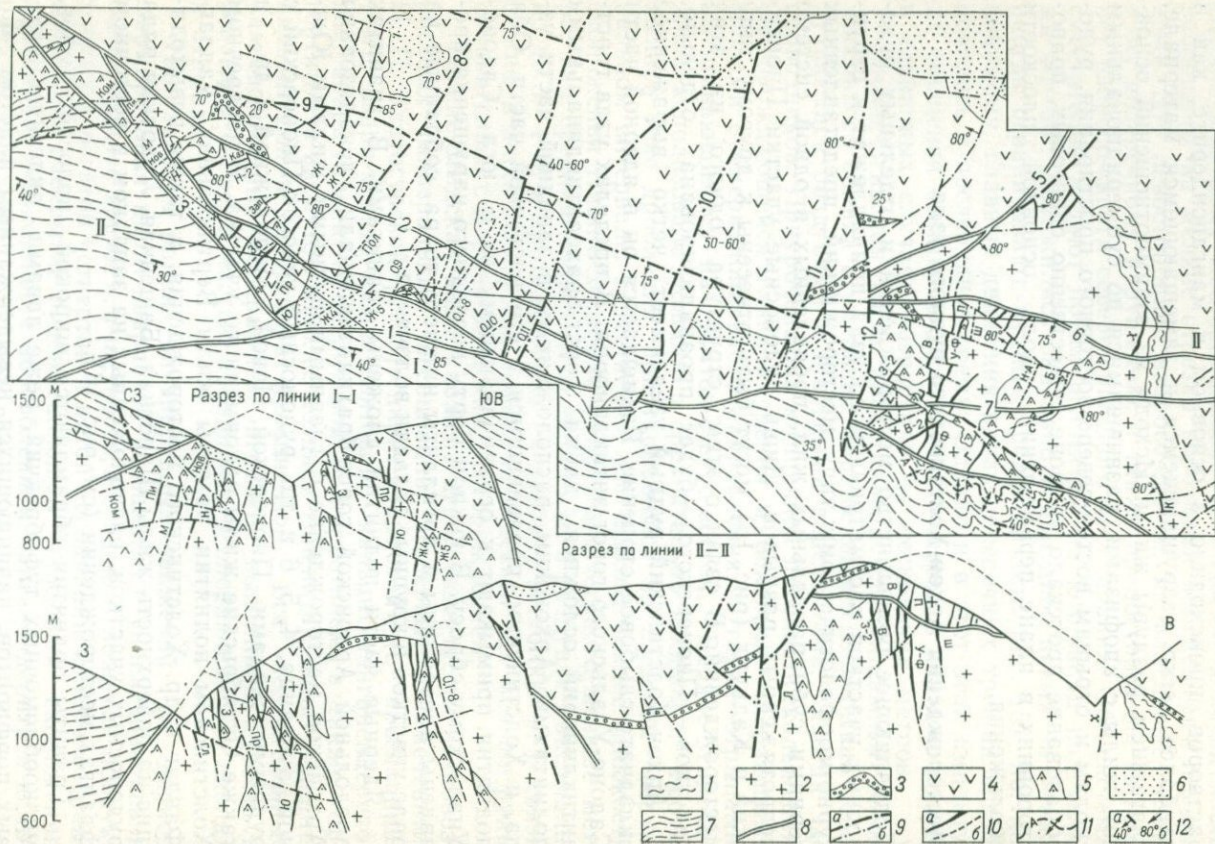
### Месторождения Архон-Холстинского рудного узла

подавляющее большинство месторождений и отдельных рудоносных участков рассматриваемого узла принадлежат к структурно-морфологическому типу месторождений, представленных сериями субпараллельных жил, проявленных в одной системе непротяженных разрывов. Лишь рудоносные участки Пионерский и Каднукт (рис. 16) могут быть отнесены к другому типу месторождений. В связи с этим структура одного из этих участков — Пионерского — будет проанализирована отдельно.

Архон-Холстинский рудный узел имеет четко выраженное складчато-глыбовое строение. Размещается он в ядерной части Садоно-Унальского горст-антиклинория. В пределах узла горст-антиклинорий осложнен двумя горст-брахиантиклинальными поднятиями: Архонским, расположенным в западной части узла, и Холстинским, проявившимся в его восточной части. Оба поднятия примыкают к ограничивающему их с юга Садоно-Унальскому сбросу. В южном борту последнего нарушения проявлены алевролиты и аргиллиты нижнего тоара, собранные на ряде участков в крупные складки волочения.

Ядерные части поднятий сложены гранитами. В гранитах продольной Архонской горст-брахиантиклинали локализовано Архонское месторождение с главными рудными жилами Южной, Зубакина, 4, 5, 6 и др., рудоносный участок Пионерский с рудными жилами Пионерской, Новой, Молодежной и др., а также Октябрьские жилы одноименного участка. В поперечном Холстинском поднятии развиты жилы Вертикальная, Уаллаг-Фандаг и др. Холстинские месторождения, а также невыходящие на поверхность жилы Широкая, Башенная, Луарская ряда рудоносных участков, расположенных на западном и восточном флангах месторождения (см. рис. 16).

Граниты поднятия обрамляются широкой полосой туфов, мелкообломочных туфобрекчий, реже лавами андезит-дацитовых порфиритов, начинающихся невыдержанным пластом базальных конгломератов нижнелейасового — плинсбахского возраста. Максимальная мощность вулканогенных пород отмече-



на в Луарском прогибе. Здесь видимая мощность их, установленная горными выработками, около 850—900 м. Такая сравнительно значительная мощность вулканитов объясняется довольно широким проявлением в рудном узле вулканических аппаратов, служивших (наряду с разломами) каналами для поднимавшихся лав и выбрасывавшихся пирокластических продуктов извержений. В частности, вулканические сооружения установлены в западной и центральной частях Холстинской поперечной горст-брахиантиклинали и на юго-западном погружении Архонской продольной горст-брахиантиклинали. Последнее очень четко фиксируется в разрезе I—I (см. рис. 16), построенном по данным многочисленных горизонтов горных выработок.

Вулканические аппараты иногда обладают элементами кольцевого строения. В центральной части их располагаются, как правило, менее кислые по составу пирокласты дацитовых порфиритов или кварцевые диоритовые порфириты, а по периферии — более кислые кварцевые альбитофиры. Кроме того, в гранитах проявлены многочисленные субвулканические тела преимущественно кварцевых альбитофиров, образующие непротяженные дайки и мелкие штоки, довольно четко концентрирующиеся в виде отдельных «пучков», как это зафиксировано, например, в разрезе II—II (см. рис. 16).

Главное рудоконтролирующее значение в пределах рудного узла имеют разломы северо-западного и субширотного простираний. Архонское месторождение и его рудоносные участки приурочены к узлу сочленения Садоно-Унальского разлома с Диагональным, расщепляющимся на серию ветвей. При этом ветви разлома, прослеженные горными выработками, — собственно Диагональный разлом, Октябрьский, разломы Тектонический контакт и Цирх — не проникают за поверхность Садоно-Унальского разлома регионального типа (см. рис. 16, разрез I—I). Вдоль большинства разломов северо-западного простирания проявлены дайки и штокообразные, вытянутые вдоль разломов тела кварцевых альбитофиров, свидетельствующие о синвулканическом заложении нарушений. Особенно мощные

Рис. 16. Схема геологического строения Архон-Холстинского рудного узла.

1 — кристаллические сланцы; 2 — граниты; 3 — конгломераты; 4 — покровные андезит-дацитовые порфириты, их туфы и туфобрекчии; 5 — дайки кварцевых диоритовых порфиритов и альбитофиров, тела вулканических аппаратов; 6 — песчаники; 7 — алевриты с прослоями аргиллитов; 8 — рудоконтролирующие разломы; 9 — прочие разрывы: протяженные (а), небольшой протяженности (б); 10 — рудные жилы, выходящие на дневную поверхность (а), скрытые (б); 11 — ось антиклинальной складки волоочения; 12 — направление и угол падения пород (а), разрывов и жил (б).  
Разломы: 1 — Садоно-Унальский, 2 — Диагональный, 3 — Тектонический контакт, 4 — Октябрьский, 5 — Цамадский, 6 — Широтный, 7 — Нажи-Адагский, 8 — Гушалынский, 9 — Цирх, 10 — Луарский, 11 — Ограничивающий, 12 — Меридиональный. Жилы: Ком — Комсомольская, Пи — Пионерская, М — Молодежная, Нов — Ногодняя, Н — Новая, Каз — Казгин, Н-2 — Новая-2, Зап — Западная, Г — Главная, Зб — Зубакина, Пр — Промежуточная, Ю — Южная, Пол — Пологая, О 1—11 — Октябрьские 1—11, Л — Луарские, 3-2 — Западная-2, В — Вертикальная, У-Ф — Уаллаг-Фандаг, П — Параллельная, Ш — Широтная, Н-А — Нажи-Адагская, Б — Башенная, В-2 — Верхняя-2, Х — Хорановская, К — Каднукт

разветвляющиеся дайки приурочены к поверхности разлома Тектонический контакт, к Галау-Лагатскому разлому, представляющему собой, по-видимому, юго-восточный фланг разлома Цирх, Октябрьскому разлому и др. Многие из них сопровождаются окварцеванием, пиритизацией, линзами кварца с гнездами и вкрапленностью пирита, сфалерита и галенита. Приуроченность к разломам этих минеральных образований свидетельствует об оживлении системы северо-западных нарушений в процессе минерализации и унаследованности разломами трещин древнего синвулканического заложения.

Еще в 1958 г. при съемке поверхности рудного узла Г. Д. Ажгиреем и его сотруidниками было отмечено несовпадение мощности вулканитов, развитых в различных бортах Диагонального разлома. В настоящее время горными выработками подтверждено, что к северо-востоку от разлома накопилась толща вулканогенных пород мощностью максимум до 900—950 м, а в юго-западном борту — не более 300 м (см. рис. 16). Это свидетельствует о значительных перемещениях по Диагональному разлому (и, вероятно, другим нарушениям той же системы) в этап накопления вулканогенных пород. Позднее, но явно до проявления дорудных трещин рудовмещающей системы, разломы интенсивно подновлялись. Особенно значительные движения характеризовали разлом Тектонический контакт. Последний представлял собой скорее всего шарнирный сброс. Максимальные перемещения проявлялись вдоль юго-восточного «плеча» этого нарушения. При этом клиновидный блок пород, заключенный между этим «плечом» нарушения и Садоно-Унальским разломом, оказался сброшенным здесь почти на 1 км.

Холстинское месторождение и его отдельные рудоносные участки локализованы в узле субширотных разломов дорудного заложения. В отличие от Архонского месторождения эти разломы смещают дайки и штоки кварцевых диоритовых порфиритов и альбитофиров и закладываются позднее последних. На отдельных интервалах разломы сопровождаются бедной рудной минерализацией. Возможно, особое значение на участке месторождения принадлежит Цамадскому разлому восток-северо-восточного простирания. Это нарушение играет, по-видимому, двоякую роль в рудном контроле. Отчасти оно служило рудоподводящим каналом, и вдоль северо-восточного интервала его развилась серия слаборудоносных жил (см. рис. 16). С другой стороны, разлом резко ограничивает развитие рудовмещающих трещин и главной серии жил Холстинского месторождения, почти не проникающих в его северный борт.

Рудные жилы узла характеризуются крутым падением преимущественно в восточном и юго-восточном направлениях. Как правило, они группируются в участки, предпочтительно развивающиеся в наиболее приподнятых частях горст-брахи-

антиклиналей (см. рис. 16), и пространственно тесно связываются с пучками субвулканических тел кварцевых альбитофиоров и диоритовых порфиритов, очевидно использовавших наиболее проницаемые участки земной коры.

Достаточно широко в пределах рудного узла проявлены разломы северо-восточного простирания. Они сопровождаются слабой минерализацией, зонами измененных пород, являются дорудными образованиями и подчеркивают границы грабен-синклинального прогиба, разделяющего рудоносные поднятия.

### *Структура Архонского месторождения и его участков*

Архонское месторождение обладает типичным блоковым строением. Структура его определяется развитием в нескольких узких тектонических блок-пластинах северо-западного направления серии поперечных к длинной оси блоков крутопадающих трещин рудовмещающей системы и приуроченных к ним жил. Последние сгруппированы в несколько разобщенных полос (или рудных зон) и прослеживаются на северо-восток, начинаясь от двух главных сочленяющихся между собой рудоконтролирующих нарушений — разлома Тектонический контакт и Садоно-Унальского разлома. Блок-пластины заключены между ветвями Диагонального разлома, вытягивающимися вдоль ядерной части продольной горст-брахиантиклинали. Разломы осложняют ядро этой глыбовой складки, а также определяют ее границы (см. рис. 16). Разломы, отделяющие одну блок-пластину от другой, удобно называть «блокоразделяющими».

В каждой узкой блок-пластине развиты рудные жилы. В пределах Архонского месторождения (включая его Октябрьский и Пионерский участки) насчитывается по меньшей мере три такие рудоносные блок-пластины. Крайняя, юго-западная, заключена между разломом Тектонический контакт и Октябрьским и вмещает основные, наиболее мощные и протяженные на глубину жилы Архонского участка — Южную, Зубакина, Главную, 4, 5, 6 и др., а также все жилы Пионерского участка (рис. 17). Центральная блок-пластина расположена между Октябрьским и Диагональным разломами и в меньшей степени насыщена рудными телами, отличающимися небольшой мощностью и протяженностью по падению. Здесь развиты фланговые продолжения жил Зубакина и Главной, жилы Пологая, Новая-2 и другие, а также жилы и прожилки Октябрьского участка. Наконец, в северо-восточной блок-пластине, между разломами Диагональным и Цирх, размещаются редкие и непротяженные фланговые продолжения жил Архонского и Октябрьского участков. Возможно, в дальнейшем севернее удастся выявить и другие рудоносные блок-пластины. Таким образом, в каждой блок-пластине, все более удаленной от крайних юго-западных и южных границ месторождения и соот-

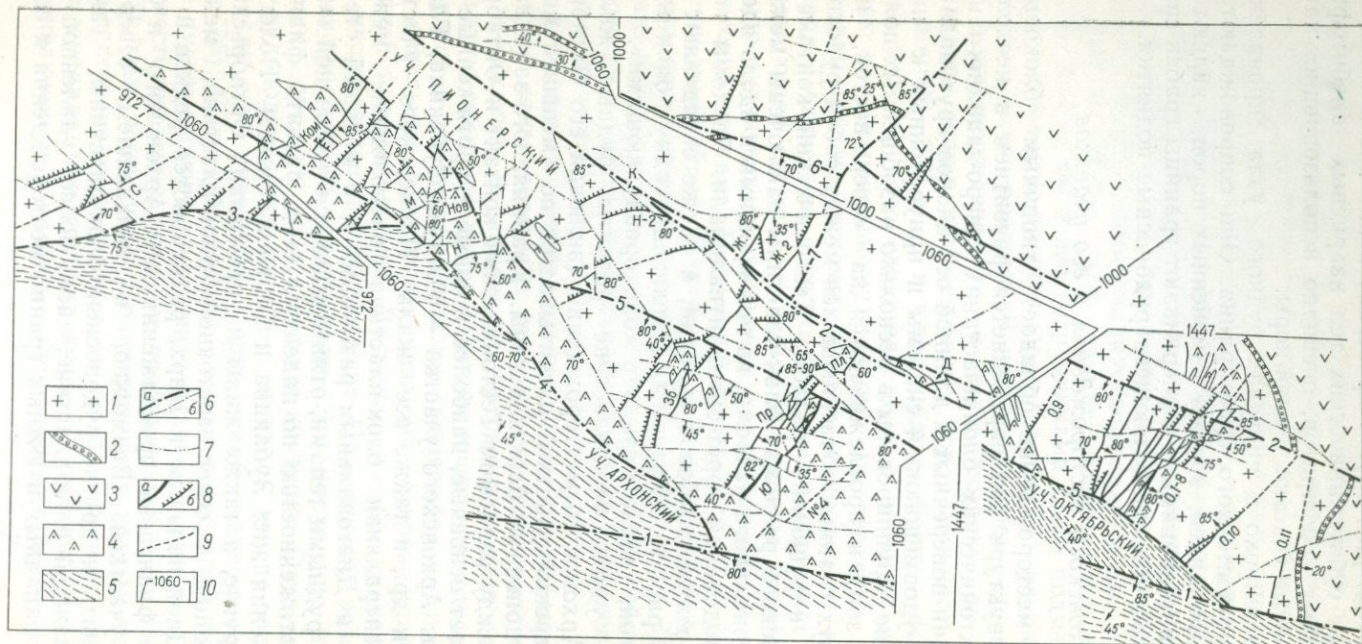


Рис. 17. Структура Пионерского, Архонского и Октябрьского рудных участков. Сводный план главных горизонтов; составлен с использованием материалов Архонского рудника.

Разломы: 1 — Садоно-Унальский, 2 — Диагональный, 3 — Второй Садоно-Унальский, 4 — Тектонический контакт, 5 — Октябрьский, 6 — Цирх, 7 — Гушальский. Обозначения жил см. на рис. 16; новые жилы: С — Слепая, Д — Диагональная.  
 1 — граниты; 2 — конгломераты; 3 — андезит-дацитовые порфириты и их пирокласты; 4 — кварцевые альбитофире; 5 — алевролиты; 6 — разрывы: а — протяженные, б — непротяженные; 7 — послерудные взбросы и надвиги; 8 — жилы: а — промышленные, б — существенно кварцевые; 9 — предполагаемые жилы; 10 — границы и вертикальные отметки горизонтов

ветственно от двух главных рудоконтролирующих нарушений, соединяющихся между собой (разлома Тектонический контакт и Садоно-Унальского разлома), сокращаются масштаб оруденения и запасы руд.

Рудовмещающие разрывы обычно представляют собой маломощные зоны дробления и плоскости скольжения. Они сопровождаются редкими минерализованными оперяющими трещинами и являются типичными сколами. Зоны дробления вмещают наиболее протяженные жилы кварц-пирит-галенит-сфалеритового состава. В жилах нередко устанавливается довольно обильная брекчия измененных гранитов. На средних и особенно глубоких горизонтах в них развит пирротин. На участке Пионерском в ряде жил, особенно в рудных жилах запад-северо-западного простирания, широко проявлены ранний кальцит, анкерит и мангананкерит.

На примере рудной зоны Архонского участка четко фиксируется, что рудовмещающие разрывы и приуроченные к ним жилы Южная, Главная, Зубакина и Промежуточная следуют от поверхности разлома Тектонический контакт в северо-восточном направлении. При приближении к поверхности поперечного (по отношению к ним) блокоразделяющего Октябрьского разлома, в юго-западном борту последнего они разветвляются, а в лежащем и висячем боках жил, кроме того, появляются новые параллельные рудовмещающие разрывы и жилы.

Вся эта рудоносная система достигает поверхности Октябрьского разлома и ограничивается им. Однако на продолжении системы разрывов Южной и Промежуточной жил, будучи несколько смещенной в плане, в другом борту Октябрьского разлома возникает новая зона рудовмещающих трещин и жил. В этой зоне прослеживается всего несколько плоскостей скольжения, вмещающих прожилки непромышленных руд. Лишь северо-восточнее они развиваются в так называемую жилу Пологую (см. рис. 17), достигающую поверхности Диагонального разлома и, возможно, ограничивающуюся этим нарушением. На продолжении жил Главной и Зубакина в блоке, заключенном между Октябрьским и Диагональным блокоразделяющими разломами, также устанавливается продолжение лишь жилы Зубакина.

В северо-восточном борту Диагонального разлома и, возможно, разлома Цирх фланговой частью рассматриваемой рудной зоны Архонского участка служат так называемые жилы 1 и 2.

Аналогично размещение жил на рудоносном участке Октябрьском. В его пределах развита зона рудовмещающих сколов и приуроченных к ним 11 маломощных жил, заключенных между блокоразделяющими Октябрьским и Диагональным разломами. Здесь также в северо-восточном борту Диагонального разлома устанавливается продолжение рудной зоны. В ее пределах, как и на Архонском участке, развиты рудовмещающие разрывы и рудные жилы, не сопоставляющиеся с аналогичны-

ми геологическими элементами основной части рудной зоны. В частности, в блоке, примыкающем с северо-востока к Диагональному разлому, в настоящее время установлены пока только две рудные жилы.

Основное значение на Октябрьском участке имеют жилы, приуроченные к серии трещин скалывания северо-восточного простирания. В ряде случаев от этих жил отделяются субмеридиональные апофизы, характеризующиеся тем же составом, что и главные рудные тела. Апофизы нередко приурочиваются к зонам дробления, сопровождающимся глиной трения, и являются оперяющими сколами ранее рассмотренной основной серии сколовых нарушений. В связи с этим вызывает удивление бытующее до сих пор представление среди геологов Северо-Осетинской экспедиции о том, что апофизы развились вдоль отрывных трещин, а главная серия рудоносных сколов начинается не от поверхности Октябрьского разлома, а от непонятным образом изогнутой наподобие синусоиды крутопадающей поверхности разлома Тектонический контакт [Заугольник Т. Ф., 1969].

На Архонском и Октябрьском участках рудовмещающие сколы и жилы пересекают субвулканические дайки и штоки кварцевых альбитофиров. В плане по жилам Зубакина, Пологой, Диагональной и вдоль некоторых других крутопадающие контакты субвулканических тел смещены по правилу левого сдвига. Сколы, проникая в дайки кварцевых альбитофиров, иногда затухают, а жилы выклиниваются. Более того, жила Южная вверх по восстанию проникает из гранитов в перекрывающий их покров туфов андезит-дацитовых порфиритов. Контакт их смещен на 5—7 м в разрезе (юго-восточный блок опущен относительно северо-западного, рис. 18). В туфах мощность Южной жилы резко сокращается до десятков сантиметров, а в 100 м выше контакта жила, прослеживавшаяся в тех же породах, сменяется полосой мелких непромышленных гнезд и вкрапленных руд и, наконец, безрудных кварцевых метасоматитов.

Таким образом, рудовмещающие разрывы Архонского месторождения образовались после формирования блокоразделяющих разломов, относящихся к трещинной системе синвулканического заложения, а также после внедрения субвулканических штоков и даек кварцевых диоритовых порфиритов и альбитофиров. По суммарным амплитудам и направлениям перемещений они классифицируются как левосторонние сбросо-сдвиги, у которых примыкающие юго-восточные блоки пород опущены относительно северо-западных. Трещины рудовмещающей системы заложилась в дорудное время, но в период существенно ослабления движений по блокоразделяющим разломам. Действительно они являются наложенными на уже существовавшие к периоду их возникновения тектонические блок-пластины. Однако располагаются они во всех трех блок-пластинах

почти на продолжении основных частей рудных зон, т. е. свидетельствуют о незначительных перемещениях блок-пластин после возникновения трещин рудовмещающей системы. Другое дело, что поиски продолжений рудных зон затрудняются, как правило, широким проявлением вблизи блокоразделяющих разломов непротяженных оперяющихся разрывов. К ним должны быть отнесены как субпараллельные нарушения, так и разрывы северо-северо-западного направления. В частности, между такими разрывами и Диагональным разломом оказалась проявленная жила Пологая, а также Казгин, Новая-2 и др. (см. рис. 16).

Очевидно, наложенность рудовмещающей системы разрывов на тектонические блок-пластины предопределила проникновение минерализации рудных зон из одного блока в другой. Однако, с другой стороны, специфика развития трещиноватости в каждом блоке привела к тому, что в соседних блок-пластинах с различной интенсивностью происходили: 1) трещинообразование, в том числе и формирование различного количества рудовмещающих разрывов; 2) приоткрывание трещин этой системы в период минерализации; 3) рудообразование. В результате в одних блоках возникли мощные жилы с богатыми, а в других — маломощные рудные тела с убогими и бедными рудами, количество которых не сопоставляется с первыми.

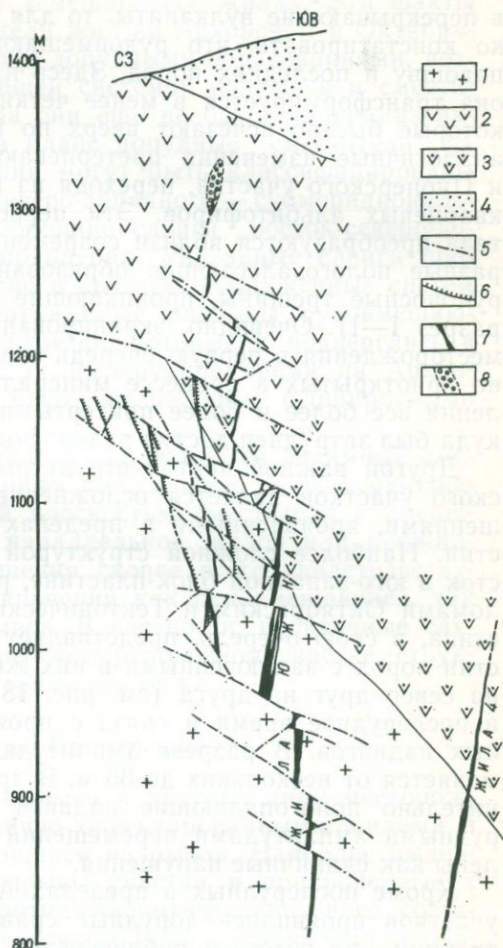


Рис. 18. Разрез через участок Южной жилы Архонского месторождения.

1 — граниты; 2 — покровные андезит-дацитовые порфиры и их пирокласты; 3 — субвулканическое тело кварцевых альбитофиров; 4 — песчаники; 5 — разрывы; 6 — существенно кварцевые жилы; 7 — рудные жилы; 8 — бессульфидные кварцевые метасоматиты

На примере наиболее мощной жилы месторождения — Южной, а также жил Октябрьского участка достаточно четко установлена экранирующая роль вулканитов. При этом, если на Октябрьском участке жилы вообще не проникают из гранитов в перекрывающие вулканиты, то для жилы Южной можно четко констатировать, что рудовмещающее нарушение рассекает подошву и последних пород. Здесь из мощной зоны дробления она трансформируется в менее четкие плоскости скольжения, которые быстро исчезают вверх по восстанию. По-видимому, аналогичные изменения претерпевают рудоносные нарушения и Пионерского участка, переходя из гранитов в дайки и штоки кварцевых альбитофиров. Эти первоначально крутопадающие тела преобразуются вблизи современной поверхности в своеобразные пологозалегающие образования, в которых затухают рудоносные трещины, проникающие из гранитов (см. рис. 16, разрез I—I). Очевидно, экранирование в пределах Архонского месторождения в первую очередь сводится к смене сравнительно приоткрытых в процессе минерализации мощных зон дробления все более и более притертыми плоскостями скольжения, куда был затруднен доступ рудоносным растворам.

Другой важной чертой структуры Архонского и Октябрьского участков является осложнение жил поперечными нарушениями, проявленными в пределах тектонических блок-пластин. Наиболее сложной структурой обладает Архонский участок в юго-западной блок-пластине, расположенной между разломами Октябрьским и Тектонический контакт. Эта блок-пластина, в свою очередь, представляет собой как бы серию пластин пород с заключенными в них жилами, надвинутыми с юга на север друг на друга (см. рис. 18). Образовались пластины в послерудное время в связи с проявлением ряда субширотных надвигов. В разрезе амплитуда перемещения по ним изменяется от нескольких до 35 м. В других блок-пластинах сравнительно пологопадающие надвиги со значительными послерудными амплитудами перемещений отсутствуют или установлены как единичные нарушения.

Кроме послерудных в пределах Архонского и Октябрьского участков проявились дорудные сравнительно крутопадающие трещины, по которым наблюдаются ложные смещения рудных жил на амплитуду от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров в плане. Действительно взаимоотношения их со сместителями своеобразны. В одних (редких) случаях апофизы жил пересекают плоскости сместителей, а сами главные жилы ими ограничиваются. Это достаточно бесспорно указывает на существование сместителей до процесса оруденения. В других (преобладающих случаях) устанавливаются как бы смещение жилы и разделение ее нарушением на два отрезка. Но вместе с тем внимательный наблюдатель обнаруживает следующее: 1) резкое увеличение мощности одного отрезка жи-

лы, упирающегося в сместитель; 2) существенное различие в минеральном составе обоих отрезков жилы, разделенных сместителем; 3) несовпадение количества апофиз в разных бортах сместителя; 4) развитие в полостях сместителей тех же минеральных агрегатов, что и в «смещаемых» жилах. Эти факты свидетельствуют, что сместители жил на Архонском и Октябрьском месторождениях являются дорудными образованиями, возникли вслед за рудовмещающей системой разрывов и сместили последние в период, когда они еще не были минерализованы. По типу перемещений в плане дорудные сместители на обоих участках месторождения могут быть классифицированы как левосторонние сдвиги северо-западного — субмеридионального простирания и правосторонние сдвиги восток-северо-восточного — субширотного направления. Указанные сдвиги проявились достаточно интенсивно в качестве сопряженных систем трещин. Они разделили протяженные разрывы рудовмещающей системы на отдельные отрезки, которые и подверглись в дальнейшем минерализации. В послерудное время на Архонском участке рудные жилы были осложнены субширотными надвигами.

Очевидно, в том случае, когда наблюдаются взаимные смещения жил и минерализованных сместителей (т. е. перемещение жилы минерализованной плоскостью сместителя и смещение этой плоскости другой параллельной жилой или прожилком), подобные взаимоотношения скорее всего свидетельствуют об одновременном возникновении как рудовмещающей, так и поперечной системы разрывов. В частности, идентичные случаи были выявлены на Пионерском рудоносном участке, структура которого кратко рассматривается ниже.

### *Структура рудоносного участка Пионерский*

Этот участок должен быть отнесен к другому типу месторождений, представленных различно ориентированными жилами в системах взаимно пересекающихся разрывов. Наиболее выдержанные рудовмещающие разрывы участка и приуроченные к ним жилы кварц-пирит-пирротин-галенит-сфалеритового состава вытягиваются в северо-восточном направлении. Они проявлены в узкой тектонической пластине, заключенной между блокоразделяющими разломами — Октябрьским и Тектонический контакт. Оба нарушения круто падают на юго-запад и в соответствии с этим оруденение участка, не выходящее на современную поверхность, склоняется на глубину в том же направлении, особенно тяготея к разлому Тектонический контакт. Некоторые из жил на северо-западном фланге участка, в частности наиболее протяженная жила Комсомольская, а также Слепая и, возможно, другие, отделяются от широтного рудоконтролирующего нарушения (Второго Садоно-Унальского разлома, см.

рис. 17). Этот факт свидетельствует о проявлении оруденения и в клиновидном тектоническом блоке, заключенном между выше-названным разломом и нарушением Тектонический контакт.

Рудные жилы развиты в гранитах, а некоторые — в мощных дайкообразных телах карцевых альбитофиров, обычно приуроченных к блокоразделяющим разломам. Жилы участка сложены сравнительно рядовыми рудами, в которых значительно место принадлежит раннему кварцу, а местами также различным карбонатам. Среди сульфидов широко развиты ранние пирит, пирротин, на которые в виде гнезд, прожилков и реже вкрапленности наложены сфалерит, галенит и нередко халькопирит.

Пионерский участок характеризуется развитием поперечных по отношению к жилам и рудовмещающим разрывам сравнительно протяженных зон дробления запад-северо-западного простирания и субпараллельных им плоскостей скольжения. Большинство этих нарушений круто или под средними углами падает на северо-восток. К перегибам зон дробления, а также к некоторым плоскостям скольжения приурочены маломощные линзы, жилы, прожилки и гнезда, сложенные агрегатами ранних минеральных ассоциаций — кварц-пиритовой, кальцит-анкеритовой и кварц-пирит-пирротиновой. В агрегатах последней ассоциации иногда устанавливаются халькопирит, галенит и сфалерит.

Интересны взаимоотношения минеральных образований, развитых в поперечных нарушениях, с основными рудными жилами участка. Вдоль минерализованных зон дробления рудные жилы как бы «смещены» в плане по правилу правого сдвига на амплитуду до 5—10 м. Агрегаты пирит-кварцевого и пирит-пирротин-кварцевого состава, приуроченные к поперечным плоскостям скольжения, сливаются с агрегатами аналогичного состава, развитыми в рудных жилах северо-восточного простирания; жилы взаимно смещают друг друга. Вдоль последних поперечные прожилки смещаются по правилу левого сдвига на 10—20 см в плане и сами правосторонне смещают рудные жилы, т. е. в том же направлении, что и более мощные зоны дробления. Очевидно, обе рассматриваемые системы трещин выступают в роли сопряженных разрывов в период минерализации. При этом роль минерализованных поперечных нарушений аналогична поведению дорудных разрывов субширотной системы на Архонском и Октябрьском участках. Напомним, что в пределах последних они являются дорудными сместителями рудовмещающих разрывов.

#### *Структура Холстинского месторождения*

На месторождении развиты три рудные зоны. Однако в отличие от Архонского месторождения, где серия узких тектонических блоков вмещает несколько рудных зон, вытягивающихся

параллельно и располагающихся в стороне друг от друга, на Холстинском месторождении главнейшие рудные жилы заключены в узкой зоне, прослеживающейся в меридиональном направлении более чем на 1 км. Лишь на значительном удалении, по периферии, она обрамляется менее протяженными рудными зонами — с запада Луарской и жилами Западными, а с востока — Нажи-Адагской и жилами Главной и Северной. Эти второстепенные рудные зоны и жилы вытягиваются в северо-восточном или северо-северо-восточном направлении.

Все рудные зоны прослеживаются от рудоконтролирующего Садоно-Унальского разлома. Лишь Нажи-Адагская зона, развившаяся на продолжении Главной и Северной жил, начинается от одноименного рудоконтролирующего разлома и вытягивается наподобие Холстинской в субмеридиональном направлении. Рудоконтролирующее значение, по-видимому, также имеют Широтный и Цамадский разломы, с которыми пространственно связаны обособленные серии жил (рис. 19).

Подавляющее большинство рудных жил месторождения размещается в гранитах. Лишь в восточной части месторождения некоторые из жил развиваются в субвулканических штоках кварцевых диоритов, а в западной — проникают в кварцевые альбитофиры вулканического аппарата, осложняющего крыло горст-антиклинали (жила Западная-2, см. рис. 16 и 19). Жилы, развитые в субвулканических телах, характеризуются меньшими мощностью, выдержанностью и убогими, более кварцевыми рудами сравнительно с жилами, проявленными в гранитах. Однако по составу и те, и другие жилы кварц-пирит-галенит-сфалеритовые. Начиная с уровня +1450 м, в руде появляется и все более возрастает с глубиной пирротин.

Холстинская рудная зона, а также обрамляющие ее с запада жилы вытягиваются вдоль сводовой части одноименной горст-брахантиклинали. В пределах зоны главное значение имеют крутопадающие рудовмещающие нарушения и рудные жилы субмеридионального направления. Изредка устанавливаются менее протяженные разрывы и приуроченные к ним жилы северо-восточного простирания. Последние чаще отделяются от субмеридиональных жил, прослеживаясь в виде апофиз, но в единичных случаях имеют самостоятельное значение, например жила Верхняя-2 (см. рис. 19). В этом случае вмещающие их разрывы пересекают рудоносные субмеридиональные трещины, а рудное вещество сливается с минеральными агрегатами главных жил, свидетельствуя об одновременной минерализации главных, пересекающих или отделяющихся от них менее протяженных трещин. Рудные жилы в тех и других трещинах содержат дезориентированные обломки гранита, а по зальбандам сопровождаются темной хлоритизированной и пиритизированной глиной трения, что указывает на развитие минерализации в приоткрывшихся сколовых нарушениях.

В вертикальном поперечном разрезе (см. рис. 16, разрез П—П) полоса рудовмещающих разрывов и жил Холстинской рудной зоны круто погружается на верхних горизонтах в западном направлении. Здесь проявлены не только главные жи-

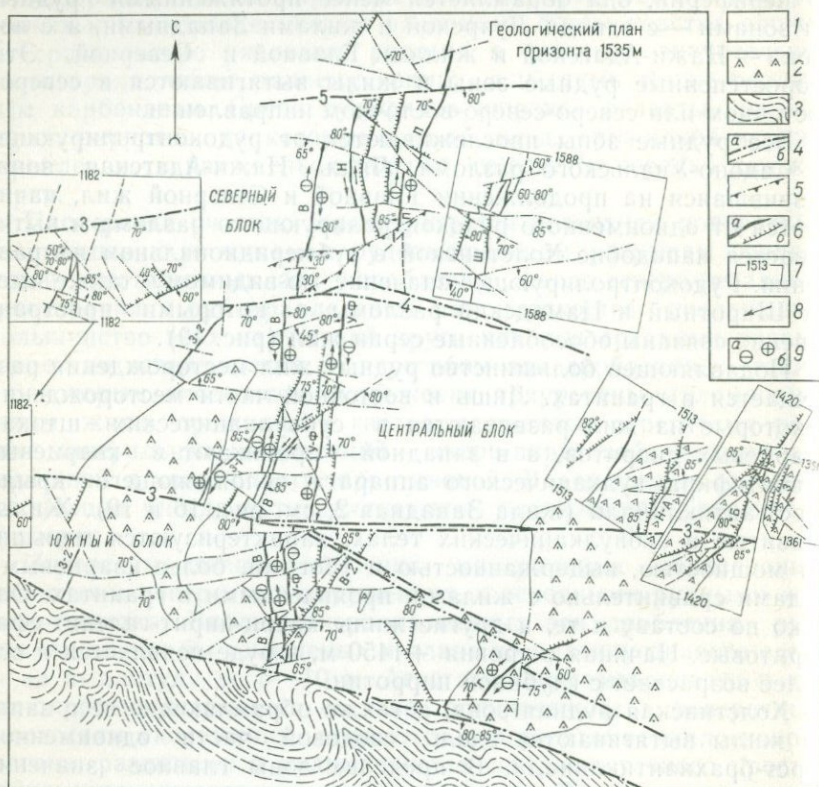


Рис. 19. Структура Холстинского месторождения. Сводный план главных горизонтов; составлен с использованием материалов Холстинского рудника.

1 — граниты; 2 — кварцевые диоритовые порфиры; 3 — алевриты; 4 — разрывы: а — главные (блокразделяющие), б — прочие; 5 — послерудные надвиги; 6 — жилы промышленные (а), существенно кварцевые (б); 7 — границы и вертикальные отметки горизонтов; 8 — относительные направления внутрирудных движений в плане; 9 — то же, в разрезе: а — погружение, б — воздымание

Равломы: 1 — Садоно-Унальский, 2 — Галау-Лагатский, 3 — Нажи-Адагский, 4 — Промежуточный, 5 — Широкий. Главные жилы: 3-1 и 3-2 — Западные-1 и 2, В — Вертикальная, Н — Новая, П — Параллельная, Ш — Широкая, У — Ф — Уаллаг-Фандаг, В-2 — Верхняя-2, Г — Главная, Н-А — Нажи-Адагская, С — Северная, Б — Башенная, З — Золотая

лы месторождения (Вертикальная, Уаллаг-Фандаг, Параллельная), но и ряд менее протяженных жил, параллельных названным, но не выходящих на современную дневную поверхность. На средних горизонтах все эти жилы испытывают перегиб и приобретают восточное падение. При этом по мере погружения главные жилы все более приближаются одна к другой, а вто-

ростепенные выклиниваются. В результате Холстинская зона приобретает в разрезе характер своеобразного рудного пучка, имеющего тенденцию к частичному выклиниванию и смыканию рудовмещающих трещин и жил по падению.

Слепые жилы, расположенные по периферии пучка, в частности Западная-2 с западной и Широтная — с восточной его сторон, сформировались на большей глубине сравнительно с главными жилами, занимающими центральное положение в рудном пучке. Очевидно, на еще больших глубинах сформировались жилы более удаленных Луарской и Нажи-Адагской зон. Таким образом, верхние кромки рудных тел на Холстинском месторождении при формировании как бы повторяли в разрезе положение свода и погружающихся крыльев гранитного ядра Холстинской горст-брахиантиклинали, не проникая в перекрывающие их вулканиты.

В структурном отношении рассматриваемое месторождение, как и Архонское, характеризуется блоковым строением. Это обуславливается проявлением к северу от Садоно-Унальского разлома серии сравнительно мощных, упоминавшихся ранее субширотных разломов дорудного заложения, характеризующихся крутым падением на юг. Следуя с юга на север, в пределах месторождения можно наметить Южный тектонический блок, расположенный между Садоно-Унальским и Нажи-Адагским разломами, Центральный — между последним и Промежуточным блокоразделяющим разломом — и Северный, ограниченный Промежуточным и Широтным блокоразделяющими разломами. Севернее Широтного разлома также установлено свинцово-цинковое оруденение, однако структура этой части месторождения еще очень слабо освещена горными выработками и недостаточно ясна.

Анализ структуры всех трех блоков показал, что в каждом из них проявились рудовмещающие разрывы и рудные жилы, не сопоставимые по положению, количеству, а частью и по ориентировке с аналогичными геологическими элементами в соседних тектонических блоках (см. рис. 19). В частности, например, в Центральном блоке, к югу от Промежуточного разлома, развиты субмеридиональные жилы Вертикальная и Уаллаг-Фандаг, а также жила Западная-2 северо-восточного простирания. В восточной части блока проявлены рудоносные сколы Нажи-Адагской рудной зоны.

В Северном тектоническом блоке, т. е. к северу от Промежуточного разлома, на продолжении Холстинской рудной зоны проявились уже не три, а семь жил, в частности жила, считающаяся северным флангом Вертикальной, а также Новая, Параллельная, Широтная и др. субмеридионального простирания. Однако рудоносных разрывов северо-восточного простирания в Северном блоке не сформировалось. Еще более заметно отличается структура Южного блока. Здесь субмериди-

ональная полоса рудовмещающих разрывов и жил осложнена рудоносным разрывом жилы Верхняя-2 северо-восточного простирания. В западной и восточной частях блока, как бы окаймляя Холстинскую рудную зону, проявлены другие рудоносные сколы северо-восточного направления — жилы Западная-2 и Главная. Таким образом, и на Холстинском месторождении система рудовмещающих сколов возникла после блоко-разделяющих разломов и оказалась наложенной на сформировавшиеся тектонические блоки. Разломы частью ограничили отдельные рудоносные разрывы как субмеридиональной, так и северо-восточной системы, чем и обусловлено несовпадение геологических элементов в соседних блоках.

В пределах тектонических блоков развиты также сравнительно непротяженные поперечные трещины северо-восточной, широтной и северо-западной систем. Как и на Архонском месторождении, они заложены в дорудное время. В большинстве случаев они выступают в роли сместителей еще неминерализованных разрывов рудовмещающей системы. Многие из поперечных разрывов подверглись слабой минерализации. К их плоскостям приурочены ранние кварцевые и пирит-кварцевые прожилки, а примыкающие граниты хлоритизированы, окварцованы и пиритизированы. Преобладают широтные сместители с правосторонним смещением в плане. Однако некоторые широтные разрывы были, по-видимому, заложены одновременно с более протяженными блокоразделяющими разломами и наряду с последними выступают в роли ограничителей отдельных рудовмещающих разрывов и приуроченных к ним жил или их апофиз. Такие ограничители наиболее характерны для Центрального блока месторождения. Среди дорудных сместителей кроме широтных в Южном и Центральном блоках развиты трещины северо-восточного простирания с левосторонним смещением в плане, а в Северном блоке — правосторонние сместители (в плане) запад-северо-западного простирания. Амплитуды перемещений составляют чаще десятки сантиметров, но иногда возрастают до 10 м и более. Вероятно, образовавшиеся дорудные широтные и запад-северо-западные разрывы были сопряжены с трещинами северо-восточного простирания.

Таким образом, рудоносная система разрывов Холстинского месторождения проявилась в нескольких тектонических блоках, в свою очередь нарушенных поперечными трещинами небольшой протяженности. В результате образовавшиеся между ними рудные жилы распались на многочисленные отрезки, как бы смещенные один относительно другого в дорудное время. Несомненно, что блокоразделяющие разломы и некоторые мелкие поперечные разрывы были подновлены в послерудный период, а примыкающие к ним участки жил деформированы с образованием кварцевой и сульфидной брекчии.

При прослеживании рудовмещающих трещин, проникающих из Южного блока в Центральный, а затем в Северный, устанавливается закономерное изменение их ориентировки. В каждом блоке, расположенном севернее, простирание рудовмещающих трещин все более и более отклоняется к северо-северо-восточному. Особенно усиливается тенденция к появлению рудовмещающих разрывов северо-северо-восточного простирания на глубоких горизонтах в Центральном и Северном блоках месторождения, свидетельствуя о некотором выполаживании здесь нарушений и жил по падению.

Ниже коснемся ряда геологических и минералогических особенностей, присущих всем рудоносным участкам Архон-Холстинского рудного узла.

### *Морфология и строение рудных тел*

Главенствующим морфологическим типом рудных тел в Архон-Холстинском рудном узле являются массивные жилы. Среди них могут быть намечены две основные разновидности: плитообразные слабо изогнутые жилы и линзовидные жилы с чередующимися раздувами и пережимами.

Мощность плитообразных жил больше мощности линзовидных. Примером первых могут служить жилы Вертикальная, Параллельная, Южная, Зубакина, 4. Все они приурочены к сравнительно протяженным и выдержанным зонам дробления небольшой мощности. Полоса раздробленной породы в этих зонах заключена между плоскостями с глиной трения, расположенными вдоль их висячего и лежащего боков. Максимальной мощностью обладает Южная жила. На средних и нижних горизонтах мощность ее изменяется от 2 до 5—6 м (обычно мощность — десятки сантиметров — 2 м). Для Южной жилы характерно проявление вдоль одного из зальбанд полосы, сложенной агрегатом раннего кварца и редкой вкрапленностью пирита, редко арсенопирита. Как правило, среди кварца в обилии развита слабо замещенная, часто остроугольная брекчия вмещающих гранитов. Реже брекчия этих пород наблюдается и среди цементирующих ее агрегатов сульфидов.

Жилы линзовидной формы приурочены к более изогнутым плоскостям скольжения, участками сменяющимся маломощными зонами дробления. Раздувы жил переходят не только в жильные проводники, но и в глинистые пережимы. В Холстинской рудной зоне многие жилы линзовидной формы приурочены к разрывам, унаследующим более ранние трещины северо-северо-западного и субмеридионального простираний. В таких разрывах жилы представляют собой сочетания сравнительно мощных (от десятков сантиметров до 1—1,5 м) субмеридиональных линз галенит-сфалерит-пиритового состава и проводников, вытягивающихся на северо-северо-запад и сложенных

кварцем с редкой вкрапленностью сульфидов, главным образом раннего пирита. Рудовмещающие разрывы в узлах сочленений сопровождаются оперяющими сколами.

Наиболее ярким примером рудных тел линзовидной формы является жила Уаллаг-Фандаг. Интересной чертой ее служит проявление редких коленообразных перегибов, которые обусловлены развитием дорудных сместителей северо-восточного простирания, пересекавших и смещавших еще неминерализованный разрыв Уаллаг-Фандаг (в плане — по правилу правостороннего сдвига). Такие поперечные сместители испытывали приоткрывание в процессе оруденения, которое захватывало их короткий интервал, заключенный между смещенными отрезками главной рудовмещающей полости. Этот интервал залечивался рудой. При этом главная жила Уаллаг-Фандаг, достигая сместителя, перегибалась и следовала по нему, а затем вновь приобретала прежнее направление, т. е. образовывала своеобразный зигзаг.

Состав руд и особенности проявления минеральной зональности. Минеральное вещество рудных жил образовалось главным образом путем выполнения трещинных полостей. Изредка вдоль жил с четкими контактами устанавливаются метасоматическая вкрапленность и гнездообразные скопления руд, постепенно переходящие в окварцеванный гранит. Руды сложены последовательно отложившимися агрегатами шести минеральных ассоциаций (рис. 20), из которых ранние, непродуктивные анкерит-кальцитовая и кварц-пирротиновая обособились в западной части узла, на рудоносном участке Пионерский, а также в некоторых жилах Архонского участка (Главной, Зубакина, возможно, Южной). Наряду с главными минералами — галенитом и сфалеритом — в продуктивных ассоциациях широко развит пирит (на Холстинском месторождении он иногда является преобладающим в этой ассоциации), а на глубоких горизонтах и пирротин. Особенно характерен последний для Архонского и Октябрьского участков. В некоторых интервалах жилы Уаллаг-Фандаг в рудах настолько много пирита, что они приобретают колчеданный облик.

В рудных жилах пространственно совмещены почти черный марматит и мелкозернистый галенит (кварц-галенит-сфалеритовая ассоциация) с бурым сфалеритом и более редким крупнозернистым галенитом (кварц-хлорит-сфалеритовая ассоциация). В сфалеритах с глубиной отмечается закономерное увеличение содержания FeS и уменьшение ртути, а в галенитах — возрастание висмута и сокращение сурьмы и серебра (рис. 21). При этом изменение концентрации FeS, начиная от глубоких горизонтов к средним, происходит сначала постепенно и в небольших величинах, а затем к верхним горизонтам на сравнительно коротком интервале — резким скачком. По данным автора

[Некрасов Е. М., 1970], такое скачкообразное изменение косвенно отражает выделение сфалерита из растворов на фоне более интенсивных внутрирудных движений, характерных для верхних горизонтов месторождений и нарушающих физико-хи-

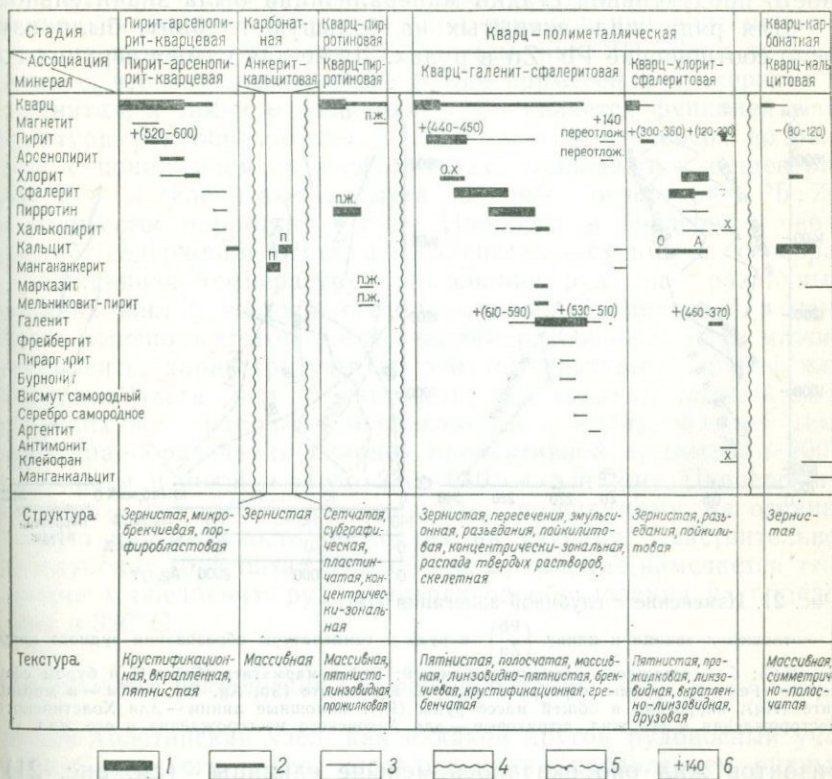


Рис. 20. Последовательность минералообразования в Архон-Холстинском рудном узле. Буквами обозначено локальное выделение минералов на участках: Пионерском — П, Желтом — Ж, Октябрьском — О, Холстинском — Х, Архонском — А. Распространенность минерала в каждой ассоциации: 1 — десятки % в объеме ассоциации; 2 — от 5 до 20%; 3 — единицы и доли %; 4 — интенсивное дробление; 5 — локальное дробление минеральных агрегатов; 6 — значения ТЭДС, в миллиэлектронвольтах

мические условия минералообразования. На примере Холстинского месторождения было отмечено, что подобные скачкообразные изменения концентраций FeS могли быть вызваны, кроме того, выделением сфалерита из растворов, циркулировавших в экранированных трещинных полостях. Напомним, что и на Архонском месторождении Южная и другие жилы формировались под покровом вулканитов или перекрывающих субвулканических тел, в которых верхние «кромки» трещинных поло-

стей выклинивались. Видимо, постепенное изменение FeS в сфалеритах (проявляющееся в интервале средних и нижних горизонтов), а также элементов-примесей в других минералах указывает на то, что минералообразование происходило в условиях спокойной внутрирудной тектоники, а продолжительность продуктивной стадии минерализации была значительной.

Для ряда жил, вскрытых на большую глубину, было изучено соотношение Pb : Zn в рудах. Даже для самых верхних го-

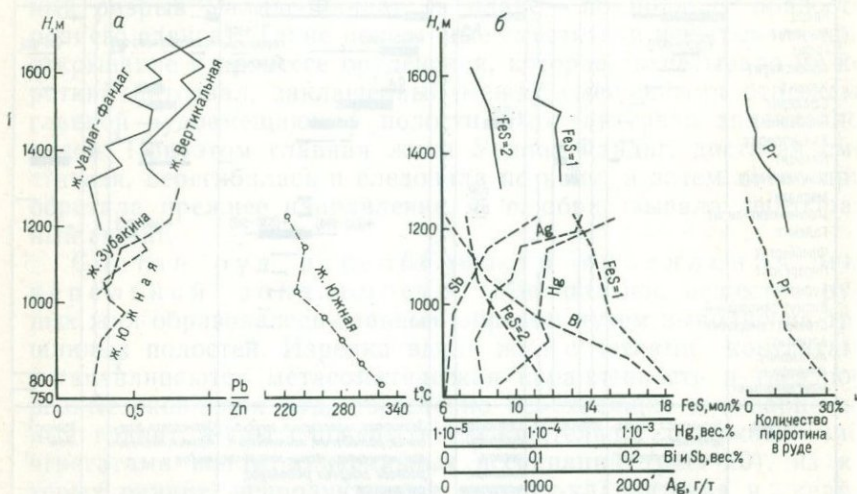


Рис. 21. Изменение с глубиной залегания ( $H$ ):

а — отношения свинца к цинку ( $\frac{Pb}{Zn}$ ) в руде и температуры образования рудного кварца ( $t, ^\circ C$ ); б — содержания элементов-примесей: FeS в марматите (FeS=1) и буром сфалерите (FeS=2), сурьмы, серебра и висмута в галените (Sb, Ag, Bi), ртути — в марматите (Hg), пирротина в общей массе руды (Pr). Сплошные линии — для Холстинского месторождения и его жил, штриховые — для Архонского месторождения и его жил

ризонтов жил оно оказалось меньше единицы (см. рис. 21). С глубиной оно очень постепенно уменьшается в сторону еще большего преобладания сфалерита над галенитом. Для верхних частей жил, там, где предполагается большая напряженность внутрирудных деформаций, изменение соотношения Pb : Zn происходит скачками. Очевидно, рассматриваемая величина также может косвенно отражать характер течения внутрирудной тектоники.

В рудах с глубиной увеличиваются также содержания арсенипирита и пирротина. На Архонском месторождении последний минерал в виде разобщенных гнездышек устанавливается в верхних частях жил на 200—250 м глубже сравнительно с Холстинским месторождением, т. е. с уровня +1200—+1250 м. Несколько восточнее и ближе к Холстинскому месторождению — на Октябрьском участке — пирротин проявлен на отметках около +1450 м.

Параллельно с увеличением в рудах арсенопирита, пирротина, роли сфалерита (относительно галенита) отмечается возрастание с глубиной температуры минералообразования, установленной С. М. Ивасивым методом гомогенизации. Так, начная с максимальных температур 180—220° С, установленных для верхних частей рудных жил, температура минералообразования закономерно возрастает при перемещении вниз по разрезу на каждые 100 м на 20—30° (см. рис. 21). Если предположить, что изменение концентрации примесей в сфалеритах и галенитах, а также отношения Pb:Zn является функцией температуры рудообразования, то оказывается, что вверх по разрезу с понижением ее в сфалеритах уменьшаются концентрация FeS, в галенитах — висмута, а также отношение Pb:Zn и количество пирротина в руде. Наоборот, в сфалеритах возрастает содержание ртути, а в галенитах — сурьмы и серебра.

Сравнивая температуру образования руд на различных уровнях жил с эталонной температурой, определенной в наиболее хорошо вскрытой жиле (например, Южной), легко можно установить, характеризуют ли эти температуры верхние или корневые части жил. В частности, для средних уровней холстинских жил, например Вертикальной и Уаллаг-Фандаг, температура образования кварцев продуктивной ассоциации 200°, для жилы Южной — около 230—240° и для жил Пионерского участка — 280—340° С, что указывает, по-видимому, на ограниченную протяженность последних на глубину. Действительно, на глубоких горизонтах Южной жилы, там, где намечается тенденция к обеднению руд, температура образования их определена в 320° С.

### *Особенности размещения слепого оруденения*

Архон-Холстинский узел, как никакой другой рудоносный участок Садонского пояса, характеризуется проявлением рудных тел, невыходящих на современную поверхность. Очевидно, геологические позиции подобных тел могут служить (наряду с другими особенностями) предпосылками для их поисков.

Участки слепого оруденения размещаются, как правило, вблизи локальных рудоконтролирующих разломов, залегая в пределах приподнятых тектонических блоков. Слепые жилы обычно параллельны главным, выходящим на поверхность, и располагаются на небольшом удалении от них, т. е. оказываются сформированными на большей глубине. Судя по разрезам, верхние части слепых жил преимущественно располагаются на 150—300 м глубже верхней кромки рудных тел, вскрытых эрозией (см. рис. 16).

Размещение участков слепого оруденения обуславливается развитием геологических элементов, осложняющих строение основных горст-брахиантиклинальных складок. В одних случаях

таким осложнением является концентрация штоков и даек субвулканических тел, а также развитие вулканических аппаратов, представленных кварцевыми диоритовыми порфиритами и альбитофирами. Отсутствие выходов рудных жил на современную поверхность скорее всего определяется затуханием рудоносных трещин при проникновении их из гранитов в наклонные субвулканические тела или тела вулканических аппаратов, как бы перекрывающие верхние части разрывов. В подобной геологической обстановке размещаются слепые жилы Пионерского участка, Нажи-Адагская рудная зона, жилы 4, 5, 6 и др., расположенные на юго-восток от жилы Южной Архонского месторождения.

Другой тип геологических позиций характеризуется проявлением слепого оруденения в тектонических блоках гранитов, осложняющих крылья или замыкания горст-брахиантиклинальных складок. Блоки, как правило, занимают промежуточное положение между сравнительно приподнятыми и опущенными. Развитые в их пределах граниты слабо затронуты эрозией и в основном перекрыты сохранившимися от размыва вулканитами. В подошве последних затухают рудоносные трещины, проникающие сюда из гранитов. В рассмотренной позиции размещаются слепое оруденение Октябрьского и Луарского участков, жилы 1 и 2 Архонского месторождения и др.

#### *Особенности проявления внутрирудной тектоники*

Изучение распределения содержаний свинца и цинка в плоскости жил, анализ размещения агрегатов продуктивных минеральных ассоциаций в различно ориентированных участках их, а также прямые смещения рудными прожилками более ранних пирит-кварцевых и кварц-пирит-пирротиновых жильных тел позволили выявить направления внутрирудных движений вдоль главных рудовмещающих разрывов Архон-Холстинского рудного узла. В частности, были проанализированы поверхность жилы Южной, построенная Е. Г. Рыпинской в изолонгах, и распределение в продольной плоскости жилы богатых и бедных руд, отраженных в виде изоконцентрат содержаний свинца и цинка (рис. 22). Оказалось, что на верхних горизонтах жила обладает двумя фланговыми перегибами, обращенными выпуклой стороной на юго-восток, и средним перегибом, выгнутым к северо-западу. К крыльям перегибов, отклоняющимся от среднего простирания к северо-северо-востоку, а также к сравнительно выположенным участкам жилы (в частности, на ее юго-западном фланге) приурочены максимальные концентрации свинца и цинка, достигающие в сумме 10—15% и более. К средним горизонтам месторождения перегиб на юго-западном фланге жилы исчезает. В соответствии с этим богатые руды локализуются в южном крыле среднего перегиба и северном крыле перегиба, расположенном на северо-восточном фланге

жилы, т. е. также в ее участках, простирающие которых наиболее отклоняется к северо-востоку.

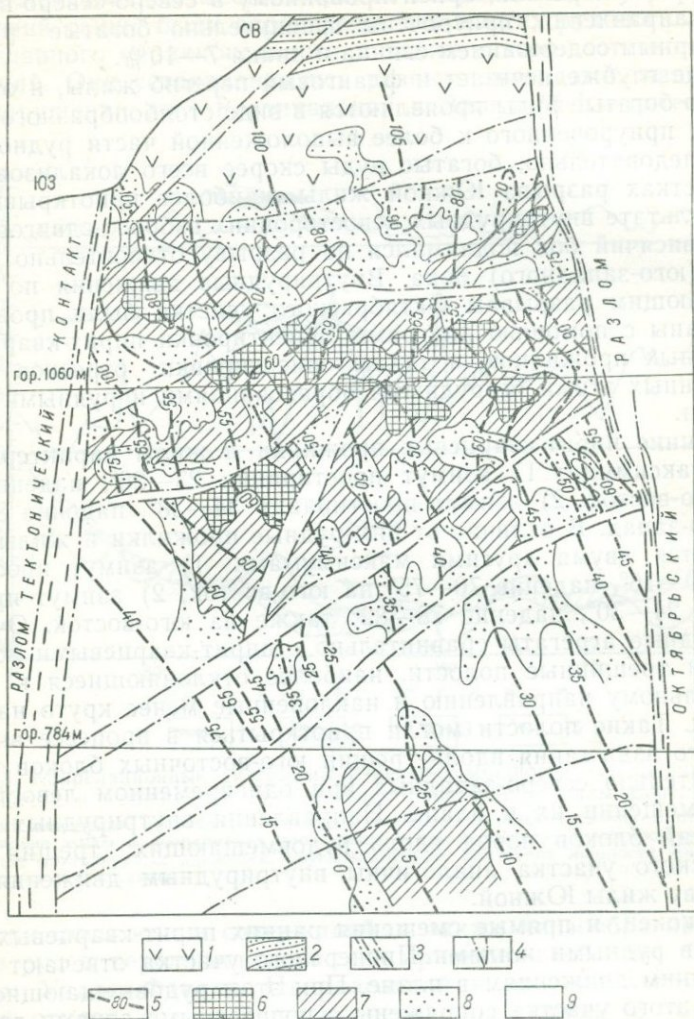


Рис. 22. Продольная плоскость Южной жилы в изолонгах (по Е. Г. Рыпинской) и распределение в жиле свинца и цинка (по Е. М. Некрасову, с использованием материалов Архонского рудника).

1 — андезит-дацитовые порфириды и их туфы; 2 — песчаники и алевролиты; 3 — зоны дробления; 4 — тектонические поверхности; 5 — изолонги; 6—9 — содержания свинца и цинка: 6 — высокие, 7 — средние, 8 — низкие, 9 — очень низкие

К нижним горизонтам поверхность жилы становится менее волнистой, ослабевает в жиле и степень оруденения. При этом исчезает средний перегиб жилы. Продолжение его на глубину

фиксируется выдержанным участком, отраженным изолонгами 40—45. К этой выположенной части жилы и крылу оставшегося флангового перегиба, ориентированному в северо-северо-восточном направлении, приурочены сравнительно богатые руды с суммарным содержанием свинца и цинка 7—10%.

Еще глубже исчезает и фланговый перегиб жилы, и относительно богатые руды проявляются в виде столбообразного скопления, приуроченного к более выположенной части рудного тела. Следовательно, богатые руды скорее всего локализовались в участках разрыва Южной жилы, наиболее приоткрывшихся в результате внутрирудных левосторонних взбросо-сдвигов. При этом висячий бок поднимался по разрыву относительно лежащего (юго-западного) бока. Внутрирудные движения по рудовмещающим разрывам Октябрьского участка были проанализированы с помощью диаграмм ориентировки пирит-кварцевых и рудных прожилков, а также ориентировки отрезков жил, сложенных этими безрудными образованиями и рудными агрегатами.

Ранние пирит-кварцевые прожилки и жилы характеризуют два максимума: 1) азимут простирания 23—26°, падение 80° на юго-восток, 2) азимут простирания 34—38°, падение 85° на северо-запад. В отличие от них рудные прожилки и жилы фиксируются двумя другими максимумами: 1) азимут простирания 10—16°, падение 70—75° на юго-восток; 2) азимут простирания 24—30°, падение 78—82° также на юго-восток. Очевидно, рудные агрегаты сравнительно с пирит-кварцевыми использовали трещинные полости, наиболее отклоняющиеся к меридиональному направлению и наклоненные менее круто на юго-восток. Такие полости могли приоткрыться в процессе внутрирудного вздымания вдоль трещин юго-восточных блоков пород относительно северо-западных при одновременном левостороннем смещении их в плане. Направления внутрирудных перемещений блоков пород вдоль рудовмещающих трещин Октябрьского участка аналогичны внутрирудным движениям по разрыву жилы Южной.

Наконец, и прямые смещения ранних пирит-кварцевых прожилков рудными жилами Пионерского участка отвечают левосторонним движениям в плане. При этом рудовмещающие трещины этого участка сопряжены с поперечными зонами дробления северо-западного простирания и, очевидно, сопряжены в этот этап внутрирудной тектоники с системой блокоразделяющих разломов. Поскольку в тектонических блоках от поверхности разных разломов каждый раз начинается новая серия рудовмещающих разрывов северо-восточного простирания, можно предположить, что более интенсивные, более амплитудные движения вдоль этих главных нарушений вызывали в период внутрирудной тектоники перемещения по рудовмещающим трещинам. Последнее в еще большей степени подтверждает рудо-

контролирующую роль разломов северо-западной системы в Садонском рудном поясе.

На Холстинском месторождении направления внутрирудных движений также были определены для многих рудоносных трещин главного меридионального, а также северо-восточного простираний. Они устанавливались разными методами: например, для нарушения жил Вертикальной и Западной-1 — путем кор-

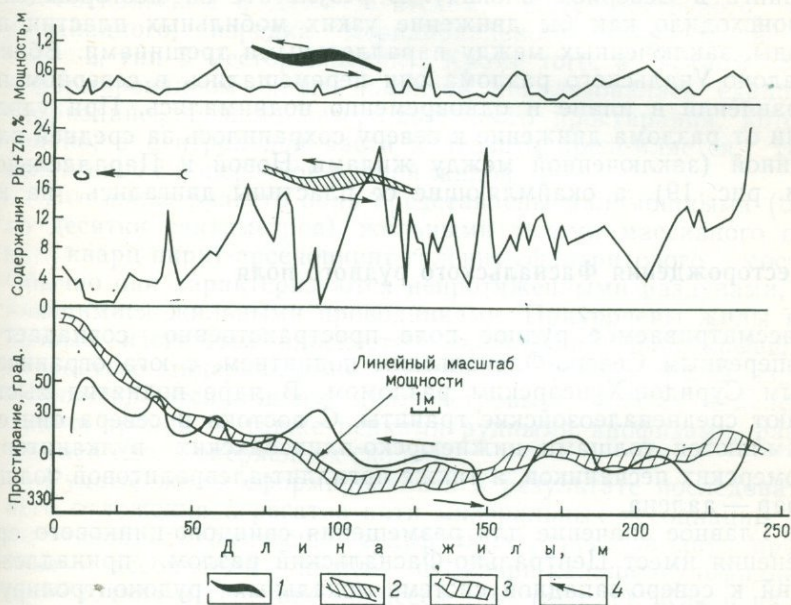


Рис. 23. Корреляционные диаграммы изменения мощности, содержания свинца и цинка в зависимости от изменения простирания жилы Вертикальной. 1 — схема изменения мощности; 2 — схема изменения содержания свинца и цинка; 3 — изображение жилы в координатах простирание — протяженность; 4 — относительные направления внутрирудных движений, обуславливающие изменение мощности жилы и содержания в ней металлов

реляции мощности и содержаний, а также линзообразных раздувов руд и пережимов жил с их ориентировкой (рис. 23), по жилам Уаллаг-Фандаг, Параллельной и др. — из взаимоотношений оруденелых главных и оперяющих сколов и отрывов и т. д.

Установленные направления перемещений, синхронных с процессом оруденения, нанесены на схему месторождения (см. рис. 19). Из схемы следует, что своеобразие структуры Холстинского месторождения (выраженное в мобильности пластин, расположенных между протяженными рудоносными разрывами, параллельными и отстоящими на небольшом расстоянии друг от друга) отразилось и в особенностях внутрирудной тектоники. Так, оказалось, что движения одноименных блоков пород (за-

падных или восточных), примыкающих к разным трещинам, не совпадают для соседних параллельных разрывов, проявившихся в одном тектоническом блоке месторождения (например, для жил Вертикальной и Новой, Вертикальной и Уаллаг-Фандаг), а также для разрыва и его флангового продолжения в следующем тектоническом блоке месторождения (например, для жил Вертикальной в Центральном и для ее фланга в Северном блоках). В результате на месторождении происходило как бы движение узких мобильных пластин породы, заключенных между параллельными трещинами. Вблизи Садоно-Унальского разлома они перемещались в северном направлении в плане и одновременно поднимались. При удалении от разлома движение к северу сохранилось за средней пластиной (заключенной между жилами Новой и Параллельной, см. рис. 19), а окаймляющие ее пластины двигались на юг.

### Месторождения Фаснальского рудного поля

Рассматриваемое рудное поле пространственно совпадает с поперечным Северо-Фаснальским поднятием, с юга ограниченным Суридон-Хунсарским разломом. В ядре поднятия выступают среднепалеозойские граниты. С востока и севера они обрамляются толщами нижнеюрско-плинсбахских вулканитов и домерских песчаников, а также аргиллит-алевролитовой толщей тоар — аалена.

Главное значение для размещения свинцово-цинкового оруденения имеет Центрально-Фаснальский разлом, принадлежащий к северо-западной системе локальных рудоконтролирующих нарушений Садонского рудного пояса. В косом направлении он разделяет поднятие на два тектонических блока — интенсивно нарушенный, мобильный северный блок и менее деформированный южный. Северный блок пересечен рядом разрывных нарушений северо-восточного простирания, сочленяющихся с Центрально-Фаснальским разломом. Эти нарушения разделяют блок на серию горстов и грабен. Последние иногда оказываются почти нацело выполненными локально проявляющимися внутри них вулканитами мощностью до 400—500 м (обычно 100—200 м). Это обстоятельство заставляет предполагать наличие вулканических центров на северном крыле поднятия.

В мобильном северном блоке в гранитах размещается подавляющее большинство месторождений и рудопроявлений рудного поля, располагающихся вблизи Центрально-Фаснальского разлома [Григорович В. В., 1969]. При этом некоторые разрывы северо-восточного простирания, по-видимому, также служили локальными рудоконтролирующими элементами. В частности, к узлам сопряжения их с основным разломом приуро-

чиваются главные месторождения рудного поля (Вакацкое, Фаснальское, Демонзагатское). Однако по масштабу оруденения они относятся к мелким жильным месторождениям, на рудоносных участках которых минерализации подверглись непротяженные крутопадающие разрывы одновременно двух (а иногда трех) систем — в одних случаях субширотного и субмеридионального (Вакацкое месторождение), а в других, например, на Фаснальском и Демонзагатском, — северо-восточного, северо-западного, изредка меридионального направлений (см. табл. 2, тип 5 месторождений). Кроме того, в южном слабо деформированном блоке поднятия локализовалась единичная Стуриздинская жила северо-восточного простирания, которая, однако, в центральной части коленчато преломляется, также сопрягаясь с поперечной рудной жилой.

Все жилы рудного поля представлены маломощными (обычно десятки сантиметров) жильными телами массивного облика кварц-пирит-арсенопирит-галенит-сфалеритового состава. Обычно они характеризуются непротяженными раздувами, сменяющимися жильными проводниками. Приурочены жилы к типичным изогнутым плоскостям скольжения, приоткрывшимся в процессе минерализации. Рудовмещающие разрывы изредка сопровождаются тонким миллиметровым слоем измененной глинки трения, а также редкими рудными апофизами, развившимися вдоль оперяющих сколов.

Рудные жилы сформировались в результате последовательного отложения агрегатов пяти минеральных ассоциаций. Кристаллизация существенно сульфидных агрегатов двух продуктивных ассоциаций — кварц- и кварц-кальцит-сульфидных — происходила в середине процесса (см. табл. 1). Как и на прочих месторождениях Садонского пояса, локализованных в гранитах, с глубиной отмечается существенное увеличение сфалерита по отношению к более резко сокращающемуся галениту (Фаснальское, Стуриздинское и другие месторождения). Вместе с тем верхняя граница выделения галенита в разных частях рудного поля оказалась неодинаковой. Она как бы погружается с северо-запада (от Вакацкого месторождения) в сторону Фаснальского и Демонзагатского. Вакацкое месторождение, судя по ряду признаков (см. рис. 2), возникло на минимальной глубине сравнительно с другими месторождениями рудного поля, сформировавшимися в 1—1,5 км от древней поверхности. Для галенита характерна более высокая концентрация в верхних частях жил сравнительно со сфалеритом, особенно для жил, сформировавшихся на глубине от 1,5 до 2,5—3 км. Очевидно, отмеченная особенность подтверждает высказанное в свое время представление Ю. А. Билибина [1951] о преимущественном накоплении галенита в верхних частях каждой жилы, проявляющихся в самом различном диапазоне глубин — от нескольких сотен метров до 3—3,5 км от древней поверхности.

Аналогично ранее рассмотренным для Фаснальских месторождений характерна расчлененность жил на мелкие отрезки поперечными трещинами, система которых была заложена в дорудный этап развития. Так, на Фаснальском месторождении наиболее четко проявившиеся разрывы поперечного направления сформировались в лежащем боку локального рудоконтролирующего разлома, с которым они сочленяются. В совокупности эти нарушения создают в лежащем боку разлома как бы структурный костяк рудоносного участка, расчлененного на мелкие блоки. В этих, вероятно, мобильных блоках и происходило заложение сколов рудовмещающего северо-восточного простирания, частью оперяющих разлом, а частью рассекающих блоки от одного поперечного нарушения до другого. Характерно, что сколы, развившиеся в висячем боку разлома, по-видимому, менее подвижном в период оруденения, подверглись слабой минерализации. Здесь минеральные образования предпочитают редкие поперечные разрывы северо-западного и субмеридионального простираний.

Горными выработками в 250 м ниже современной поверхности на Фаснальском месторождении достигнуты «корни» рудных жил, не содержащие свинцово-цинкового оруденения. На этом наиболее глубоком горизонте месторождения жильные тела менее выдержаны. Это протяженные линзы и чередующиеся чечевицеобразные раздувы существенно кварцевого состава, отдельные прожилки и гнезда кварца. Наблюдаются довольно частые выклинивания жильных тел, в то время как сами рудовмещающие сколы северо-восточного простирания протягиваются далее на фланги участка в виде неминерализованных плоскостей скольжения. Иногда жильные образования ограничиваются субширотными сколами, сочленяющимися с локальным рудоконтролирующим разломом. Жильные тела представлены во всех случаях резко преобладающим ранним кварцем, содержащим очень редкую вкрапленность раннего пирита. Линзы раннего кварца локализуются также в зоне разлома и в поперечных трещинах.

#### **СТРУКТУРА ГИПАБИССАЛЬНЫХ И БЛИЗПОВЕРХНОСТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ЛОКАЛИЗОВАННЫХ В ПЕСЧАНИКО-СЛАНЦЕВЫХ ПОРОДАХ ВЕРХНЕГО СКЛАДЧАТОГО КОМПЛЕКСА**

Месторождения рассматриваемой группы сформировались исключительно в мощных песчанико-сланцевых толщах верхнего складчатого комплекса, развившегося в восточной части Садонского пояса на сравнительно погруженных гранитах фундамента. В пределах комплекса (соответствующего верхнему ярусу складчатых систем), образовавшегося перед батским оруденением, месторождения формировались на значительно меньшей

глубине — примерно от 0,5 до 1—1,5 км от древней пенепленизированной поверхности. В относительно пластичных алевролитах несколько по-иному закладывались и развивались складчатые и разрывные рудовмещающие нарушения, по-иному происходило отложение руд в их трещинных полостях. В связи с этим, а также другими причинами структура, морфология и строение рудных тел близповерхностных и гипабиссальных месторождений, так же как и их состав и качество руд, существенно отличаются от глубинных месторождений, возникших в более хрупких гранитах.

Наиболее яркими примерами в рассматриваемой группе являются гипабиссальное месторождение Левобережное и близповерхностные месторождения Какадур-Ханикомское (Фиагдонское) и Кадатское.

### *Левобережное месторождение*

Месторождение и ряд менее важных однотипных рудопроявлений локализованы на северном крыле Унальской антиклинали (см. рис. 1). Крыло сложено мощной (до 450—500 м) толщиной домерских песчаников, содержащей прослой алевролитов. Расположенное южнее ядро антиклинали образовано кварц-плагиоклазовыми андезит-дацитовыми порфиритами. Свод ее сравнительно круто (под углами 30—40°) погружается на восток-северо-восток.

Основное рудоконтролирующее значение принадлежит, по видимому, северному флангу Гушалынского разлома и субпараллельному ему безымянному разлому. С этими нарушениями северо-восточного простирания, сопровождающимися ранними пирит-кварцевыми прожилками, сочленяются оруденелые зоны дробления Левобережного месторождения, а также менее интенсивно минерализованные разрывы Фардонского и Ардонского рудопроявлений. Все они в отличие от группы глубинных месторождений, сформированных в гранитах фундамента, вытягиваются в северо-западном направлении. При этом оруденелые зоны дробления Левобережного месторождения приурочиваются к флексурному перегибу вмещающих песчаников, простирание которых на коротком интервале изменяется с субширотного на северо-западное. Для зон дробления характерна смена раздувов, сопровождающихся линзообразными телами жильного типа с промышленным оруденением, жильными проводниками и пережимами. Последние проявлены в участках, где зона дробления переходит в маломощные тектонические швы.

Наиболее протяженная, крайняя западная рудоносная зона дробления, называемая иногда Левобережной, круто падает на северо-восток, а параллельные ей зоны, развившиеся в ви-

сячем боку, обладают встречным падением на юго-запад. При этом с глубиной сохраняется главенствующее значение Левобережной зоны. В результате вниз по падению оруденелые зоны дробления, круто погружающиеся на юго-запад, приближаются к Левобережной и последовательно, от ближайшей до самой крайней восточной, сочленяются с ней. В итоге на глубине сохраняется одна рудоносная Левобережная зона, а само месторождение в поперечном вертикальном разрезе может быть представлено в виде типичного рудного пучка, разветвляющегося вверх (рис. 24).

По данным Г. В. Хетагурова [Зембатов С. С., Хетагуров Г. В., 1969], рудные тела сформировались в результате последовательной кристаллизации агрегатов пяти минеральных ассоциаций. Ранней является пирит-арсенопирит-кварцевая, составляющая 15—20% всей минеральной массы, локализованной на рудоносном участке. Продуктивны две следующие ассоциации: кварц-хлорит-галенит-марматит-пиритовая с температурой образования 240—130°С, составляющая от 40 до 55% общего объема минеральной массы, и кальцит-адуляр-хлорит-сфалерит-галенитовая с температурой образования 160—140°С; объем ассоциации 15—20%. Минералы следующих послерудных ассоциаций — кварц-кальцитовой (с редким крупнозернистым галенитом) и кальцитовой — откладывались соответственно в интервале температур 100—80 и ниже 80°С. Объем одной 10—15%, а другой — примерно 1—2% всей минеральной массы. Жильные минералы — кварц до- и продуктивной ассоциаций, в значительно меньшей степени развиты кальцит, хлорит и адуляр — преобладают над сульфидами. Среди последних главное значение имеют сульфиды железа, а не свинца и цинка. Все это обуславливает сравнительную убогость руд, занимающих среднее положение между богатыми свинцово-цинковыми рудами глубинных месторождений, локализованных в гранитах, и бедными рудами близповерхностных месторождений, размещающихся в песчанико-сланцевых отложениях.

Левобережную зону месторождения отличает одна любопытная деталь. На северо-восточном фланге зона проникает из сравнительно хрупких песчаников домера в горизонт пластичных аргиллитов нижнего тоара. При этом зона дробления как бы пробивается через целую серию согласных послойных срывов, постепенно «теряя» мощность и преобразуясь сначала в глинистый тектонический шов, а затем в плоскость скольжения, затухающую в аргиллитах на протяжении нескольких метров. Параллельно с преобразованием внутреннего строения зоны, линзообразные скопления массивных руд переходят в послерудные существенно кварцевые, а также кальцитовые прожилки, которые быстро выклиниваются (см. рис. 24). Очевидно, аргиллиты, перекрывающие рудовмещающие песчаники месторождения, являются породами, не способствующими образова-

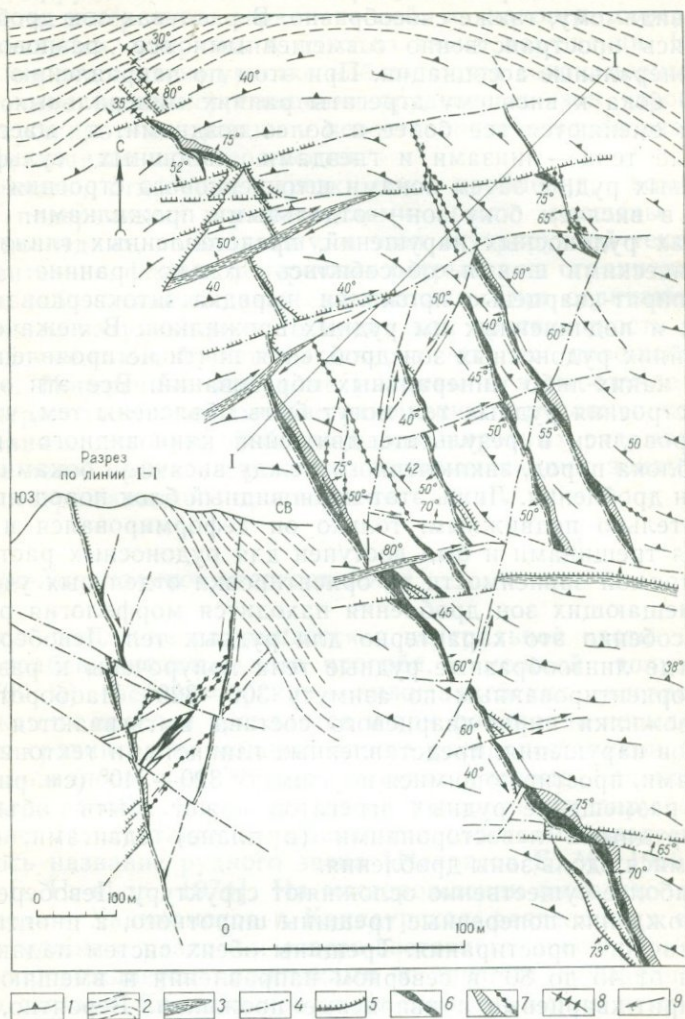


Рис. 24. Схема геологического строения Левобережного месторождения. Составлена с использованием материалов Садонского комбината.

1 — песчаники домера и ориентировка их слоистости в плане; 2 — аргиллиты нижнего тоара; 3 — зоны дробления и глинистые тектонические швы; 4 — мелкие разрывы; 5 — ранние пирит-арсенопирит-кварцевые прожилки и жилы; 6 — рудные кварц-галенит-марматит-пиритовые жилы и минерализованные зоны; 7 — прожилки и зоны штокверкового кальцит-полнметаллического оруденения; 8 — послерудные кальцитовые прожилки; 9 — относительные направления внутрирудных движений

нию трещинных полостей и экранирующими поднимающиеся рудоносные растворы.

Отложение минеральных агрегатов в песчаниках происходило, по-видимому, также своеобразно. В раздувах зон дробления оказались пространственно совмещенными все разновозрастные минеральные ассоциации. При этом по направлению от лежачего бока к висячему агрегаты ранних минеральных ассоциаций сменяются все более и более поздними, а массивные жильные тела — линзами и гнездами сплошных сульфидно-кварцевых руд, а затем зонами штокверкового строения и, наконец, в висячем боку зон — отдельными прожилками. В интервалах рудоносных нарушений, представленных глинистыми тектоническими швами, обособились только ранние пирит-арсенопирит-кварцевые прожилки, изредка штокверковая сеть ранних и подчиненных им рудных прожилков. В лежачем боку крайних рудоносных зон дробления почти не проявлено трещин и каких-либо минеральных образований. Все эти особенности строения рудных тел могут быть объяснены тем, что они формировались в результате движений клиновидного (в разрезе) блока пород, заключенного между висячими боками крайних зон дробления. Лишь этот клиновидный блок пород являлся сравнительно подвижным, только он деформировался и пересекался трещинами и был доступен для рудоносных растворов.

В прямой зависимости от ориентировки отдельных участков рудовмещающих зон дробления находится морфология рудных тел. Особенно это характерно для рудных тел Левобережной зоны, где линзообразные рудные тела приурочены к раздувам зоны, ориентированным по азимуту  $300-320^\circ$ . Наоборот, ранние прожилки пирит-кварцевого состава вытягиваются вдоль участков нарушения, представленных глинистыми тектоническими швами, простирающимися по азимуту  $320-340^\circ$  (см. рис. 24). Такое размещение рудных агрегатов может быть объяснено внутрирудными левосторонними (в плане) сдвигами, проявившимися вдоль зоны дробления.

Наиболее существенно осложняют структуру Левобережного месторождения поперечные трещины широтного, а иногда северо-восточного простирания. Трещины обеих систем падают под углами от  $45$  до  $80^\circ$  в северном направлении и вмещают ранние пирит-кварцевые и кварцевые прожилки. Вероятно, поперечные трещины заложились до формирования рудных тел. Действительно, последние, как правило, расщепляются на серию ветвей, приближаясь к лежачему боку минерализованных поперечных разрывов, а затем ограничиваются последними. Именно в связи с ограничением рудовмещающих зон дробления все они обладают различной протяженностью, так как заканчиваются, упираясь то в одно, то в другое нарушение. Сравнительно умеренное влияние ограничителей при этом испытывает наиболее тектонически проработанная и протяженная Лесто-

бережная рудоносная зона. Наоборот, расположенные на значительном расстоянии от нее и менее ярко проявленные рудоносные нарушения постепенно затухают, «пробиваясь» через плоскости поперечных ограничителей, и, наконец, совершенно заканчиваются, упираясь в одно из таких нарушений. Наряду с этим на рудоносном участке наблюдаются закономерные правосторонние (в плане) смещения оруденелых зон дробления вдоль субширотных трещин и левосторонние — вдоль разрывов, вытягивающихся на северо-восток.

Очевидно, отдельные отрезки зон дробления, возникшие между поперечными ограничителями, были смещены затем вдоль последних, по-видимому, в этап внутрирудной тектоники. Действительно, фланги поперечных разрывов не ограничиваются какими-либо геологическими элементами. Они отличаются естественным затуханием, в то время как протяженность разрывов рудовмещающей системы зависит от их положения на участке. Поперечные дорудные разрывы в этом случае могут рассматриваться главными (по отношению к рудовмещающим). Движения вдоль них, особенно вдоль широтных разрывов, вызывали левосторонние сдвиги по рудовмещающим зонам дробления северо-западного простиранья.

#### *Какадур-Ханикомское месторождение*

Это месторождение размещается в центральной части Гачинского грабен-синклинального прогиба, в мощной толще (до 650—700 м) верхнететарских — нижнеааленских алевролитов, содержащих прослойки аргиллитов и три фациально невыдержанных, но сравнительно мощных пласта алевропесчаников. Оруденение развилось в отдельных участках разлома Главная рудная зона, разобщенных дорудными поперечными нарушениями (см. рис. 1). За такими оруденелыми участками разлома укоренилось название рудного звена [Некрасов Е. М., 1966, 1967; Ачеев Б. Н. и др., 1974]. На месторождении выявлено два таких звена — Ханикомское и Какадурское, разделенных сравнительно мощным разломом северо-восточного простиранья. Разлом сопровождается прожилками и линзами сульфидно-кварцевого состава. Какадурское звено смещено вдоль него в плане левосторонне по отношению к Ханикомскому на 270 м (рис. 25).

Геологическая позиция рудных звеньев и в целом месторождения достаточно ясна. В частности, оруденению подверглись только те звенья разлома, которые пересекают главные складчатые структуры, осложненные поперечными флексурами и нарушениями, или те звенья, которые огибают замыкания дополнительных складок, осложняющих главные. К таким структурам в первую очередь относятся Гачинская синклиналь и ослож-

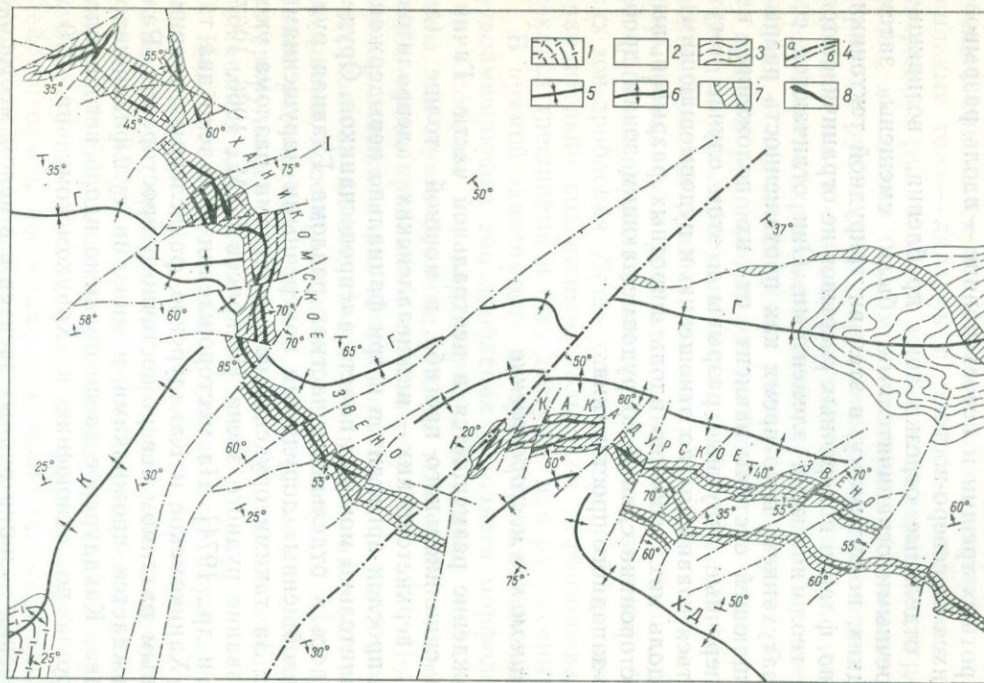


Рис. 25. Структурная схема Какадур-Ханикомского месторождения. По Е. М. Некрасову с учетом материалов М. М. Константинова и Фиагдонской ГРП.

1 — аргиллито-алевролитовые отложения,  $J_1t_{1+2}$ ; 2 — алевролиты с прослоями алевропесчаников,  $J_1t_3-a_1$ ; 3 — аргиллиты,  $J_2a_2$ ; 4 — разрывы с амплитудами смещения значительными (а) и небольшими (б); 5 — оси синклиналей; 6 — оси антиклиналей; 7 — минерализованные зоны; 8 — рудные тела.

Г — Гачинская синклиналь, К — Калдонская антиклиналь, Х—Д — Худыр-Джидонская антиклиналь

няющие ее южное крыло и ядерную часть Калдонская и Худыр-Джидонская антиклинали.

Рудные звенья обладают преимущественно юго-западным падением (рис. 26). Однако в участках замыкания дополнительных складок секущие рудные звенья, в частности Ханикомское, вытягивающееся в северо-северо-западном направлении, и Какадурское запад-северо-западного простирания, изгибаются, приспособляясь к слоистости вмещающих алевролитов и нередко характеризуются залеганием, согласным с этими породами. В таких участках (см. рис. 25) рудные звенья обладают почти вертикальным и даже обратным падением на северо-восток (например, южный фланг Ханикомского звена). В результате отдельные участки названных звеньев имеют в одних случаях субмеридиональную, а в других — широтную ориентировку (Какадурское звено).

Рудные звенья представляют собой достаточно мощные (от первых до многих десятков метров) минерализованные зоны. Они сложены сравнительно рассланцованными породами и субпараллельными направлением звена зонами дробления, а также сериями и отдельными плоскостями скольжения, сопровождающимися рудными телами разнообразной и сложной морфологии с многочисленными ответвлениями и апофизами.

Рудные тела сформировались в результате отложения минералов трех ассоциаций. При этом в отличие от глубинных месторождений на близповерхностном Какадур-Ханикомском месторождении процесс минерализации начался очень бурно, а затем в период кристаллизации сульфидов свинца и цинка и еще более поздних кальцита, сидерита и кварца резко ослабел. Так, допродуктивная пирит-арсенопирит-кварцевая ассоциация составляет 75—85% объема минеральной массы на месторождении. Состав ассоциации: кварц, альбит, серицит, пирит, мельниковит, пирротин, марказит, магнетит, гематит, арсенопирит, халькопирит, сидерит, кальцит, хлорит. Среди минералов ассоциации резко преобладает кварц, содержащий участ-

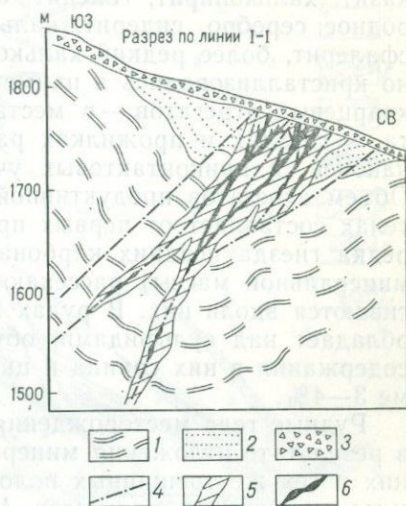


Рис. 26. Геологический разрез Какадур-Ханикомского месторождения (см. рис. 25).

1 — алевролиты,  $J_{1t_3}$ —al; 2 — алевропесчаники,  $J_{1t_3}$ —al; 3 — рыхлые отложения; 4 — разрывы; 5 — минерализованная зона; 6 — рудные тела

ками многочисленные остроугольные обломки слабо измененного алевролита.

Таким образом, на рудоносном участке еще до осаждения сульфидов свинца и цинка почти полностью сложились морфология и в какой-то мере внутреннее строение минеральных тел жильного типа. В результате сульфидные минералы продуктивной ассоциации накладывались на ранний кварц. Состав продуктивной ассоциации: кварц, пирит, сфалерит, пирротин, марказит, халькопирит, галенит, блеклая руда, фрейбергит, самородное серебро, сидерит, кальцит. При этом пирит, галенит, сфалерит, более редкий халькопирит сравнительно избирательно кристаллизовались в наименее механически прочных частях кварцевых агрегатов — в местах скопления брекчии алевролита, в гнездах и прожилках раннего пирита и марказита или, наконец, в приконтактных участках кварцевых образований. Объем агрегатов продуктивной ассоциации в разных жильных телах составляет от первых процентов до 15%. Прожилки, изредка гнезда поздних карбонатов и кварца (10—15% объема минеральной массы) пересекают жильные тела, а иногда вытягиваются вдоль них. В рудах месторождения кварц резко преобладает над сульфидами, обуславливая сравнительно низкие содержания в них свинца и цинка, обычно достигающие в сумме 3—4%.

Рудные тела месторождения образовались главным образом в результате отложения минералов всех трех ассоциаций в одних и тех же трещинных полостях при очень слабом участии метасоматических процессов. Морфология и внутреннее строение их оказались в прямой зависимости от ориентировки и типа рудовмещающих нарушений. В частности, последние в пределах Ханикомского, в меньшей степени Какадурского рудоносных звеньев, унаследовали направление двух, падающих на юго-запад и сочленяющихся между собой систем ранних трещин — северо-северо-западного и субширотного простираний. Кроме того, рудовмещающие нарушения иногда приспосабливаются к слоистости алевролитов и также резко перегибаются и нередко существенно выполаживаются (или, наоборот, приобретают крутое падение), переходя из секущего в согласное положение. В результате сформировавшиеся рудоносные нарушения и развившиеся в них рудные тела отличаются резкой изогнутостью по простиранию (рис. 27), отчасти по падению. В меньшей степени это характерно для Какадурского звена, где среди рудовмещающих преобладают нарушения, унаследовавшие преимущественно раннюю субширотную трещиноватость.

Среди рудных тел по различию внутреннего строения достаточно четко устанавливаются две разновидности: 1) сульфидно-кварцевые линзы и непротяженные жилы массивного облика, а также жилы, содержащие брекчию алевролитов; 2) зоны прожилкового и штокверкового оруденения. Для рудных тел обеих

разновидностей характерно обилие апофиз, использующих многочисленные оперяющие трещины, а также плоскости слоистости. Тип рудного тела зависит от типа рудовмещающего нарушения. Жильные рудные тела, количество которых на месторождении по подсчетам Б. Н. Ачеева и др. [1974] достигает около 40%, приурочены главным образом к приоткрывшимся в пе-

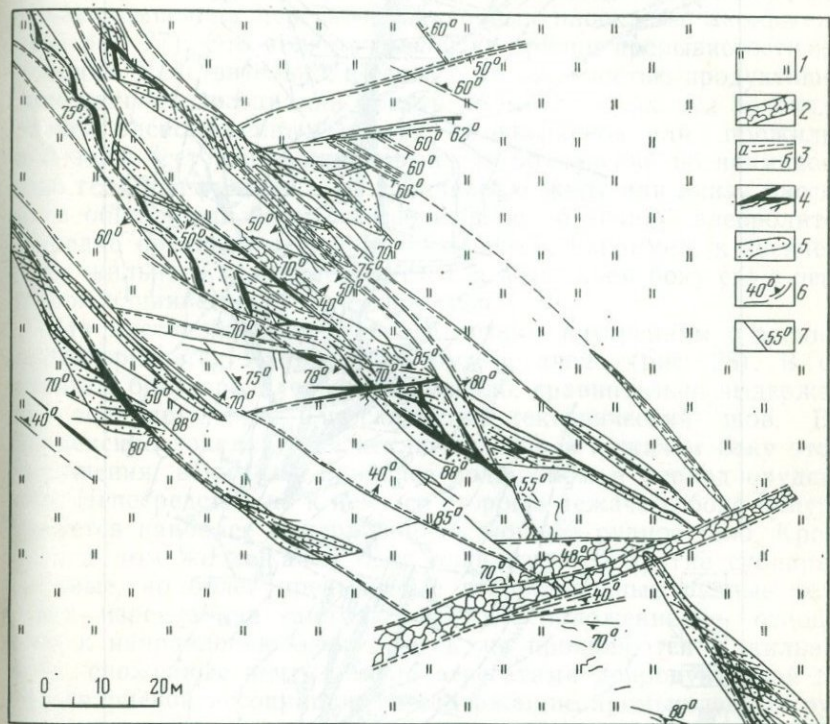


Рис. 27. Морфология и внутреннее строение резко изогнутых рудных тел, вскрытых горизонтом штольни 8.

1 — алевролиты; 2 — зоны дробления; 3 — плоскости скольжения с глиной трения (а) и без нее — «сухие» (б); 4 — линзы и прожилки кварц-пирит-полиметаллических руд; 5 — вкрапленно-прожилковые рудные тела; 6 — ориентировка слоистости, направление и угол ее падения; 7 — направление и угол падения трещин и жил

риод оруденения перегибам зон дробления (жилы с обильной брекчией), а также к изгибам тектонических швов и плоскостей скольжения (массивные линзы и жилы). Прожилковые и штокверковые тела (около 60%) контролируются сериями сближенных плоскостей скольжения и в том числе зонами расщелачивания, развившимися между такими трещинами.

Характерной структурной особенностью Какадур-Ханикомского месторождения — представителя близповерхностных рудоносных участков — является непрерывная смена по простиранию и в разрезе зон дробления сериями сближенных плоско-

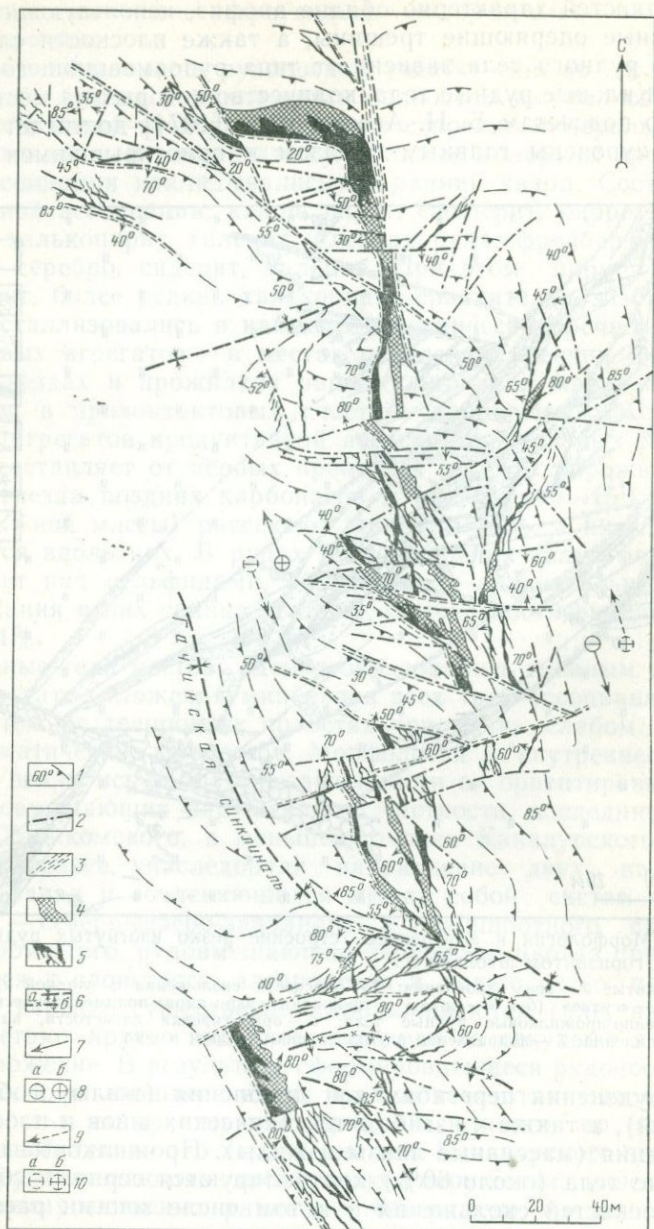


Рис. 28. Структура центральной части Ханикомского звена (погоризонтный план 1776 м). Составлен с использованием материалов Фиагдонского рудника.

1 — алевролиты и их слоистость; 2 — разрывы; 3 — тектонические швы и глина течения; 4 — зоны штокерков и прожилков; 5 — сульфидно-кварцевые жилы и линзы; 6 — оси синклиналей (а) и антиклиналей (б); 7 — относительные направления ранних внутрирудных движений, в плане; 8 — то же, в разрезе: а — погружение, б — воздымание; 9 — относительные направления внутрирудных движений в период отложения руд, в плане; 10 — то же, в разрезе: а — погружение, б — воздымание

стей скольжения, зонами расщепления, глинистыми тектоническими швами и даже одиночными плоскостями скольжения. В свою очередь, это вызывает даже на коротких интервалах рудных тел трансформацию массивных оруденелых линз и жил, а также жил с алевролитовой брекчией в зоны прожилкового и штокверкового оруденения. Изредка линзы и жилы сменяются отдельными прожилками и линзовидными гнездами, развивающимися на перегибах одиночных плоскостей скольжения (см. рис. 27). Это является одной из причин прерывистости оруденения. Действительно, в связи с наложенностью продуктивной минеральной ассоциации контур промышленных руд то оказывается расположенным внутри штокверковой или прожилковой зоны (сетчато-прожилковый тип оруденения по наименованию геологов рудника), то проникает в жилу или линзу массивного облика или жилу, заключающую брекчию алевролитов. Нередко оруденение, приурочивающееся, например, к висячему боку жильного тела, прерывается, а в лежащем боку его с прерывом начинается новое рудное тело.

На месторождении наиболее четким внутренним строением характеризуется Ханикомское рудное звено (рис. 28). В его висячем боку проявлена, как правило, сравнительно выдержанная зона дробления или глинистый тектонический шов. Все оруденение локализуется исключительно в лежащем боку этого нарушения, возможно наиболее подвижном в период оруденения. Непосредственно к нему со стороны лежащего бока приурочивается наиболее выдержанное и мощное рудное тело. Кроме того, в том же лежащем боку локализуются другие субпараллельные, но более прерывистые второстепенные рудные тела. Лишь изредка они занимают секущее положение по отношению к направлению звена. Здесь же проявляются и жильные тела, сложенные почти нацело агрегатами допродуктивной пирит-кварцевой ассоциации, не содержащими промышленных руд.

Основные запасы свинца и цинка на месторождении заключены в Ханикомском звене. В свою очередь, в вертикальной продольной плоскости звена четко выделяются два столбообразных участка, в пределах которых сосредоточена главная масса руд этого звена. Участки склоняются на юго-юго-восток под углом около  $45^\circ$ , при этом северный участок на глубине разветвляется на два значительно более узких «полотна», а южный вообще заканчивается. Таким образом, сравнительно мощные рудные тела и богатые руды в 300—400 м от современной поверхности исчезают и сменяются бедным оруденением. Скорее всего резкое ослабление оруденения с глубиной объясняется тем, что в поперечном вертикальном разрезе характерна разветвленность минерализованной зоны и рудных тел вверх по восставию (см. рис. 26). Соответственно на верхних горизонтах проявляется несколько субпараллельных рудных тел, среди которых штокверковые и прожилковые зоны преобладают над

массивными линзами и жилами. Однако контролирующие эти тела рудовмещающие зоны дробления и серии сближенных плоскостей скольжения с глубиной соединяются друг с другом и все более и более уступают место глинистым тектоническим швам и зонам расщепления, менее благоприятным для локализации оруденения. Это является типичной чертой близповерхностных месторождений.

Сравнительно с Ханикомским Какадурское рудное звено характеризуется менее четко выраженным внутренним строением. В его висячем боку на всем протяжении не устанавливается таких выдержанных зон дробления, как бы в целом контролирующих оруденение звена. Они проявляются лишь на западном фланге звена, в районе замыкания Худыр-Джидонской антиклинали. Развитие их в этом участке звена, а также приспособление развитых здесь рудоносных разрывов к перегибам слоистости способствовали, по-видимому, тому, что основная масса оруденения локализовалась на этом фланге звена. В центральной и восточной частях участка в отличие от Ханикомского звена широко проявлены разрывы, не совпадающие с ориентировкой звена. Все это обусловило проявление невыдержанных, нередко секущих рудных, а часто неоруденелых жильных тел раннего кварца, размещающихся не только в висячем боку звена, но и в его средней части.

На месторождении широко проявлены дорудные поперечные нарушения: в пределах Ханикомского звена — северо-восточного и восток-северо-восточного, а в прослеживаемом более широтно Какадурском звене — субмеридионального и северо-восточного простираний. Они представлены в одних случаях секущими, а в других — согласными разрывами, подчеркивающими поперечные флексурные или коробчатые перегибы мелких складок. Нарушения, сочетающие элементы как той, так и другой разновидности структуры, удобно называть складчато-разрывными. Многие из поперечных нарушений вмещают прожилки и линзы, сложенные агрегатами ранней пирит-кварцевой ассоциации. В Какадурском звене они, кроме того, содержат вкрапленность наложенных галенита и сфалерита.

Задолго до оруденения поперечные складчато-разрывные и разрывные нарушения разделили, вероятно, участок месторождения на серию многочисленных блоков. На их структуру накладывались и в пределах таких блоков формировались разрывы Ханикомского и Какадурского рудоносных звеньев. В результате в каждом из блоков оказался заключенным обособленный отрезок рудной зоны, отличающийся от соседних мощностью, ориентировкой, количеством и типом слагающих ее нарушений и минеральных образований, а главное — числом рудных тел (см. рис. 28). Наиболее насыщены рудными телами блоки, расположенные на участках замыкания дополнительных или в местах пересечения звеньями главных складок. Рудные те-

ла, залегающие в указанных геологических позициях, характеризуются повышенной мощностью и высокими содержаниями свинца и цинка.

Как и на ранее рассмотренном Левобережном месторождении, поперечные разрывы служили в период минерализации главными нарушениями по отношению к рудоносным разрывам, слагающим звенья Какадур-Ханикомского месторождения. При этом поперечные и рудовмещающие нарушения находились в положении сопряженных систем трещин. Действительно, ориентировка ранних пирит-кварцевых жил и прожилков, проявленных в той и другой системе нарушений, показала, что они фиксируются максимумами, расположенными в пределах одного или двух поясов (штриховые дуги на рис. 29, а). Плоскости максимумов (сплошные дуги) также пересекаются по одной или двум линиям. При этом нетрудно заметить, что пояса их располагаются аналогично поясам максимумов оптических осей в *B*-тектонитах [Sander B., 1950; Лукин Л. И. и др., 1965] и отражают тот же генетический смысл, т. е. результат вращения сопряженных плоскостей скольжения. Линия пересечения их совпадает с направлением оси *B* эллипсоида деформаций.

Системы разрывов северо-западного, северо-восточного и субмеридионального направлений оказались сопряженными и в период отложения рудного вещества (рис. 29, б, в). В свое время автором [Некрасов Е. М., 1967] было показано, что в период оруденения ось *B* эллипсоида деформации испытывала колебания и, в частности, ориентировка ее не совпадала для Ханикомского и Какадурского звеньев. Было установлено, что в пределах последнего ось *B* была, вероятно, круто наклонена на юго-запад под углом  $58^\circ$  и ориентирована по азимуту  $20^\circ$ . Этим могут быть объяснены разнонаправленные внутрирудные движения, протекавшие вдоль одной и той же системы рудоносных разрывов в Ханикомском и Какадурском звеньях. Такие движения были установлены путем анализа ориентировки равновеликих отрезков оруденелых жил, различающихся мощностью и содержанием полезных компонентов [Некрасов Е. М., 1967].

Действительно, поскольку жильные тела на месторождении были сформированы в начале процесса минерализации, в первом случае ориентировка наиболее мощных отрезков жил отражает максимальное раскрытие трещинных полостей в период кристаллизации агрегатов ранней пирит-кварцевой ассоциации, а во втором — рудных агрегатов. Исходя из построенных диаграмм (рис. 30), в период ранних внутрирудных движений вдоль рудоносных трещин в обоих звеньях протекали взбросо-сдвиги (в плане — правостороннего типа). При кристаллизации галенита и сфалерита, а также ассоциирующих с ними других сульфидов происходили сбросо-сдвиговые перемещения. Однако в Ханикомском звене они характеризовались

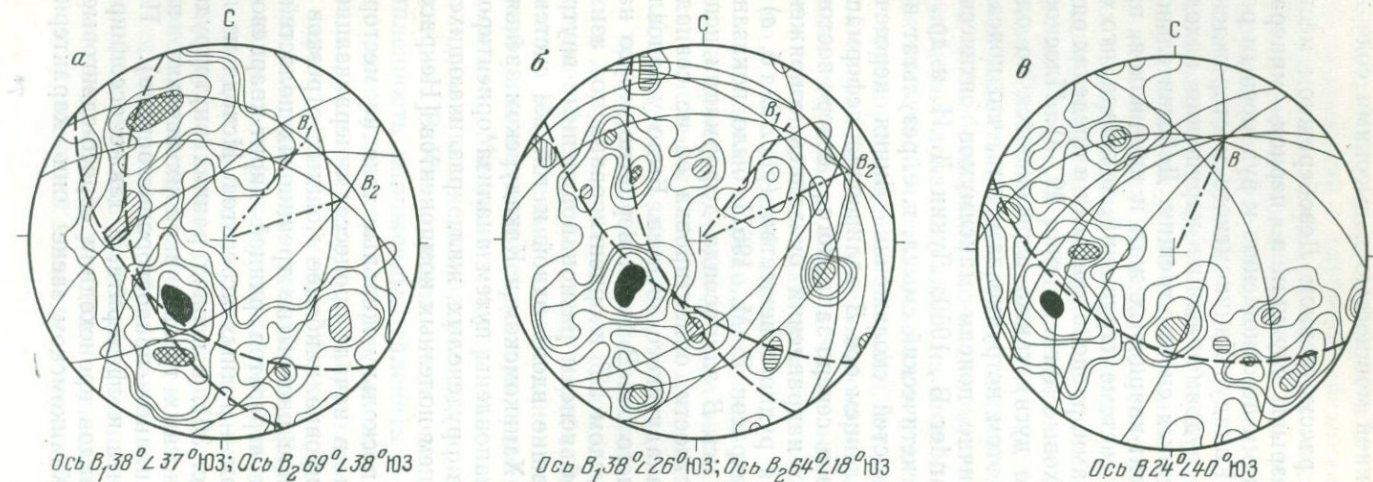


Рис. 29. Диаграммы ориентировки:

$\alpha$  — трещины, выполненных ранними пирит-кварцевыми жилами и прожилками и ограничивающих рудоносные разрывы (119 ограничителей,  $<0,5-1-2-3-5-7 < \%$ );  $\beta$  — пирит-кварцевых жил с наложенным свинцово-цинковым оруденением (северо-западный фланг Ханикомского звена, 91 жила,  $<1-2-3-4-6-10 < \%$ );  $\theta$  — то же, в центральной части звена (111 жил,  $<0,5-1-2-3-5-9 < \%$ ). Сплошные дуги — плоскости максимумов трещин и жил, штриховые — плоскости деформации, штрихпунктирные линии — оси  $B$

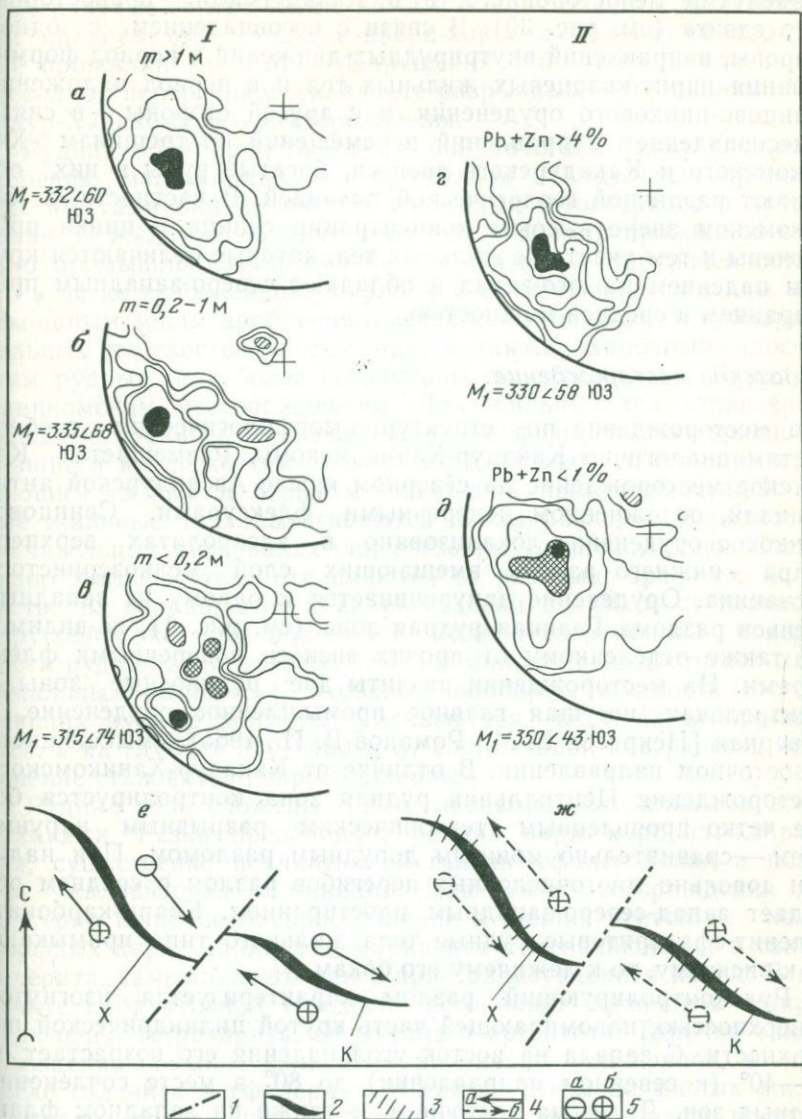


Рис. 30. Направления внутрирудных движений вдоль Ханикомского звена рудной зоны:

*I* — в период образования ранних пирит-кварцевых жил (выявлены по изменению их мощности), *II* — то же, в период отложения руд (выявлены по изменению содержания свинца и цинка).

$M_1$  — максимумы жил и их ориентировка: *a* — 33 жилы,  $< 0,5-3-7-12 < \%$ ; *б* — 82 жилы,  $< 1-2-3-5-8 < \%$ ; *в* — 102 жилы,  $< 0,5-1-2-4-6- < \%$ ; *г* — 68 жил,  $< 1-2-4-7-10 < \%$ ; *д* — 53 жилы,  $< 0,5-1,5-3-4,5-5 < \%$ ; *е* — схема ранних внутрирудных движений вдоль Ханикомского (X) и Какадурского (K) звеньев рудной зоны; *ж* — то же, в период отложения руд.

1 — разрывы; 2 — рудная зона; 3 — участки наложения свинцово-цинкового оруденения; 4 — направления внутрирудных движений в плане: *a* — в стадию формирования ранних пирит-кварцевых жил, *б* — в период наложения свинцово-цинкового оруденения; *б* — погружение (*a*) и воздымание (*б*) пород

элементами левостороннего, а в Какадурском — правостороннего сдвига (см. рис. 30). В связи с несовпадением, с одной стороны, направлений внутрирудных движений в период формирования пирит-кварцевых жильных тел и в период наложения свинцово-цинкового оруденения, а с другой стороны — в связи с несовпадением направлений перемещений по трещинам Ханикомского и Какадурского звеньев, богатые руды в них обладают различной геологической позицией. В частности, в Ханикомском звене высокие концентрации свинца и цинка приурочены к тем участкам жильных тел, которые отличаются крутым падением на юго-запад и обладают северо-западным простиранием и средней мощностью.

### *Кадатское месторождение*

Это месторождение по структурно-морфологическим особенностям аналогично Какадур-Ханикомскому. Размещается Кадатское месторождение на северном крыле Авсандурской антиклинали, осложненном поперечными флексурами. Свинцово-цинковое оруденение локализовано в алевролитах верхнего тоара — нижнего аалена, вмещающих слой мелкозернистого песчаника. Оруденение приурочивается к одному из западных звеньев разлома Главная рудная зона (см. рис. 1), по-видимому также отделенному от прочих звеньев поперечными флексурами. На месторождении развиты две рудоносные зоны — Центральная, несущая главное промышленное оруденение, и Северная [Некрасов Е. М., Романов В. И., 1965], смыкающиеся в восточном направлении. В отличие от Какадур-Ханикомского месторождения Центральная рудная зона контролируется более четко проявленным тектоническим разрывным нарушением — сравнительно мощным дорудным разломом. При наличии довольно многочисленных перегибов разлом в среднем обладает запад-северо-западным простиранием. Кварц-карбонат-галенит-сфалеритовые рудные тела жильного типа примыкают то к висячему, то к лежащему его бокам.

Рудоконтролирующий разлом характеризуется изогнутой поверхностью, напоминающей часть крутой цилиндрической поверхности. С запада на восток угол падения его возрастает от 30—40° (в северном направлении) до 80° в месте сочленения рудных зон. Далее на восточном, а также на западном фланге разлом перегибается в плане, пересекая поперечные флексуры, и расщепляется на 2—3 ветви. Оруденение при этом резко ослабевает и заканчивается. В результате вдоль ветвей разлома проявлены лишь слабо минерализованные сульфидами свинца и цинка маломощные зоны прожилков и жилы. Участки оруденелого разлома, заключенные между поперечными нарушениями, обладают выдержанным падением и простиранием — либо субширотного, либо северо-западного направления. Поперечные

нарушения представляют собой резкие флексурные перегибы, подчеркнутые согласными с ними и напластованием разрывами, как правило вмещающими кварц-карбонат-галенит-сфалеритовые прожилки (рис. 31). Нарушения по типу аналогичны, очевидно, поперечным складчато-разрывным нарушениям Какадур-Ханикомского месторождения.

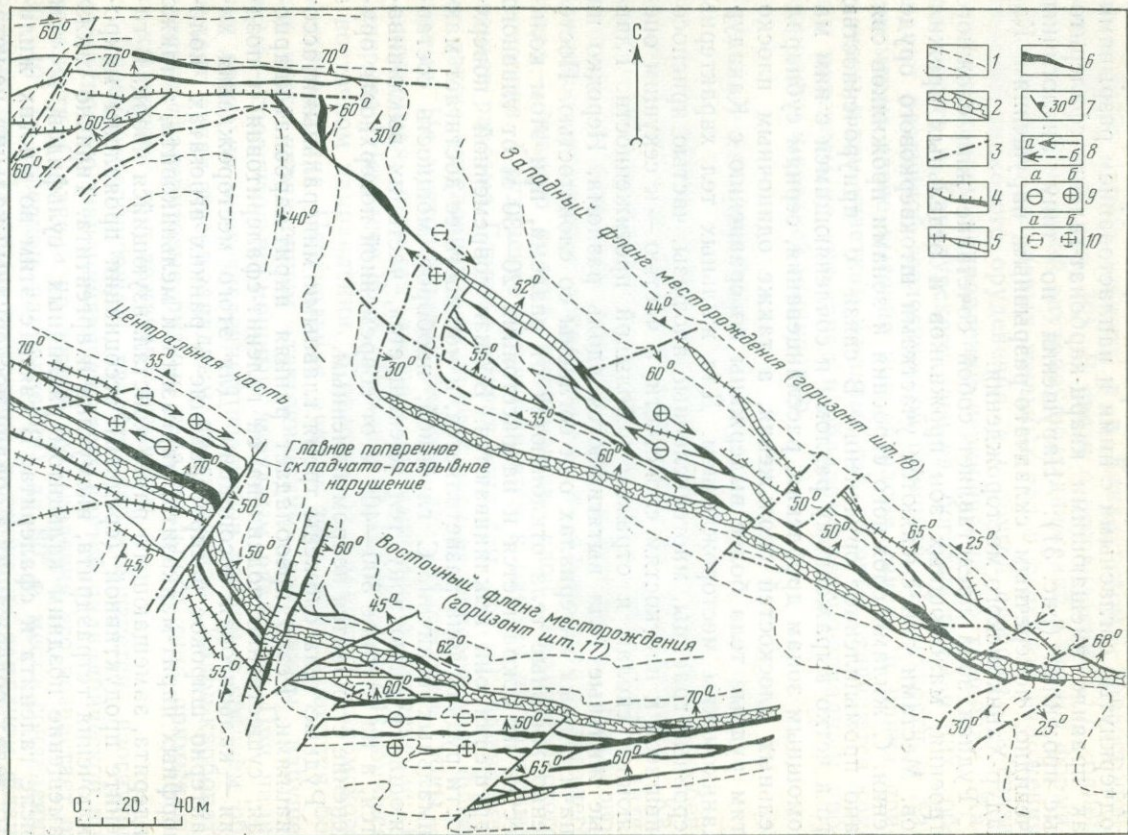
Рудная зона представляет собой сочетание жил сложного строения, маломощных зон прожилков и отдельных прожилков. Местами они сменяются участками штокверкового оруденения. С жилами сложного строения и зонами прожилков связано промышленное оруденение. В связи с приуроченностью его к четко выраженному разлому и сочленяющимся с ним маломощным зонам дробления, рассланцевания, сериям субпараллельных плоскостей скольжения, а также одиночным плоскостям рудные тела более выдержаны по сравнению с Какадур-Ханикомским месторождением. Для жильных тел характерны неровные границы, многочисленные апофизы, частью приспособившиеся к плоскостям слоистости, а частью — к секущим оперяющим сколам и отрывам небольшой протяженности. Главные жильные тела вытягиваются вдоль разлома. Нередко на значительных интервалах они согласны со слоистостью. Постепенно жильные тела отклоняются от разлома, при этом количество их сокращается и на расстоянии 20—30 м от главного нарушения они выклиниваются. Вблизи современной поверхности рудная зона разветвляется, и мощность ее достигает максимальных величин. С глубиной, наоборот, мощность составляющих рудную зону тел уменьшается, часть их выклинивается, а на глубине 300—400 м от современной поверхности оруденение становится непромышленным.

Рудные тела сложены тремя главными минеральными ассоциациями. Резко преобладает ранняя пирит-карбонат-кварцевая, существенно подчинена ей галенит-сфалеритовая и поздняя — кальцитовая ассоциации. Для этого месторождения характерно широкое распространение в ранних агрегатах колломорфных пирит-марказита, марказита и мельниковита, а также сидерита, замещающего ранее кристаллизующийся кварц. В галените продуктивной (средней) ассоциации проявлены микровключения тетраэдрита, висмутина и аргентита. Типично также замещение поздним кальцитом различных сульфидов, в том числе галенита и сфалерита. В связи с этим во многих жильных телах, содержащих в обилии послерудный кальцит, не устанавливается промышленного оруденения.

Основные осложнения структуры месторождения обусловлены проявлением поперечных складчато-разрывных нарушений дорудного заложения, развитие которых обуславливает: 1) резкое изменение строения и положения рудной зоны по отношению к рудоконтролирующему разлому; 2) изменение ориентировки, типа и морфологии рудовмещающих разрывов и рудных

Рис. 31. Структурная схема Кадатского месторождения (планы главных горизонтов). По В. И. Романову и Е. М. Некрасову.

1 — алевролиты и направление их слоистости; 2 — зона дробления рудоконтролирующего разлома; 3 — разрывы; 4 — жилы и прожилки раннего кварца; 5 — сульфидно-кварц-сидеритовые жилы и прожилки; 6 — рудные жилы и прожилки с наложенными галенит-сфалеритовыми агрегатами; 7 — направление и угол падения слоистости; 8 — внутрирудные движения (в плане): а — в период кристаллизации допродуктивного кварца, б — в период отложения руд; 9 — то же (в разрезе), в период кристаллизации допродуктивного кварца: а — погружение, б — воздымание; 10 — то же (в разрезе), в период отложения руд



тел; 3) размещение богатых руд; 4) изменение направлений внутрирудных движений. В частности, к востоку от главного поперечного нарушения складчато-разрывного типа рудная зона развилась в лежащем боку рудоконтролирующего разлома (см. рис. 31). Здесь локализовались маломощные жилы, под очень острым углом причленяющиеся к разлому. Наоборот, западнее этого поперечного нарушения рудная зона сформировалась в висячем боку разлома и оказалась представленной тремя вытягивающимися параллельно этому нарушению жилами сложного строения и значительной мощности (от 1 до 3 м). Они сложены сравнительно богатыми рудами. Очевидно, поперечные складчато-разрывные нарушения разграничивают тектонические блоки, различающиеся структурой и интенсивностью оруденения.

Неравномерность распределения оруденения, обусловленная расчлененностью рудной зоны поперечными складчато-разрывными нарушениями, была проанализирована с помощью построения рельефа ее поверхности (на вертикальной продольной проекции), на которую были нанесены линейные запасы свинца и цинка в изолиниях (рис. 32). Наиболее сложный рельеф имеет восточная часть зоны, которая на глубоких горизонтах месторождения резко выполаживается. Линия перегиба погружается на восток под углами 25—30°. Выше ее к крутопадающему участку зоны приурочено богатое свинцово-цинковое оруденение. Ниже при выполаживании зоны оруденение почти исчезает, хотя рудовмещающие структуры продолжают на глубину. Рельеф восточной части зоны характеризуется проявлением вытянутого, почти вертикального прогиба. Он обусловлен изменением широтного простирания зоны на северо-западное, а затем приобретением ею прежнего направления. К восточному «крылу» прогиба, отражающему крутопадающий интервал зоны северо-западной ориентировки, приурочены богатые руды.

Рельеф западной части зоны более спокойный. Лишь на крайнем западном фланге зона перегибается и приобретает широтное простирание и более пологое падение. Этот участок ее слаборудоносен. Богатое оруденение развито в перегибающейся части рудной зоны, тяготеющей к лежащему боку поперечного нарушения. Богатые руды при этом слагают наиболее мощные участки жил, отличающиеся некоторым выполаживанием сравнительно с их более крутопадающими и менее мощными интервалами. Однако с глубиной главный поперечный флексурный перегиб постепенно исчезает и богатое оруденение сменяется рядовыми рудами. Другой участок богатых руд в западной части зоны зафиксирован на ее глубоких горизонтах. Приурочивается он к ориентированному в северо-западном направлении участку рудной зоны, обладающему несколько меньшими углами падения.

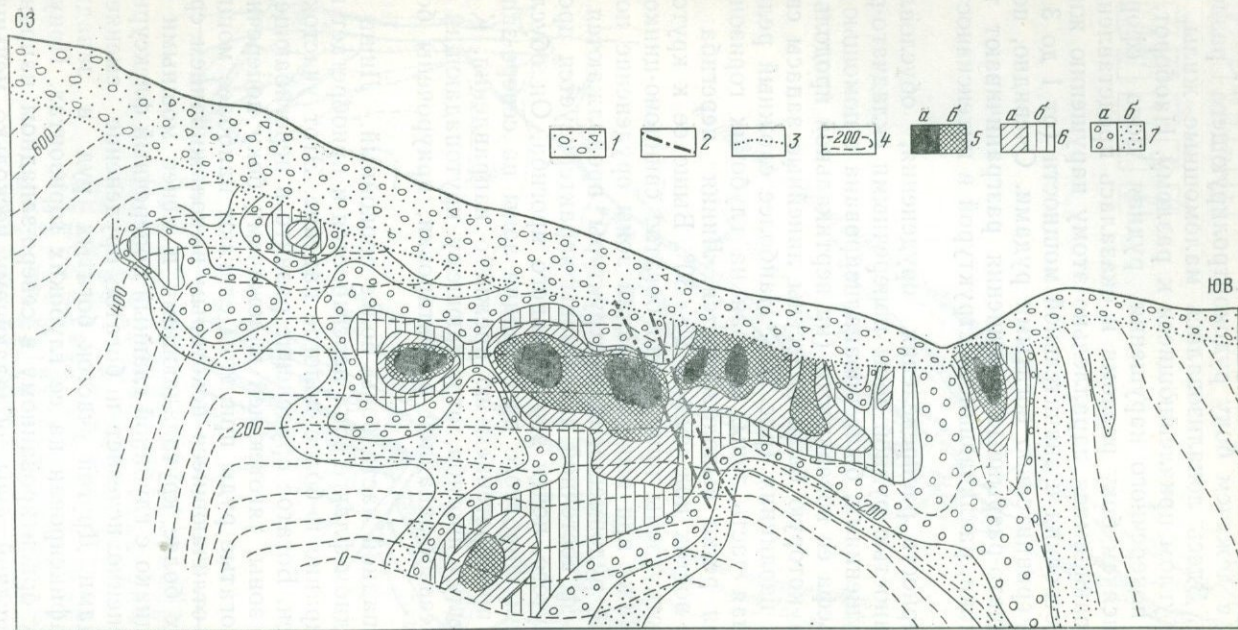


Рис. 32. Рельеф поверхности рудной зоны, развитой в алевролитах, и схема размещения в ней свинцово-цинкового оруденения. По В. И. Романову.

1 — делювий; 2 — границы главного поперечного складчато-разрывного нарушения; 3 — контакты пород; 4 — изолинии поверхности рудной зоны; 5—7 — суммарные содержания свинца и цинка: 5 — очень высокие (а) и высокие (б), 6 — значительные (а) и средние (б), 7 — низкие (а) и очень низкие (б)

Таким образом, если богатое оруденение повсеместно тяготеет к отрезкам зоны, отклоняющимся в плане к северо-западу от субширотного направления, то к востоку от главного складчато-разрывного поперечного нарушения богатые руды приурочиваются к крутым интервалам ее, а в западной части — к местам перегиба и смены крутого падения более пологим. Это объясняется тем, что сульфиды свинца и цинка в пирит-карбонат-кварцевых телах кристаллизовались в процессе правосторонних (в плане) сбросо-сдвигов [Некрасов Е. М., Романов В. И., 1965]. Действительно, на диаграммах, построенных аналогично диаграммам Какадур-Ханикомского месторождения, выявилось, что в западной части Кадатского месторождения участки жил с содержанием свинца и цинка ниже 2,5% ориентированы по азимуту  $295^\circ$  и падают на северо-восток под углом  $55^\circ$ , а с содержанием более 2,5% — по азимуту  $303^\circ$  и обладают углом падения  $65^\circ$  на северо-восток. В восточной части месторождения участки жил с убогими рудами отвечают максимумам  $90$  и  $287^\circ$  и падению  $60$ — $65^\circ$  на северо-северо-восток, а участки с содержанием свинца и цинка более 2,5% — простиранию  $275^\circ$  и падению  $75^\circ$  на север.

Однако локализация ранних пирит-карбонат-кварцевых тел, возникших в начале процесса минерализации, протекала в результате различных движений по трещинам в западной и восточной частях зоны (см. рис. 31). В частности, в западной части происходили взбросо-сдвиги, а в восточной — сбросы. Очевидно, в первую стадию минерализации каждая часть зоны, заключенная между двумя любыми поперечными складчато-разрывными нарушениями, характеризовалась специфическими перемещениями, отличными по направлению от движений в других ее частях.

## **ГЕОЛОГИЯ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И СТРУКТУРА СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЖИЛЬНОГО И ПРОЖИЛКОВО-ВКРАПЛЕННОГО ТИПОВ, РАЗМЕЩАЮЩИХСЯ В КАРАМАЗАРСКОЙ ПРОВИНЦИИ**

Карамазарская рудоносная провинция является в Советском Союзе вторым районом распространения сравнительно многочисленных свинцово-цинковых месторождений жильного, а также прожилково-вкрапленного типов. Провинция характеризуется разнообразной металлогенической специализацией. В западной части ее (Западный Карамазар) сформировались медно-молибденовые (так называемого порфирового типа), скарновые шеелитовые, шеелит-молибденитовые и полиметаллические месторождения. В связи с тем, что задачей настоящей работы является анализ структуры и структурных условий локализации жильного свинцово-цинкового оруденения, все эти месторождения ниже не рассматриваются.

Подчиненное развитие в Западном Карамазаре получили жильные свинцово-цинковые месторождения. Подавляющая масса их, а также свинцово-цинковых месторождений прожилково-вкрапленных руд локализовалась в восточной части провинции — Восточном Карамазаре. В отличие от Садонского рудного пояса они локализовались в самом верхнем структурном ярусе складчатой системы и отличаются близповерхностными условиями образования.

Таким образом, изложение закономерностей размещения, структуры и особенностей геологии рудоносных участков позволяет провести всеобъемлющий анализ условий локализации жильного свинцово-цинкового оруденения в другом (сравнительно с Садонским поясом) — верхнем структурном ярусе складчатых систем.

### **ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ ЖИЛЬНОГО И ВКРАПЛЕННОГО ТИПОВ В КАРАМАЗАРСКОЙ ПРОВИНЦИИ**

Карамазарская рудоносная провинция пространственно совпадает с Кураминским антиклинорием, являющимся непротяженным складчатым сооружением, расположенным вдоль северной границы герцинской складчатой системы Южного Тянь-

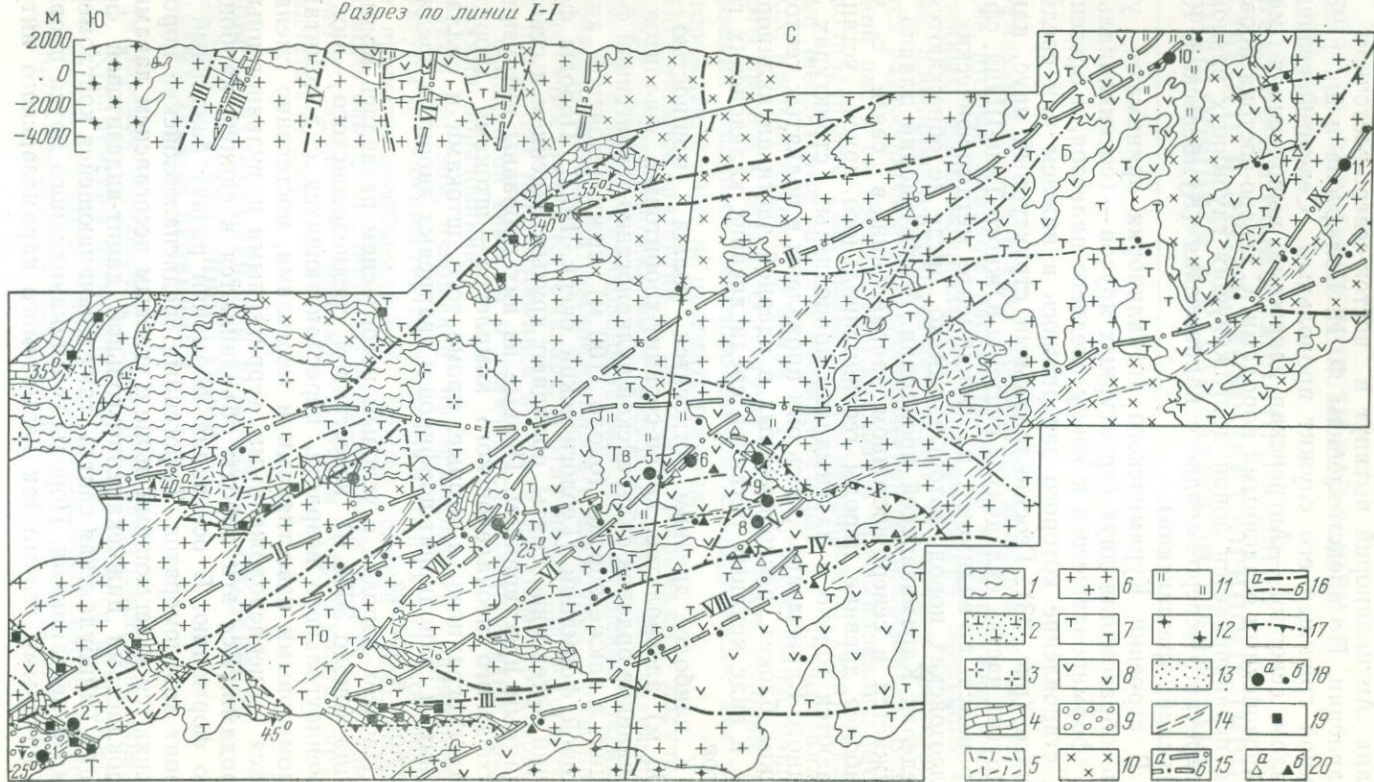
Шаня. Антиклинорий вытянут в восток-северо-восточном направлении. По представлениям Ф. И. Вольфсона и др. [1972], южной границей его служит продольный Северо-Ферганский разлом, северной — Ангренская депрессия, выполненная мезокайнозойскими осадочными породами. С северо-востока провинция ограничивается зоной долгоживущих глубинных разломов поперечного северо-западного направления (Кумбельский, Кенкольский, Арашанский).

В строении Кураминского антиклинория принимают участие образования двух структурных ярусов — геосинклинального, сформировавшегося к концу среднего палеозоя, и орогенного, становление которого завершилось в нижнем или среднем триасе (рис. 33). Геосинклинальный структурный ярус, как и в других частях складчатой системы Южного Тянь-Шаня, сформировался, по-видимому, на фундаменте метаморфических допалеозойских пород, которые, однако, нигде не обнажаются в пределах Карамазарской провинции. Антиклинорий плавно погружается в северо-восточном направлении, в связи с чем наиболее древние породы геосинклинального яруса устанавливаются только в максимально приподнятых структурах Западного Карамазара. Здесь они проявлены в поднятых тектонических блоках, расположенных в ядерной части антиклинория, или в виде крупных останцов среди древних каледонских гранитов.

К наиболее древним относятся толща (мощностью до 4000 м) алевролитов, кварц-серицит-хлоритовых филлитов и песчаников ордовик-силурийской вулканогенно-терригенной формации, а также породы (около 1100 м) нижнедевонской андезитовой формации [Геологический очерк, 1972]. Породы формаций интенсивно смяты, обладают крутым падением и северо-западным простиранием. Первые из них прорваны интрузиями двухфазного неокаледонского комплекса — штоками диоритов и плагногранитов, а вторые, кроме того, штоками и силлами гранит- и гранодиорит-порфиров и кварцевых диоритов преджигетского возраста.

На всех породах с угловым несогласием развилась мощная толща (около 3000 м) известняков среднедевонского — нижнекаменноугольного возраста, переслаивающихся с доломитами, доломитовыми известняками и мергелями, постепенно сменяющихся вышерасположенными терригенными и вулканогенными породами. Все эти породы объединяются в единую карбонатную формацию. В основании формации развит базальный горизонт конгломератов. Туфогенные среднепалеозойские породы сменяются залегающими выше с угловым несогласием лавами и пирокластами нижнекаменноугольной дацит-андезитовой формации (минбулакская свита), также начинающейся конгломератами и песчаниками. Породы геосинклинального яруса прорваны крупными телами так называемого карамазарского интруз-

## Разрез по линии I-I



зивного комплекса. Это первый из нескольких герцинских интрузивных комплексов. Он формировался сравнительно длительно, в три фазы, которые представлены: 1) диоритами и габбро-диоритами, образовавшими краевые массивы в крупном интрузиве; 2) главными телами — крупными лакколитами карамазарских гранодиоритов и гранитов; 3) гранодиорит-порфирами, проявившимися в лакколитах в виде дайкообразных штоков. С проявлением рассматриваемого комплекса связывают формирование в Северо-Западном Карамазаре кварц-пирит-золоторудных месторождений и проявлений.

Слоистые породы среднепалеозойских формаций в период становления интрузивных тел карамазарского комплекса и в начале верхнекаменноугольного времени, возможно, претерпели интенсивную складчатость. Они проявлены как в ядерной части антиклинория, так и на крыльях, где образуют складки субширотного и запад-северо-западного простираний с довольно широкими сводами. Крылья складок обладают средними углами падения. В настоящее время устанавливаются лишь фрагменты таких складок, проявленных в узких опущенных тектонических блоках, где слагающие их породы сохранились от эрозии (см. рис. 33). Блоки, как правило, заключены между разломами более молодого возраста.

В результате смятия пород геосинклинального яруса в складки и внедрения в них крупных гранитоидных масс, объединяющихся, по-видимому, на глубине 1—3 км в еще более обширный интрузивный массив, Карамазарская провинция с начала верхнекаменноугольного времени приобрела значительную жесткость. На основании эродированных, смятых в складки толщ геосинклинального яруса и карамазарского ин-

Рис. 33. Схема размещения жильных месторождений свинца и цинка в Карамазарской провинции. План составлен по материалам И. П. Кушнарева, В. Н. Левина, Ю. С. Шихина и наблюдениям Е. М. Некрасова; разрез — по Е. М. Некрасову.

1 — песчаники, алеволиты, филлиты, O-S; 2 — породы андезитовой формации, D; 3 — предживетские гранитоиды; 4 — породы карбонатной формации, D<sub>2</sub>-C<sub>1</sub>; 5 — лавы и пирокласты андезит-дацитовой формации, C<sub>1</sub>; 6 — гранитоиды карамазарского (первого герцинского) комплекса, C<sub>2</sub>; 7 — лавы и пирокласты андезит-дацитовой формации, C<sub>2</sub>-C<sub>3</sub>; 8 — породы вулканогенно-молаассовой формации, C<sub>3</sub>-P<sub>2</sub>; 9 — конгломераты, осадочные брекчи, песчаники и туфопесчаники; 10 — щелочные и гранитоидные породы второго и третьего герцинских комплексов, C<sub>3</sub>-P<sub>2</sub>; 11 — игнибриты и пирокласты кварцевых порфиров наземно-вулканогенной формации, T<sub>1</sub>; 12 — интрузивы четвертого герцинского комплекса пестрого состава, T<sub>1</sub>; 13 — песчаники и известняки, K+Pg; 14 — дайковые пояса четвертого герцинского комплекса, T<sub>1</sub>; 15 — разломы, контролирующие размещение жильного свинцово-цинкового оруденения: а — главные, б — непротяженные; 16 — прочие разломы: а — главные, б — непротяженные; 17 — надвиги; 18 — жильные свинцово-цинковые месторождения (а) и рудопроявления (б); 19 — скарновые и метасоматические полиметаллические месторождения; 20 — минерализованные участки: а — с медно-гематитовым оруденением, б — то же, с минералами висмута.

Центральные части мульд различного периода формирования: Т — Такелийская, Р — То — Токмакская, С<sub>3</sub> — Тв — Тавакская, С<sub>3</sub>-Р; Б — Бабайобская, С<sub>3</sub>-Р. Разломы: I — Баштавакский, II — Железный, III — Окурдаванский, IV — Биризовый, V — Восточный, VI — Тары-Эканский, VII — Канджольский, VIII — Джусальсайский, IX — Гудасский, X — Аккурский надвиг. Месторождения: 1 — Уч-Очак, 2 — Гайнакканское, 3 — Сардобское, 4 — Канджольское, 5 — Замбаракское, 6 — Тары-Эканское, 7 — Чукур-Джилгинское, 8 — Караташ-Коганское, 9 — Канимансурское, 10 — Лашкерекское, 11 — Гудасское

трузива накапливались верхнепалеозойские породы орогенного структурного яруса. В строении последнего участвуют породы молассо-вулканогенной и преобладающих вулканогенных формаций, представленных вначале породами существенно среднего, а выше по разрезу — все более кислого состава [История изучения..., 1972]. При этом начиная со среднекаменноугольного времени происходит заложение ряда разломов широтной системы — Баштавакского, Окурдаванского, возможно, Бирюзового и некоторых других (см. рис. 33). Они служат каналами, по которым поступает магматический материал, в связи с чем вблизи разломов накапливаются максимальные объемы эффузивных пород, а в широтных разрывных нарушениях, а затем в зонах разломов и других направлений обособляются сложные вулканические постройки и аппараты, субвулканические и жерловые тела.

В основании структур орогенного яруса развились лавы и пирокласты с изменяющейся мощностью от 1000 до 2000 м средне-верхнекаменноугольной андезит-дацитовой формации (акчинская и надакская свиты). Формирование ее завершилось новым актом складко- и трещинообразования. Именно после этой тектоно-магматической стадии территория Кармазарской провинции приобрела существенную жесткость. В дальнейшем в ее пределах оказались возможными проявление глыбовых движений и образование главным образом разломов. С этого времени скорее всего изменился и структурный план деформации. Главные тектонические напряжения, ранее имевшие меридиональную ориентировку, приобретают северо-западное — юго-восточное направление. Развиваются заложенные ранее крутопадающие разломы широтного направления, возникают разломы северо-западного, а затем и северо-восточного простираний. Эта сеть разломов расчленяет провинцию на ряд крупных блоков.

Начиная с верхнекаменноугольного времени эффузивные и обломочные породы накапливаются преимущественно в опущенных тектонических блоках, где закладываются и формируются мульды изометричной формы — Такелийская, Самгарская, Токмакская, Тавакская, Алмалыкская, Бабайобская и др. (см. рис. 33). Мульды выполняются породами молассо-вулканогенной формации верхнего карбона — верхней перми (оясайская, шурабсайская и равашская свиты) и нижнетриасовой наземно-вулканогенной формации (кызылнуринская свита) общей мощностью от 1,5 до 2,8 км вблизи центров вулканизма. Первая формация представлена мощной толщей лав и пирокластов андезитовых порфиритов, выше — фельзитовых, липаритовых, сферолитовых и кварцевых порфиров, вмещающих в средней части формации мощные горизонты внутрiformационных конгломератов, песчаников, алевролитов и туфогенных песчано-сланцевых и песчано-углистых пород. Начинается формация

слоем базальных конгломератов, песчаников и туфопесчаников. Вторая формация сложена в основном игнимбритами и лавами кварцевых порфиров, агломератами, туфами, лавобрекчиями и туфолавами фельзитовых порфиров.

Накопление верхнепалеозойских пород сопровождалось становлением малых интрузий и даек второго (предшубрабсайско-го), третьего и четвертого (послекызылнуринского) герцинских интрузивных комплексов. Общеизвестная схема магматизма для провинции отсутствует. Большинство исследователей считают, что формирование второго комплекса происходило в верхнекаменноугольное — нижнепермское время и протекало в три фазы: 1) лейкократовые гранодиорит- и гранит-порфиры; 2) сиенит-диориты и граносиенит-порфиры; 3) дайки гранит-порфиров, гранофиров, диоритовых и диабазовых порфиритов, лампрофиров.

Наименее ясно возрастное положение третьего герцинского комплекса. Возможно, его интрузивные тела кристаллизовались в верхнепермское — нижнетриасовое время; это диориты, кварцевые сиенит-диориты и граносиениты, порфировидные гранодиориты и биотитовые граниты, гранит-порфиры. Последний нижнетриасовый герцинский комплекс представлен образованиями двух фаз: 1) крупными массивами гранитов и гранит-порфиров; 2) дайками фельзит-порфиров, кварцевых порфиров, сиенит- и граносиенит-порфиров, диабазовых и лабрадоритовых порфиритов, редких сферолит-порфиров и лампрофиров. Эти дайки чаще группируются в несколько протяженных и узких поясов северо-восточного простирания (см. рис. 33), пересекающих зоны разломов широтного, северо-западного и северо-восточного направлений. С формированием этого комплекса большинство исследователей связывают возникновение в Западном Кармазаре месторождений прожилково-вкрапленной медно-молибденовой (порфировой) и медно-висмутовой формаций, скарновых шеелит-молибденитовых и полиметаллических месторождений, жильных месторождений мышьяково-полиметаллических и свинцово-цинковых руд, а в Восточном Кармазаре — месторождений жильных и прожилково-вкрапленных руд свинца и цинка.

К периоду оруденения, т. е. к нижнетриасовому времени, Кураминский антиклинорий превратился в сложное складчатое сооружение восток-северо-восточного направления. Ядерная часть его оказалась сложенной телами каледонских гранитов и герцинских кармазарских гранодиоритов, выступающих в сводах широких горст-антиклиналей. В западной части провинции они заключают разобщенные тектонические блоки, где сохранились средне-нижнепалеозойские породы геосинклинального яруса (вулканогенно-терригенные, вулканогенные и карбонатные образования). В Восточном Кармазаре на месте мульды развились грабен-синклинали с пологими крыльями, падающи-

ми под углами 10—30°, и очень широкими «днищами». Эти складки, как правило, ограничиваются разломами широтного, в значительно меньшей степени северо-западного простираний. Складки сложены верхнепалеозойскими, в основном вулканогенными, отчасти грубообломочными породами орогенного яруса, развившимися на жестком основании карамазарских гранодиоритов (см. рис. 33, разрез I—1). Главное значение в структуре антиклинория имеют протяженные разломы широтной (Баштавакский, Бирюзовый, Окурдаванский и другие, заложившиеся в среднекаменноугольное время) и северо-восточной (Железный, Канджольский, Тары-Эканский и др.) систем. Разломы последней системы закладываются значительно позже — в период накопления нижнетриасовой кызылнуринской свиты или внедрения даек последнего герцинского комплекса. Эти разломы сочленяются с широтными и, в свою очередь, пересекают и смещают менее протяженные разломы северо-западного простирания. Разломы последнего направления в Западном Карамазаре возникли синхронно с внедрением второго герцинского (верхний карбон — нижняя пермь) интрузивного комплекса, например Алмабулакский и Акчагальский разломы. В Восточном Карамазаре они проявились параллельно с образованием вулканитов кызылнуринской свиты и даек последнего герцинского комплекса (например, Свинцовый).

Жильные и прожилково-вкрапленные месторождения свинцово-цинковых руд принадлежат к двум группам рудоносных участков. Месторождения первой группы локализовались почти целиком в пределах Восточного Карамазара в вулканитах молассо-вулканогенной формации верхнекарбонного — верхнепермского возраста. При этом оруденение обособилось главным образом в вулканитах кислого состава. Это месторождения Замбаракское, Тары-Эканское, Чукур-Джилгинское, Канимансурское, Караташ-Котанское, Желтимасское, Лашкерекское, Наугарзанское. Лишь месторождение Уч-Очак сформировалось в Юго-Западном Карамазаре в песчаниках и конгломератах этой же формации.

В массивах карамазарских гранодиоритов, образующих основание наложенных мульд и соответственно размещающихся среди образований геосинклинального яруса, развилась другая группа жильных свинцово-цинковых месторождений: в Западном Карамазаре это Гайнакканское, Канджольское, в Восточном — Гудасское. Наконец, в нижнепалеозойских серицит-хлоритовых филлитах геосинклинального яруса в Западном Карамазаре проявились тела прожилково-вкрапленных руд Сардобского месторождения. Группы месторождений, размещающиеся в разных структурных ярусах, обладают различными позицией и глубиной формирования.

Размещение месторождений первой группы, сформировавшихся в породах молассо-вулканогенной формации, определя-

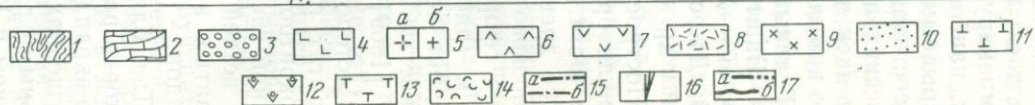
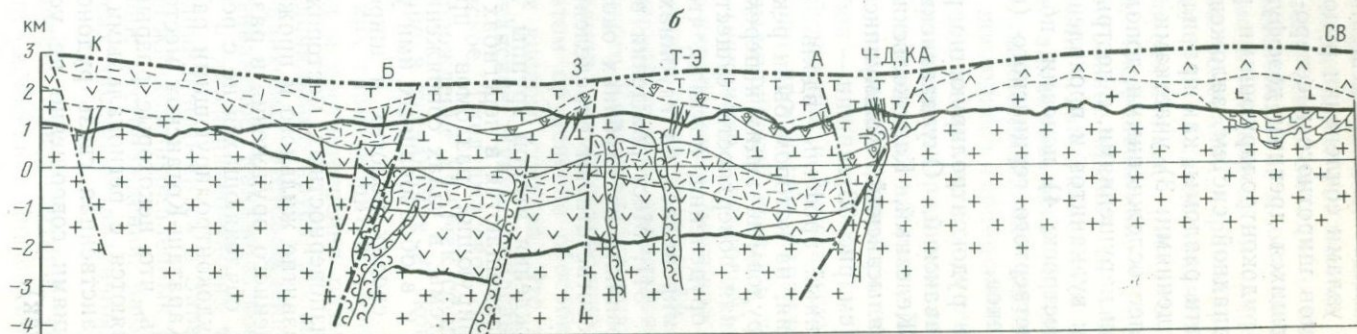
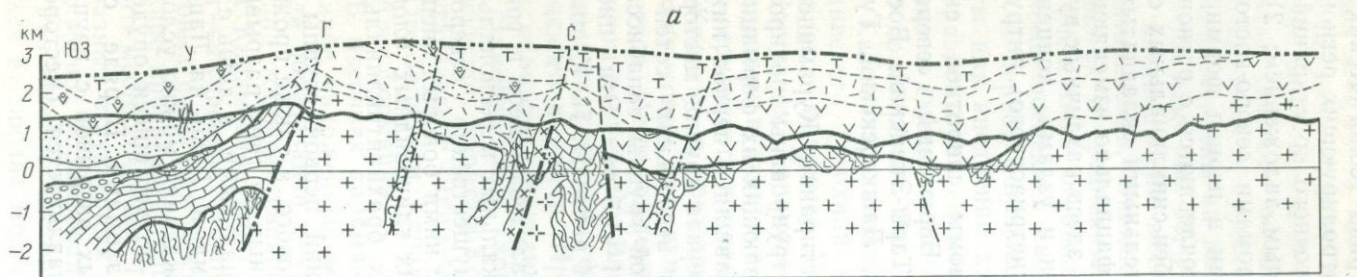
ется пространственным совмещением ряда геологических элементов: 1) узлами сочленения рудоконтролирующих региональных разломов широтного и северо-восточного простираний, характеризующихся древним доэффузивным заложением; 2) локальными рудоконтролирующими разломами северо-восточной и северо-западной систем, заложенными в период формирования даек; эти разломы, как правило, сочленяются с региональными нарушениями; 3) участками грабен-синклинальных складок, наиболее осложненными дополнительными складчатыми и разрывными нарушениями, с пестрым, фациально изменяющимся составом вулканитов и проявлением здесь различных вулканических построек; 4) поясами, полями и узлами концентрации даек четвертого герцинского (нижнетриасового) интрузивного комплекса.

Главные рудоконтролирующие разломы широтной системы — Баштавакский, Окурдаванский, Бирюзовый, северо-восточной — Железный, Канджольский, Тары-Эканский, Восточный, Джусалысайский, Кошмулинский, Лашкерекский, Гудаский и др. (см. рис. 33).

Построенный профиль вдоль простирания Кураминского антиклинория, на котором были реконструированы эродированные части рудовмещающих и перекрывающих их формаций, а также древняя поверхность, существовавшая в период нижнетриасового оруденения, показал, что первая группа месторождений сформировалась на глубинах от нескольких сотен до 800 м (рис. 34). Месторождения второй группы гипабиссальные, они возникли на глубинах около 1—1,5 км. Эти цифры полностью соответствуют определенным ранее И. П. Кушнаревым [1969].

Месторождения второй группы, локализовавшиеся в гранодиоритах, размещаются в перегибах локальных и региональных рудоконтролирующих разломов преимущественно северо-восточной системы, в узлах сопряжения с ними боковых оперяющих ветвей и в образованных ими узких клиновидных блоках, развитых в сводах пологих и широких брахиантиклинальных складок.

Для близповерхностных месторождений первой группы характерно развитие жильного и прожилкового, а также прожилково-вкрапленного оруденения в различных по типу разрывных нарушениях, сочленяющихся не с региональными, а лишь с локальными рудоконтролирующими разломами. Лишь на Лашкерекском и Караташ-Котанском месторождениях можно условно предполагать, что некоторые разрывы, подвергшиеся оруденению, сочленяются с региональными разломами. В ряде случаев пространственная связь рудоносных разрывов с крупными нарушениями совершенно не устанавливается (месторождение Уч-Очак).



Размах свинцово-цинкового оруденения невелик. Например, на Канимансурском месторождении, где установлены рудные тела, не выходящие на поверхность, свинцово-цинковое оруденение проявлено в вертикальном диапазоне 350 м. Учитывая, возможно, большую протяженность оруденения на Замбаракском месторождении, общий вертикальный размах его на близповерхностных месторождениях Карамазара, по-видимому, может быть оценен максимально в 400 м. При этом в вертикальном разрезе наблюдаются значительная разветвленность главных рудных тел вверх по восстанию и наряду с этим развитие многочисленных оруденелых оперяющих трещин как сколового, так и отрывного типа. На верхних горизонтах характерно также появление (кроме главных) новых второстепенных, непротяженных на глубину минерализованных разрывов и рудных тел. Они являются субпараллельными главным рудным телам.

В плане рудовмещающие разрывы и рудные тела резко перегибаются. Почти каждый перегиб ведет к изменению внутреннего строения рудовмещающего нарушения и соответственно — к изменению строения рудного тела. Эта особенность наблюдается на близповерхностных месторождениях, залегающих как в вулканитах различного состава, так и в конгломератах и песчаниках.

Среди нарушений выделяются: преобладающие системы сближенных субпараллельных плоскостей скольжения и мало-мощные зоны дробления, а также подчиненные им глинистые тектонические швы и одиночные плоскости скольжения. На небольших месторождениях к первым разрывам приурочены зоны прожилкового и прожилково-вкрапленного оруденения, реже штокверковое оруденение и ветвящиеся жилы сложного строения. Как правило, «стволом» таких жил служат линзующиеся массивные жильные тела небольшой мощности, чередующиеся с гнездобразными раздувами. Висячих и лежащих боках лин-

Рис. 34. Продольный профиль вдоль юго-западной (а) и центральной и восточной (б) частей Карамазарской провинции с восстановленной доминерализационной поверхностью и положением месторождений в период оруденения.

1 — песчаники, алевролиты и филлиты, О—S; 2 — известняки, D<sub>2</sub>—C<sub>1</sub>; 3 — конгломераты и брекчии, C<sub>1</sub>; 4 — вулканы дацит-андезитовой формации, C<sub>1</sub>; 5 — гранитоиды: а — каледонские граниты, б — карамазарские граниты и гранодиориты, C<sub>2</sub>; 6 — туфы липаритовых и дацитовых порфиритов, C<sub>2</sub>; 7 — туфы и туфобрекчии дацитовых порфиритов, C<sub>2</sub>—C<sub>3</sub>; 8 — андезитовые порфириты и туфы кварцевых порфиров, C<sub>3</sub>; 9 — щелочные и гранитоидные породы второго герцинского комплекса, C<sub>3</sub>—P<sub>1</sub>; 10 — песчаники и конгломераты, P<sub>1</sub>; 11 — дацитовые порфириты, фельзитовые и кварцевые порфириты, их пирокласты, P<sub>1</sub>; 12 — кварцевые и сферолитовые порфиры, их туфы, P<sub>2</sub>; 13 — игнимбриты и туфолавы кварцевых порфиров, T<sub>1</sub>; 14 — субвулканические тела; 15 — разломы: а — главные, древнего заложения, б — молодые, дорудные; 16 — рудные тела; 17 — древняя поверхность в период оруденения (а), современная поверхность (б). Месторождения: У — Уч-Очак, Г — Гайнаканское, С — Сардобское, К — Канджольское, Б — Бурачарское, З — Замбаракское, Т-Э — Тары-Эканское, А — Акпет, Ч-Д — Чукур-Джилгинское, КА — Канимансурское

зующиеся тела сопровождаются многочисленными параллельными прожилками, частью сливающимися с ними, а также боковыми апофизами нескольких направлений. Тектонические швы и одиночные плоскости скольжения вмещают либо мало мощные массивные жилы и даже рудные линзы небольшой протяженности, либо сопровождаются вкрапленным оруденением.

Объединяет близповерхностные месторождения характерное для них блоковое строение рудоносных участков. Оно обусловлено ранним дорудным расчленением их поперечными разрывами преимущественно северо-западного, изредка северо-северо-восточного направлений. Между такими нарушениями заключены блоки, а иногда даже узкие блок-пластины, на которые накладывались позднее возникавшие разрывы рудовмещающей системы общего северо-восточного простирания. В результате оруденелые трещины ограничиваются почти каждым из поперечных дорудных нарушений, хотя в целом зоны рудовмещающих разрывов и приуроченное к ним оруденение прослеживаются из одного блока в другой. Такая структурная особенность близповерхностных месторождений обуславливает ограничения рудных тел, невозможность сопоставления их количества, элементов залегания, мощности, типа в двух соседних тектонических блоках.

Оруденение близповерхностных месторождений в основном экранируется игнимбритами, лавобрекчиями и туфолавами кварцевых порфиров и фельзит-порфиров самой верхней наземно-вулканогенной формации (породами кызылнуринской свиты). Особенно четко это видно на Канмансурском месторождении, где мощные зоны прожилково-вкрапленного оруденения, развитые в сферолит-порфирах и флюидалных фельзитах, выклиниваются, проникая вверх по восстанию в перекрывающей туфолавы кварцевых порфиров и игнимбрита кызылнуринской свиты. Таким образом, экранирующими оруденение на близповерхностных месторождениях выступают породы близкого, сходного состава с подстилающими их рудовмещающими толщами.

Для гипабиссальных месторождений второй группы (локализовавшихся в гранодиоритах) намечается, как правило, более тесная связь рудовмещающих нарушений с региональными рудоконтролирующими. Первые обычно сочленяются с региональными разломами, а иногда оруденение формируется непосредственно в перегибах протяженных рудоконтролирующих разломов (месторождения Гудасское, Сардобское). Рудовмещающие нарушения более выдержаны. Те из них, которые сочленяются с рудоконтролирующими разломами, сравнительно прямолинейны и часто представлены маломощными зонами дробления, сменяющимися на отдельных интервалах приоткрытой плоскостью скольжения. К таким разрывам приурочиваются массивные жилы плитообразной формы или ветвящиеся сложные жилы, напоминающие рудные тела близповерхност-

ных месторождений. В отличие от последних разветвленность рудоносных разрывов и рудных тел вверх по восстанию не наблюдается или устанавливается в очень слабой степени.

Поперечные нарушения имеют резко подчиненное значение. Как правило, они закладываются вслед за системой мелких рудовмещающих разрывов и смещают их до процесса минерализации на очень небольшую амплитуду, например в плане — на первые десятки сантиметров — метры. Аналогично Садонскому рудному поясу они могут быть классифицированы как дорудные сместители. В случае развития вкрапленного оруденения на пересечениях рудовмещающих разрывов поперечными дорудными сместителями локализуются крутосклоняющиеся рудные столбы богатых вкрапленно-гнездовых руд свинца и цинка (месторождение Гайнакканское). В целом вертикальный размах свинцово-цинкового оруденения сопоставим с размахом близповерхностных месторождений и не может быть оценен более 400—500 м.

Толщами, экранирующими оруденение гипабиссальных месторождений, по-видимому, служат эффузивные породы в первую очередь андезит-дацитовой формации, перекрывающие рудовмещающие гранодиориты. Даже на периферии рудных полей, где устанавливаются вулканиты различных формаций орогенного яруса, в последних не наблюдается какой-либо минерализации.

Наиболее сходен для близповерхностных и гипабиссальных месторождений минеральный состав руд. Как на тех, так и на других руды сложены тремя характерными минеральными ассоциациями<sup>1</sup>: 1) кварц-пирит-гематитовой (с арсенопиритом); 2) продуктивной барит-мангансидерит-флюорит-полиметаллической; 3) кварц-кальцитовой. Однако в гипабиссальных месторождениях ранняя характерная ассоциация представлена довольно скудным набором минералов и в целом соответствует чаще одной парагенетической ассоциации. В близповерхностных месторождениях выделяются три парагенетические ассоциации: пирит-кварцевая, кварц-гематитовая и кварц-халькопирит-висмутиновая. Последняя характеризуется также проявлением самородного висмута и микроскопических выделений медных и свинцовых сульфосолей висмута — эмплектита, клапротита, виттинита и бенджаминита.

Наоборот, в гипабиссальных месторождениях более разнообразен состав парагенетических ассоциаций, слагающих продуктивную — среднюю характерную минеральную ассоциацию. При этом можно выделить три последовательные ассоциации, содержащие минералы свинца, цинка и меди, в то время как в близповерхностных рудах они наблюдаются лишь в одной парагенетической минеральной ассоциации. Однако на близ-

<sup>1</sup> В понимании Н. В. Петровской [1965].

поверхностных месторождениях в период кристаллизации агрегатов продуктивной характерной минеральной ассоциации выделяются самые разнообразные парагенезисы жильных минералов — то с преобладающим баритом, то с флюоритом, то, наконец, с мангансидеритом и родохрозитом.

Сравнительно недавно в печати были рассмотрены месторождения Канимансурского рудного поля [Краснов Е. Г., 1972], а также месторождения, развившиеся в геосинклинальном ярусе Кармазарской провинции (Сардобское, Канджольское, Гайнакканское и др.). В связи с этим, на примере Кармазарских месторождений, целесообразно проанализировать структурные типы рудоносных участков, сравнительно ограниченно освещенные в предыдущей главе книги. Это близповерхностные месторождения, сформировавшиеся в различных образованиях ортогонного структурного яруса.

### **Месторождения верхнего структурного яруса, представленные сериями рудных тел в системе субпараллельных разрывов, наложенных на тектонические блоки**

К рассматриваемому типу относятся Замбаракское, Тары-Эканское, Чукур-Джилгинское месторождения, Уч-Очак и ряд крупных рудопроявлений. Все они размещаются либо в краевых частях грабен-синклинальных складок, возникших на месте Тавакской и Такелийской (месторождение Уч-Очак) мульды, либо в их центральных частях, осложненных пологими и широкими брахиантиклиналями (см. рис. 33, разрез I—I). Рудные тела залегают главным образом в пирокластах и лавах кислого состава (в кварцевых и фельзитовых порфирах, их туфолавах, туфобрекчиях и туфах, в сферолит-порфирах, на месторождении Уч-Очак — в песчаниках и конгломератах нижнетриасового — нижнепермского возраста), слагающих верхние и средние части молассо-вулканогенной формации.

Оруденение на всех месторождениях рассматриваемого типа образовалось в результате кристаллизации агрегатов трех последовательно проявлявшихся характерных минеральных ассоциаций: кварц-пирит-гематитовой, кварц-мангансидерит-флюорит-барит-галенит-сфалеритовой и кварц-карбонатной, рассмотренных выше. Однако слагающие их парагенетические ассоциации минералов на каждом месторождении количественно проявились в разной степени. В связи с этим на Замбаракском месторождении резко преобладают барит-галенитовые, на Чукур-Джилгинском — флюорит-галенитовые, на Тары-Эканском — кварц-мангансидерит-барит-сфалерит-галенитовые, а на Уч-Очаке — кальцит-галенитовые руды.

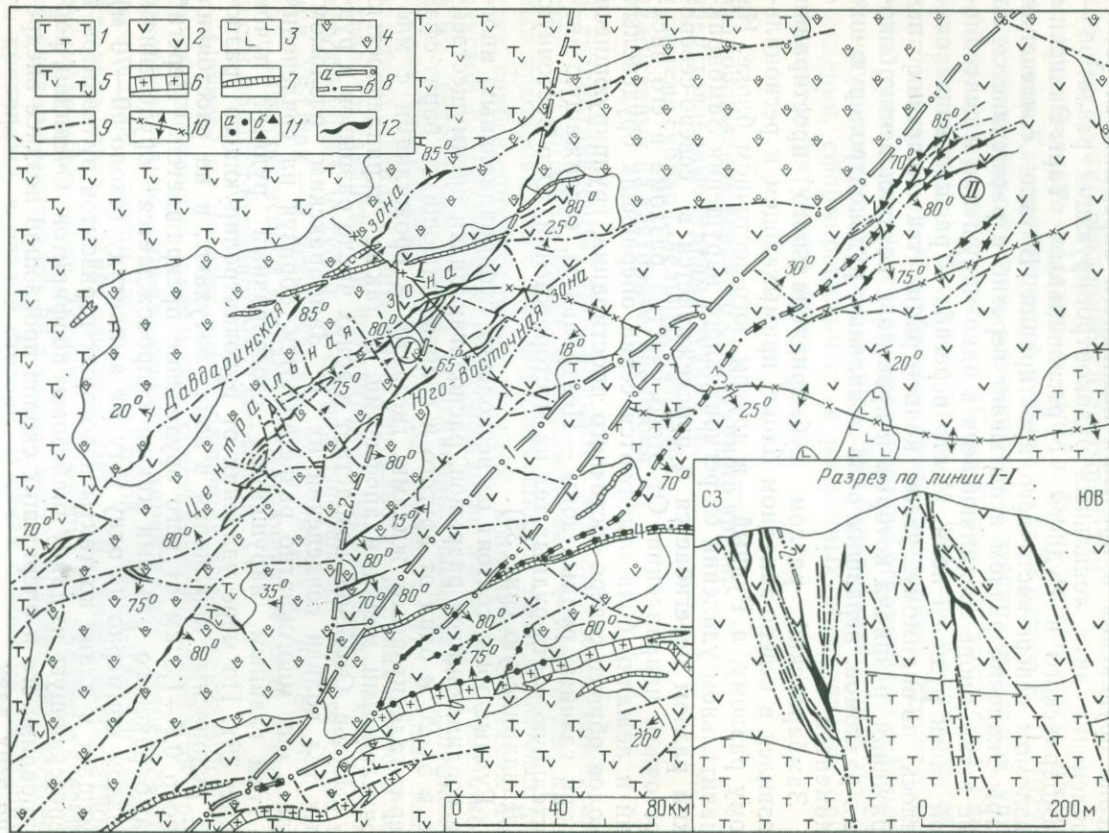
## *Структура Замбаракского месторождения*

Это месторождение наряду с Тары-Эканским является главным участком Замбарак-Тары-Эканского рудного поля. Размещение оруденения в пределах последнего определяется узлом сочленения двух локальных рудоконтролирующих разломов — Замбаракского и Рудного — с региональным Тары-Эканским разломом северо-восточного простирания. В узле сочленения Тары-Эканский разлом испытывает перегиб и расщепляется на две ветви, вновь соединяющиеся в одно нарушение в центральной части рудного поля. Место перегиба и расщепления оказалось, по-видимому, узлом концентрации тектонических напряжений, разрядка которых и привела к возникновению боковых разломов, игравших роль локальных рудоконтролирующих элементов.

Замбаракский разлом субмеридионального простирания развился в северо-западном блоке, примыкающем к региональному разлому, а Рудный — в другом, юго-восточном блоке. На значительном удалении от регионального нарушения Замбаракский разлом перегибается и прослеживается в северо-северо-восточном направлении. От этого участка разлома в его висячий и лежащий бока отделяются серии оперяющих оруденелых сколов общего северо-восточного простирания, группирующиеся в три главные рудные зоны — Центральную, содержащую значительную часть рудных тел на месторождении, Юго-Восточную и Давдаринскую (рис. 35).

Рудные зоны состоят из нескольких субпараллельных, иногда соединяющихся разрывов, располагающихся преимущественно в 5—20 м один от другого и сопровождающихся барит-сфалерит-галенитовыми жилами, гнездами и прожилками с многочисленными мелкими апофизами, а также вкрапленностью сульфидов. Особенно возрастает в зонах число разрывов и рудных тел вблизи сочленений их с Замбаракским разломом. Здесь они многократно разветвляются, образуя на сочленении с этим главным нарушением своеобразный рудный пучок (рис. 36). По мере удаления от рудоконтролирующего разлома рудоносные нарушения в зонах затухают, и на расстоянии около 0,7—1,3 км от него оруденение прекращается. Перегиб Замбаракского разлома также сопровождается оруденением. Разлом примерно на одну и ту же амплитуду (около 50—70 м) смещает в плане контакты некоторых горизонтов вулканитов и пересекающую их дайку диабазовых порфиритов. Очевидно, формирование его и оперяющих сколов произошло позднее внедрения этих даек.

Локализация оруденения на месторождении во многом зависит от интенсивности проявления на участке месторождения поперечных разрывов северо-западного и субмеридионального направлений. Первые преимущественно падают круто на юго-



запад, а субмеридиональные — на восток. В узле сопряжения Замбаракского разлома и рудоносных зон эти разрывы развиты ограниченно. Представлены они здесь чаще плоскостями скольжения. Однако по мере удаления от этого узла количество поперечных нарушений возрастает, а большая часть их оказывается представленной маломощными зонами дробления. Многие из них сочленяются с Замбаракским разломом и, по-видимому, возникли как ранняя, еще не минерализованная система оперяющих сколов с характерным для нее левосторонним смещением в плане. Если поперечные плоскости скольжения чаще смещают рудовмещающие разрывы, то зоны дробления, как правило, ограничивают их развитие. Висячем и лежащем боках этих нарушений заключено разное число рудоносных разрывов, а соответственно и рудных тел. Кроме того, в месте ограничения последних достаточно четко устанавливается обогащение руд галенитом и сфалеритом.

В некоторых поперечных нарушениях наблюдаются недеформированные барит-галенитовые прожилки, а на юго-западном фланге месторождения — даже непротяженные рудные тела (см. рис. 35). Такие поперечные зоны дробления разделяют участок месторождения на тектонические блоки, различающиеся насыщенностью рудными телами. Очевидно, заложение поперечных зон дробления и тектонических блоков произошло на первых стадиях формирования рудоносного участка. Сами поперечные нарушения необходимо рассматривать в качестве дорудных ограничителей. Вероятно, позднее возникла система других сколов, оперяющих Замбаракский разлом, — система рудовмещающих трещин северо-восточного направления. Они накладывались на тектонические блоки. Поскольку такие трещины группировались в зоны, последние «пробивались» через серию поперечных блокоразделяющих нарушений, постепенно затухая по мере удаления от Замбаракского разлома.

### *Структура Тары-Эканского месторождения*

Структура этого месторождения определяется расщеплением северо-восточного фланга Рудного разлома. Последний представляет собой шарнирный сброс, круто падающий на юго-во-

---

Рис. 35. Схема геологического строения Замбарак-Тары-Эканского рудного поля и зонального размещения в его пределах разновозрастных минеральных образований. Составлена с использованием материалов И. К. Брагина и др. 1 — туфы и туфолавы андезитовых порфиритов, P<sub>1</sub>; 2 — кварцевые порфиры и альбитофиры, их туфы и туфолавы, P<sub>1</sub>; 3 — субвулканические тела кварц-амфиболовых альбитофиров, P<sub>1</sub>; 4 — кварцевые, фельзитовые и сферолитовые порфиры и их туфы, P<sub>2</sub>; 5 — туфолавы кварцевых порфиритов и игнимбриты, T<sub>1</sub>; 6 — сложные дайки кварц-порфирового и диабазового состава, T<sub>1</sub>; 7 — дайки диабазовых порфиритов, T<sub>1</sub>; 8 — рудоконтролирующие разломы: а — региональные, б — локальные; 9 — прочие разрывы; 10 — оси антиклиналей; 11 — ранняя минерализация: а — кварц-гематитовая, б — кварц-пиритовая с минералами висмута; 12 — рудные жилы. Разломы: 1 — Тары-Эканский, 2 — Замбаракский, 3 — Рудный, 4 — Аксайский. I — Замбаракское месторождение, II — месторождение Тары-Эканское

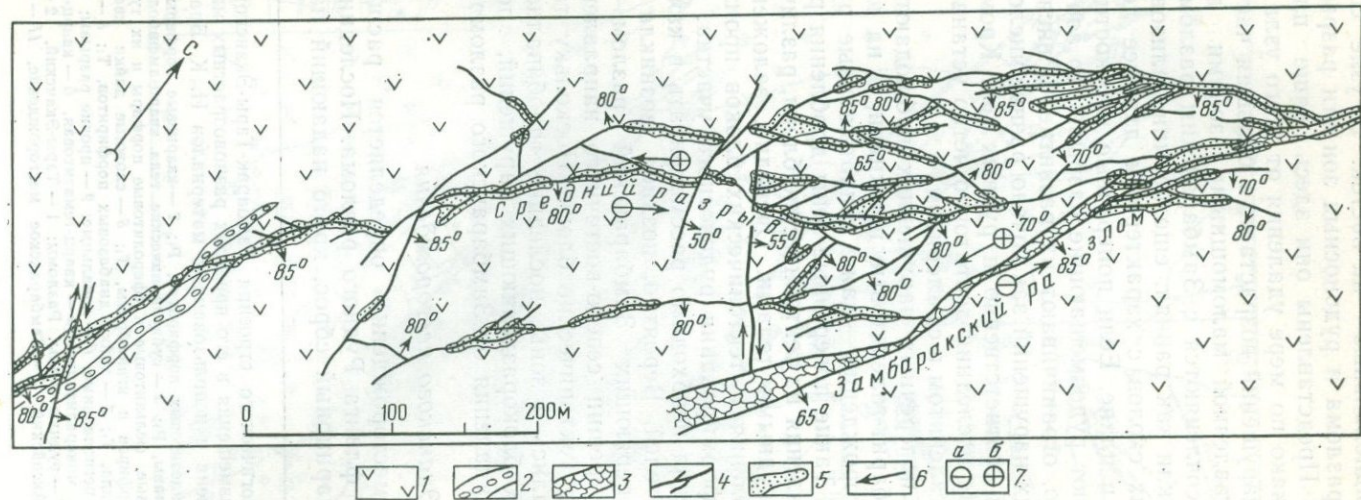


Рис. 36. Структура Центральной рудной зоны Замбаракского месторождения (план).

1 — флюидальные кварцевые порфиры, сферолитовые порфиры, их туфолавы; 2 — горизонт туфов с обильными вулканическими бомбами; 3 — зоны дробления; 4 — маломощные разрывы; 5 — рудные тела; 6 — относительные направления внутрирудных движений в плане; 7 — то же, в разрезе: а — погружение, б — воздымание

сток. Юго-западное «плечо» его вытягивается на 1900 м (см. рис. 35). Здесь по разлому породы юго-восточного блока, смыкающиеся к висячему боку нарушения, подняты примерно на 30 м, в то время как вдоль северо-восточного «плеча», в пределах собственно Тары-Эканского месторождения, они опущены на 5—10 м. Расщепление и образование ветвей разлома произошло вблизи точки вращения «плечей» этого нарушения. Около этой точки перемещение по разлому было минимальным, и почти вся разрядка напряжений осуществилась путем заложения серии ветвей разлома. Устанавливается не более 7—8 ветвей нарушения, протягивающихся далее на северо-восток на протяжении около 400 м, а затем исчезающих под современными рыхлыми отложениями долины небольшой реки. На противоположном борту ее продолжений ветвей не установлено, что заставляло неоднократно проводить их безуспешные поиски.

Основное оруденение приурочено к нескольким ветвям — так называемым Седьмому, Четвертому, Третьему разрывам и северо-восточному флангу собственно Рудного разлома. Протяженность ветвей может быть рассчитана, если рассматривать их и Рудный разлом в виде единой системы, состоящей из сосредоточенной (Рудный разлом) и рассредоточенной частей (серии ветвей). М. В. Гзовский [1963] предлагает отражать математически такие части сложных по строению разрывных нарушений формулой

$$\Delta \lg n = -1,2 \Delta \lg l,$$

где  $\Delta \lg n$  — изменение логарифма числа разрывов;  $\Delta \lg l$  — изменение логарифма длины разрыва в его сосредоточенной и рассредоточенной частях; 1,2 — коэффициент пропорциональности, рассчитанный из многолетних сейсмологических наблюдений. Решение равенства при подстановке вышеприведенных значений дает результат:  $\lg 1 - \lg 7 = -1,2 (\lg 1900 - \lg 400)$ , или  $0,8451 = 0,8120$ , т. е. правая часть равенства отличается от левой всего на 5—5,5%, что естественно при оперировании с природными величинами, и дает основание считать равенство справедливым. Таким образом, протяженность расщепленной части Рудного разлома и его оруденелых ветвей не может быть много более 400 м и поиски их продолжений иррациональны.

Оруденелые ветви расчленили участок месторождения на серию линзовидных тектонических блоков (см. рис. 35). Большая часть ветвей разлома круто падает на юго-восток аналогично его главной зоне, в связи с чем линзовидные блоки круто погружаются на глубину. К разделяющим их разрывным нарушениям приурочены сложные ветвящиеся жилы, линзы, зоны прожилкового и штокверкового оруденения, характеризующиеся обширным набором минералов. В начале процесса минералообразования в разрывах Тары-Эканского месторождения

достаточно широко обособилась парагенетическая ассоциация кварца, пирита, халькопирита и характерных свинцово-медных сульфосолей висмута — виттихинита, клапротита, бенджаминита и др. В это же время на юго-западном фланге Рудного разлома кристаллизовались кварц-гематитовые агрегаты.

Продуктивные минеральные агрегаты отложились почти исключительно на участке месторождения. При этом агрегаты барита, мангансидерита, анкерита и флюорита с галенитом, сфалеритом, менее распространенными пиритом и халькопиритом кристаллизовались в полостях трещинных структур, залеченных ранними минералами, что вело к образованию сложных по составу рудных тел кварц-сфалерит-галенитового, кварц-барит- и кварц-мангансидерит-флюорит-халькопирит-сфалерит-галенитового состава.

Таким образом, в пределах рудного поля наблюдается четкое зональное размещение разновозрастных минеральных ассоциаций. Разграничивает их распространение Тары-Эканский разлом. К северо-западу от него развиты барит-галенитовые руды, а к юго-востоку — кварц-гематитовые минеральные образования, сменяющиеся на Тары-Эканском рудоносном участке кварц-барит-мангансидерит-сфалерит-галенитовыми рудными телами.

Заложение системы рудовмещающих разрывов произошло, по-видимому, в более ранний тектонический этап сравнительно с Замбаракским месторождением. На это указывает приуроченность некоторых разрывов северо-восточного простирания и развившихся вдоль них рудных тел к контактам даек диабазовых порфиринов, не выходящих на поверхность. В связи с более древним заложением рудовмещающие разрывы ограничивают возникшие позднее плоскости скольжения северо-западного простирания, а в некоторых случаях даже смещаются ими. Если в рудных телах устанавливаются ранние агрегаты кварца с вкрапленностью пирита, халькопирита и сульфосолей висмута, то в поперечных трещинах локализуются лишь более поздние прожилки барита и мангансидерита с галенитом и сфалеритом. В отличие от Замбаракского месторождения жильные рудные тела не ограничиваются этими поперечными разрывами, а в местах сочленения различно ориентированных трещин не наблюдается обогащения руд. Основные рудные столбы контролируются перегибами рудовмещающих нарушений.

### *Строение и морфология рудовмещающих разрывов и рудных тел*

Разрывы на Замбаракском и Тары-Эканском месторождениях заложены и развивались как трещины скалывания. Морфология их достаточно сложная. Это преимущественно резко, колленообразно перегибающиеся в плане нарушения, наследующие

ранние крутопадающие трещины северо-северо-восточного, северо-восточного и восток-северо-восточного направлений (см. рис. 36). Рудоносные разрывы и приуроченные к ним рудные тела вверх по восстанию интенсивно разветвляются, а некоторые протяженные оперяющие трещины почти непрерывно сопровождаются оруденением. Такие рудные тела, отделяющиеся от главных в виде апофиз, а затем вытягивающиеся на большое расстояние от них, могут рассматриваться в ранге самостоятельных жил. С глубиной количество и протяженность оперяющих сколов довольно быстро уменьшаются (см. рис. 35, разрез I—I).

В соответствии с перегибами рудовмещающих нарушений рудные тела также характеризуются изогнутостью в плане. Почти каждый перегиб обуславливает изменение строения рудовмещающего нарушения, а вместе с тем и строения рудного тела и отчасти смену текстур руд. На примере одного из рудоносных нарушений Центральной рудной зоны Замбаракского месторождения устанавливается, что в участках разрывов, обладающих простиранием около  $40^\circ$ , нарушения представлены маломощными зонами дробления. При их изгибе и прослеживании по азимуту  $20-33$  или  $45-55^\circ$  зоны дробления переходят в систему сближенных субпараллельных трещин. Если же отдельные интервалы разрыва приобретают субмеридиональное или восток-северо-восточное простирание, они, как правило, слагаются тектоническим швом, выполненным глиной трения мощностью от нескольких до 15 см. В соответствии с такими перегибами зоны прожилково-вкрапленного оруденения, чаще проявленные в брекчированных участках разрывов, переходят в сложные ветвящиеся жилы, прожилковое и штокверковое оруденение и, наконец, сменяются разобщенными линзами, гнездами или вкрапленными рудами в тектонических швах, пересекающих вулканиты кислого состава.

Появление брекчии в интервалах протяженных рудовмещающих разрывов, вытягивающихся по азимуту  $40^\circ$ , может быть объяснено избирательным дроблением здесь вмещающих туфолов кварцевого порфира. Действительно, указанную выше ориентировку на участке Замбаракского месторождения имеют взбросы [Некрасов Е. М., 1959], закладывавшиеся при условии проявления главных сжимающих напряжений ( $-\sigma_3$ ) в поперечном северо-западном—юго-восточном направлении. Разрядка максимальных скальвающих напряжений ( $\tau$ ) приводит к образованию типичных сколов—тектонических швов субмеридиональной и восток-северо-восточной ориентировки, характеризующихся максимальным истиранием вмещающих пород. Условно намеченные в кварцевых порфирах и их туфоловах площадки, ориентированные по азимуту около  $40^\circ$ , испытывали воздействие главных сжимающих напряжений, ориентированных перпендикулярно к ним. В этих условиях дробление

пород в пределах таких площадок свидетельствует, очевидно, о том, что величина главных сжимающих напряжений превосходила предел прочности названных выше вулканитов на сжатие. Он экспериментально определен С. В. Николаевым [1975] в 2200 кгс/см<sup>2</sup>. Таким образом, удается ориентировочно наметить величину главных сжимающих напряжений в период формирования рудовмещающих разрывов—она может быть оценена в 3000 кгс/см<sup>2</sup>.

Рудоносные разрывы Замбаракского и Тары-Эканского месторождений характеризует другая интересная черта. В местах перегиба разрывов появляется большое количество оперяющих сколов двух систем, каждая из которых как бы продолжает направление сочленившегося участка нарушения. Многие из них вмещают на Замбаракском месторождении барит-галенитовые прожилки, а на Тары-Эканском — кварцевые, кварцмангансидеритовые и баритовые прожилки с гнездами и вкрапленностью галенита, сфалерита и других сульфидов. Кроме сколов в таких узлах довольно широко развиты и оруденелые трещины отрыва, что позволяет сравнительно легко определять направление внутрирудных перемещений вдоль главных разрывов.

### *Особенности внутрирудной тектоники*

На Замбаракском месторождении в период формирования барит-галенитовых жил вдоль параллельных разрывов, слагающих рудные зоны, происходили внутрирудные взбросо-сдвиги, характеризовавшиеся относительными левосторонними движениями в плане. Это четко устанавливается как по взаимоотношениям главных жил сложного строения с апофизами, залечившими оперяющие трещины отрыва (рис. 37), так и по прямым смещениям жилами некоторых маркирующих пластов пород. Амплитуда перемещений изменяется при этом от десятков сантиметров до 4 м (см. рис. 30).

Система рудовмещающих трещин была сопряжена с поперечными зонами дробления, в которых редкие барит-галенитовые прожилки образовались в процессе правосторонних смещений пород в плане. Как и на некоторых месторождениях Садонского пояса, зоны дробления выступали, очевидно, главными нарушениями по отношению к заключенным между ними отрезкам рудоносных разрывов.

Значительно более сложно протекала внутрирудная тектоника на Тары-Эканском месторождении, где отсутствуют блоко-разделяющие поперечные нарушения и, наоборот, блокированность рудоносного участка обусловлена смыканием (или разветвлением) нескольких субпараллельных рудоносных разрывов. Разнообразными методами (по взаимоотношениям рудоносных главных и оперяющих трещин, ориентировке их раскры-

тых оруденелых и затертых неминерализованных участков, непосредственным смещениям и т. д.) было установлено, что направление движений вдоль различных разрывов на этом месторождении не совпадает в период кристаллизации агрегатов как ранней, так и продуктивной минеральной ассоциации. Оказалось, что на месторождении происходило не относительное смещение пород вдоль разрывов одной системы, направленное в одну сторону, а движение крупных линзовидных блоков моно-

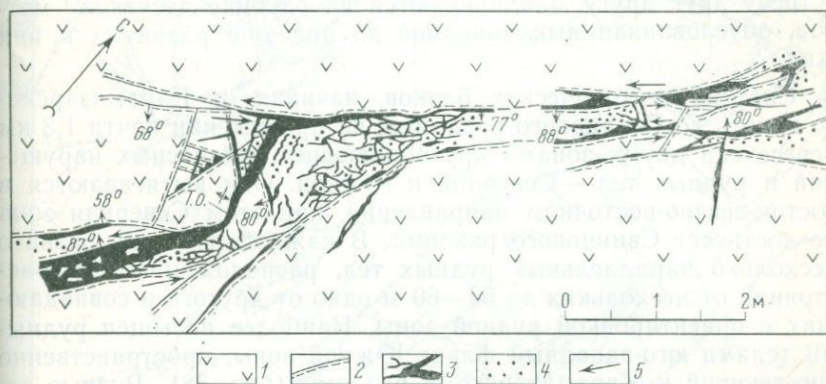


Рис. 37. Зарисовка участков жил, характеризующая их морфологию и взаимоотношения с апофизами, развившимися в оперяющих трещинах отрыва — Т. о. (план).

1 — туфолавы кварцевого порфира; 2 — плоскости скольжения с глиной трения; 3 — барит-галенитовые жилы и прожилки; 4 — вкрапленность рудных минералов; 5 — относительные направления внутрирудных движений в плане

литной породы, заключенных между такими разрывами. При этом не всегда ранний тип движения блоков унаследовался более поздними подвижками. Очевидно, такая специфика внутрирудной тектоники привела к тому, что гнезда богатых руд в каждом разрыве размещаются в неодинаковой позиции. Подобная особенность ранее была установлена для Холстинского месторождения в Садонском рудном поясе. На этом месторождении узкая блок-пластина пород, заключенная между рудонесущими разрывами, перемещалась как монолитное тело, приводя к локализации богатых гнезд в одном разрыве в перегибах северо-северо-западного, а в другом — северо-северо-восточного направлений.

#### *Структура и внутрирудная тектоника Чукур-Джилгинского месторождения*

Участок этого месторождения пространственно совпадает с оруденелой блок-пластиной, заключенной между рудоконтролирующими Свинцовым и Кармазарским разломами северо-за-

падного простирания. В свою очередь, блок-пластина расчленена дорудными крутопадающими зонами дробления и тектоническими швами северо-западного и северо-северо-восточного простираний на серию сравнительно небольших тектонических блоков клиновидной, а частью параллелепипедальной формы. В северо-восточном направлении протяженность блоков изменяется от десятков до 200 м. Они распространяются на значительную глубину. Лишь небольшие клиновидные блоки, заключенные между поперечными разрывами, падающими навстречу друг другу, заканчиваются на глубине десятков метров, обуславливая выклинивание по падению развитых в них жил.

Система тектонических блоков, начиная от Кармазарского вплоть до Свинцового разломов, на протяжении почти 1,3 км пересечена двумя зонами крутопадающих рудоносных нарушений и рудных тел — Северной и Южной. Они вытягиваются в восток-северо-восточном направлении, при этом Северная зона не достигает Свинцового разлома. В каждой из зон развито несколько параллельных рудных тел, расположенных на расстоянии от нескольких до 50—60 м одно от другого и совпадающих с ориентировкой рудной зоны. Наиболее насыщен рудными телами юго-западный фланг Южной зоны, пространственно тяготеющий к Кармазарскому разлому (рис. 38). Рудные зоны наложены на систему ранее сформированных тектонических блоков. Рудовмещающие разрывы, развитые в их пределах, частью ограничиваются блокоразделяющими нарушениями, в связи с чем число их и приуроченных к ним рудных тел, а также ориентировка последних не совпадают в соседних тектонических блоках.

Среди рудоносных нарушений восток-северо-восточного простирания преимущественно развиты плоскости скольжения, нередко сопровождающиеся тонким (первые миллиметры) слоем измененной, чаще хлоритизированной тектонической глинки трения. Рудные тела представлены главным образом одиночными прожилками кварц-флюорит-галенитового состава мощностью 10—30 см или несколькими менее мощными субпараллельными прожилками, сопровождающимися ореолом довольно интенсивной вкрапленности пирита, галенита, реже сфалерита и халькопирита. Кварц развит в призальбандовых частях прожилков, нередко в виде шестоватых кристаллов. Среди галенита и более раннего пирита часто наблюдаются выделения сфалерита, халькопирита, ассоциирующей с ними блеклой руды, а в центральной части прожилков — барит, анкерит и кальцит. В этом случае руды характеризуются четкими крустификационными текстурами. Помимо рассмотренных рудных тел на Чукур-Джилгинском месторождении развились вкрапленные, иногда штокверковые руды в зонах дробления некоторых блокоразделяющих разрывов северо-северо-восточного простирания. Эти

рудные тела ориентированы косо к направлению рудных зон. Вмещающие их тектонические блоки наиболее контрастно отличаются от соседних.

В вертикальном разрезе рудные тела Северной и Южной зон локализируются в висячем боку Чукур-Джилгинского сброса, ко-

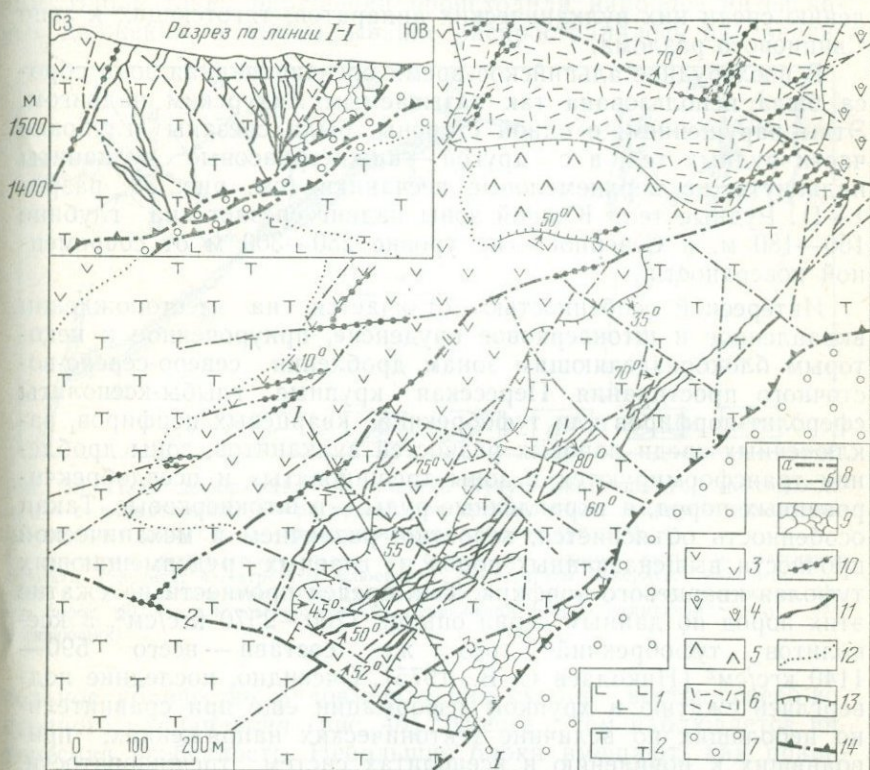


Рис. 38. Геолого-структурная схема Чукур-Джилгинского месторождения.

1 — дацитовые порфиры, P<sub>1</sub>; 2—5 — кызылжуринские породы, T<sub>1</sub>; 2 — туфолавы кварцевого порфира, 3 — то же, с ксенолитами-глыбами сферолит-порфира, 4 — то же, с мелкими ксенолитами, 5 — то же, флюидалные; 6 — туфолавы пестрого состава; 7 — меловые песчаники и конгломераты; 8 — разрывы протяженные (a) и непротяженные (б); 9 — зоны дробления; 10 — ранние пирит- и гематит-кварцевые жилы; 11 — рудные тела; 12 — стратиграфические контакты; 13 — интрузивные контакты; 14 — Аккурский надвиг.

Разломы: 1 — Свинцовый, 2 — Карамазарский, 3 — Чукур-Джилгинский, 4 — Гематитовая зона дробления

торый довольно круто падает на северо-запад. Некоторые из флюорит-галенитовых рудных тел примыкают к поверхности висячего бока сброса или развиты в его зоне. Возможно, рудовмещающие плоскости скольжения могли закладываться как вторая система сколов, оперяющих Чукур-Джилгинский сброс. Экспериментально установлено [Гзовский М. В., 1963, 1975], что такая система сколов близка по пространственному положе-

нию к позиции оперяющих трещин отрыва. По-видимому, еще в процессе накопления нижнетриасовых туфолов кварцевого порфира породы участка были опущены по сбросу не менее чем на 1 км. Возможно, именно это сыграло решающую роль при заполнении опущенного блока эффузивными породами и привело к развитию в нем мощной толщи вулканитов и проявлению среди них вулканических аппаратов, тяготеющих к зоне Свинцового разлома.

В послерудное альпийское время брекчированная зона сброса была использована так называемым Аккурским надвигом. Этим нарушением, с одной стороны, были срезаны глубокие части рудных тел, а с другой — нижнетриасовые вулканиты надвинуты на верхнемеловые песчаники (см. рис. 38, разрез I—I). Рудные тела Южной зоны надвиг срезает на глубине 150—180 м, а Северной — на уровне 250—300 м от современной поверхности.

Интересной особенностью отличается на месторождении вкрапленное и штокверковое оруденение, приуроченное к некоторым блокоразделяющим зонам дробления северо-северо-восточного простираения. Пересекая крупные глыбы-ксенолиты сферолит-порфиров или туфобрекчий кварцевых порфиров, заключенных среди лавовых разностей вулканитов, зоны дробления трансформируются в зоны трещиноватых и псевдобрекчированных пород, а вкрапленные руды — в штокверковые. Такая особенность объясняется, вероятно, различием в механической прочности вышеназванных пород и главных рудовмещающих туфолов кварцевого порфира. Так, предел прочности на сжатие этих пород по данным серии опытов 1760—2570 кгс/см<sup>2</sup>, а ксенолитов туфобрекчий того же состава — всего 590—1140 кгс/см<sup>2</sup> [Николаев С. В., 1975]. Очевидно, последние подверглись сжатию и хрупкой деформации еще при сравнительно небольших по величине тектонических напряжениях, приводивших к появлению в ксенолитах систем трещиноватости, а не к дроблению их и дезориентировке обломков.

Достаточно своеобразно на месторождении проявлялась внутрирудная тектоника. В этот этап основные перемещения протекали вдоль блокоразделяющих нарушений. При этом породы, примыкавшие к нарушениям северо-северо-восточного простираения, смещались в плане по типу левостороннего, а вдоль нарушений северо-западного направления — по типу правостороннего сдвига. В результате серии плоскостей скольжения (сколы) рудовмещающей системы, обособленные в каждом тектоническом блоке, оказались в положении трещин отрыва, оперяющих упомянутые блокоразделяющие нарушения. В каждом блоке раскрытие плоскостей скольжения произошло на всем их протяжении. Об этом свидетельствуют не только крстификационные текстуры руд и незначительное изменение мощности прожилков на перегибах, но и полное отсутствие в них

дезорientированной брекчии вмещающих пород, а также типичных оперяющих трещин, обычно используемых апофизами (рис. 39).

В период оруденения блокоразделяющие разрывы, простирающиеся по азимуту 20 и 310°, совпадали, по-видимому, с площадками действия максимальных скальвающих напряжений. Вдоль таких нарушений происходили наиболее интенсивные движения, а приоткрывание распространилось на значи-

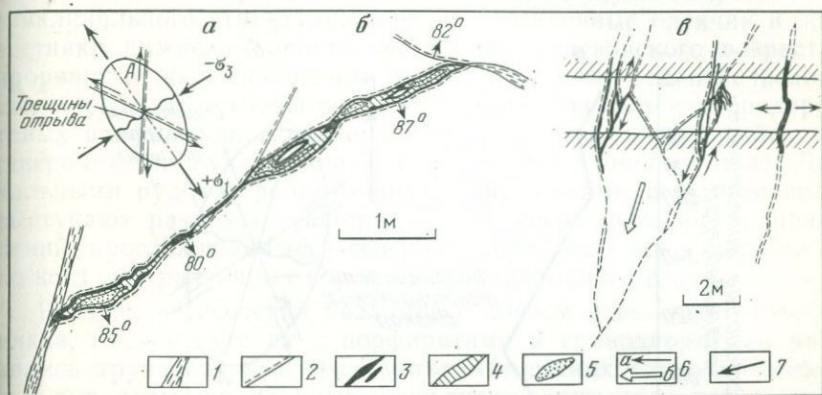


Рис. 39. План деформации на участке Чукур-Джилгинского месторождения — *а* и зарисовки: *б* — раскрывшихся трещин скола, выполненных рудными жилами (план) и *в* — гравитационных сбросов (разрез).

1 — глинистые тектонические швы; 2 — сколы; 3 — рудные жилы и массивные агрегаты галенита; 4 — агрегаты флюорита; 5 — агрегаты анкерита, кальцита, барита; 6 — направления относительных движений (*а*) и гравитационное погружение блоков пород (*б*); 7 — векторы нормальных напряжений ( $-\sigma_3$  — сжимающих,  $+\sigma_1$  — растягивающих)

тельное количество рудовмещающих сколов восток-северо-восточного направления (рис. 40). Вместе с тем наблюдается интересная особенность. Небольшие блоки вмещают, как правило, один-три кварц-флюорит-галенитовых прожилка максимальной мощностью нередко до 30 см и более. В сравнительно крупных блоках, наоборот, устанавливается 5—10 и более параллельных прожилков, но отличающихся значительно меньшей мощностью сравнительно с первыми. Это объясняется, по-видимому, тем, что суммарная величина приоткрывания всех плоскостей скольжения как в тех, так и в других блоках была одного порядка и распределялась в равной степени на все трещины. В этом случае величина раскрытия редких сколов рудовмещающей системы в мелких блоках действительно должна была в несколько раз превосходить величину раскрытия каждой из многочисленных трещин, заключенных в сравнительно крупных блоках.

Другой интересной особенностью внутрирудной тектоники является проявление гравитационных сбросов. В небольших,

чаще клиновидных блоках наряду с протяженными прожилками северо-восточного простирания в крутопадающих перегибах плоскостей скольжения локализуются непротяженные линзы галенита. Они сопровождаются апофизами, развившимися по мелким сколам и отрывам, оперяющим плоскости скольжения (см. рис. 39, в). Характер сочленения с последними оперяющих трещин однозначно свидетельствует о формировании

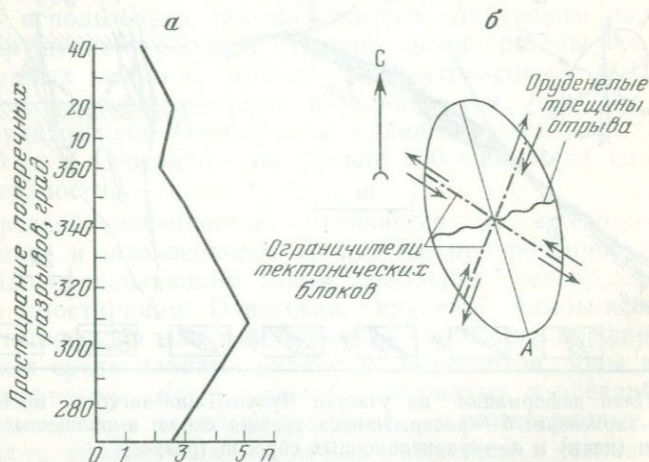


Рис. 40. Зависимость количества приоткрытых и оруденелых трещин северо-восточного простирания ( $n$ ) от ориентировки блокоразделяющих разрывов (учтено 60 таких разрывов) — *а* и принципиальная схема ориентировки трещин скола и отрыва в период оруденения в плане — *б*

рудных линз в период проявления сбросов с амплитудой первые сантиметры — десятки сантиметров.

Нормальные сбросы северо-восточного простирания не могут быть объяснены обычной схемой плана деформации на рудном участке. Действительно, в крутопадающих площадках северо-восточного направления не должны проявляться тангенциальные скальвающие напряжения (см. рис. 39, а). Рассматриваемая особенность может быть объяснена гравитационным сбросообразованием. Оно может проявляться не под влиянием тектонических напряжений, а в результате проседания под действием собственной массы небольших клиновидных блоков пород, ограниченных (по их длинной стороне) раскрывающимися трещинами. Клиновидные блоки как бы «заклинивают» участок месторождения, подвергающийся растяжению в северо-западном — юго-восточном направлении (см. рис. 39, а).

## *Структура месторождения Уч-Очак*

Месторождение является одним из рудоносных участков Такелийского рудного поля, развившегося в разрывных и складчатых структурах северного крыла одноименной брахисинклинали субширотного простирания (см. рис. 33). Складка выполнена грубообломочными, отчасти эффузивными породами молассо-вулканогенной формации. Основанием ее служат породы геосинклинального структурного яруса — осадочные брекчии и известняки нижнекаменноугольного — верхнедевонского возраста, прорванные карамазарскими гранодиоритами. Все перечисленные породы пересечены полосой даек диабазовых и лабрадоритовых порфиритов, а также лампрофириров, вытягивающейся на северо-восток и образующей Такелийский дайковый пояс. Локальными рудоконтролирующими нарушениями в рудном поле выступают разломы субширотного и северо-западного направлений, прослеживаемые в северном борту складки в породах и по контакту различных пород геосинклинального яруса.

В узлах пересечения разломов с поясом даек среди известняков, на контакте их с порфиритами и гранодиоритами развились трубообразные тела метасоматических свинцово-цинковых руд, зоны вкрапленных мышьяково-полиметаллических руд, а в гранодиоритах — идентичные по составу жильные и прожилково-вкрапленные тела Гайнакканского месторождения. В отличие от перечисленных рудоносных участков на месторождении Уч-Очак не устанавливается каких-либо локальных рудоконтролирующих разломов. Тела этого месторождения представлены кальцит-галенитовыми жилами и зонами прожилков и вытягиваются согласно с простиранием даек южной ветви Такелийского пояса, с которой они пространственно связаны.

В противовес ранее рассмотренным блокированным месторождениям жилы Уч-Очака локализовались в песчано-конгломератовой части разреза молассо-вулканогенной формации, вулканиты которой вмещают в Восточном Карамазаре главную часть месторождений верхнего структурного яруса. Жилы месторождения группируются в три рудные зоны — Северную, Центральную и Южную. В двух первых кальцит-галенитовые жилы преимущественно используют тектонически подновленные контакты диабазовых и лабрадоритовых даек северо-восточного простирания. Южная зона широтного простирания развита только в обломочных породах и затухает на западном фланге месторождения, проникая в пояс даек (рис. 41). В северо-восточном направлении минерализация других рудных зон также прекращается довольно резко в связи с ограничением рудоносных нарушений полосой разрывов северо-северо-восточного простирания. В каждой из рудных зон развито одно, на отдельных интервалах два субпараллельных рудных тела преимущественно кальцит-галенитового состава.

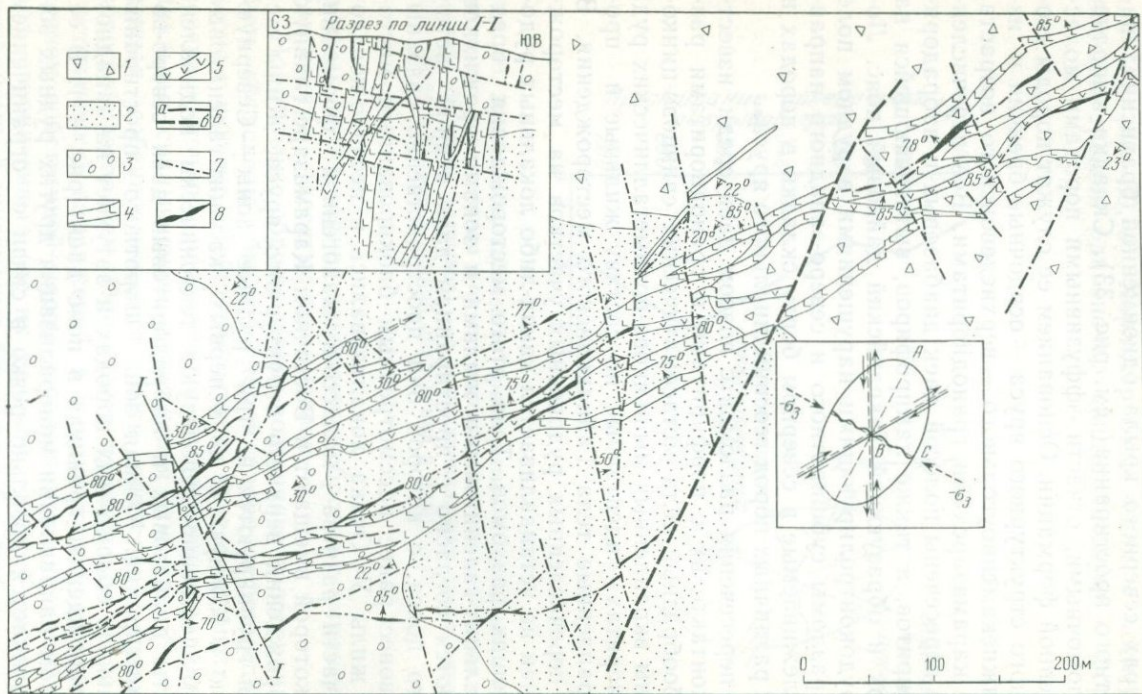


Рис. 41. Схема геологического строения месторождения Уч-Очак. Составлена с использованием материалов М. Н. Разумного. На врезке — план деформации рудоносного участка в период оруденения.

1 — известняково-аркозовые конгломераты; 2 — аркозовые песчаники; 3 — аркозовые конгломераты; 4 — дайки диабазовых порфиритов; 5 — дайки лабрадоритовых порфиритов; 6 — возможные рудоподводящие разрывы: а — прослеженные, б — предполагаемые; 7 — прочие разрывы; 8 — рудные жилы

Сформировались жилы в результате последовательного обособления минеральных агрегатов пяти парагенетических ассоциаций: 1) кварц-пирит-арсенопиритовой; 2) кварц-хлорит-гематитовой (обе ассоциации имеют подчиненное развитие); 3) кварц-сфалеритовой; 4) кальцит-аргентит-прустит-галенитовой; 5) слабо развитой послерудной кварц-барит-кальцитовой. Рудные тела преимущественно представлены сложными ветвящимися жилами с раздувами до 1—2 м и зонами параллельных прожилков, приуроченными к приоткрывшимся одиночным плоскостям скольжения или сериям таких сближенных плоскостей. Подчиненные им маломощные зоны дробления вмещают непротяженные гнезда, линзы и скопления прожилково-вкрапленных руд.

В отличие от Замбаракского и Чукур-Джилгинского месторождений разрывы рудовмещающей системы характеризуются древним заложением. Они возникли в додайковый этап развития как система параллельных сколовых трещин восток-северо-восточного простирания. В процессе развития наряду с ними появились короткие поперечные трещины, которые как бы соединяли разобщенные части сколов, протягивающихся недалеко друг от друга. Смена плана деформации в этап формирования даек привела к сдвиговым перемещениям вдоль поперечных трещин, что, в свою очередь, обусловило раскрытие восток-северо-восточных сколов по типу трещин отрыва.

Таким образом, сколовые трещины преобразовались в отрывные. Они были залечены дайками. Последние местами использовали поперечные и даже послонные нарушения, в связи с чем для даек характерны короткие коленообразные перегибы и пологопадающие апофизы. В последайковый этап поперечные трещины развились в достаточно протяженные нарушения; расчленившие рассматриваемый участок на пластинчатые (в плане) и реже клиновидные блоки. Эти нарушения выступали своеобразными сместителями по отношению к трещинам восток-северо-восточного простирания, залеченным дайками. Этим объясняются редкие случаи ограничения рудоносных трещин и рудных тел на месторождении. Ограничению подвергались, по-видимому, не подновлявшиеся, а образовавшиеся позднее более молодые разрывы той же рудовмещающей системы.

В период внутрирудной тектоники вновь наметилась смена плана деформации. Это зафиксировалось возобновлением движений вдоль разрывов рудовмещающего направления. В каждом блоке произошли тектоническое подновление контактов даек и образование в песчаниках и конгломератах новых, параллельных им трещин скалывания. Таким образом, трещины отрыва вновь переродились в сколы. Как вдоль подновленных, так и вдоль образованных разрывов развились оперяющие сколы и отрывы, и эта рудоносная система подверглась минерализации. При этом оруденение накладывалось на тектонические блоки, а рудные

тела проникали из одного блока в другой, изредка преобразуясь в «пучок» перед ограничивающей их поверхностью поперечной трещины (см. рис. 41).

Размах оруденения на месторождении Уч-Очак характерен для близповерхностных месторождений и достигает без учета эродированной части примерно 150 м. В разрезах очень четко заметна выдержанность рудных тел, приуроченных к контактам даек, и, наоборот, выклинивание оруденения в трещинах, проникающих в песчаники или дайки диабазовых порфиритов (см. рис. 41).

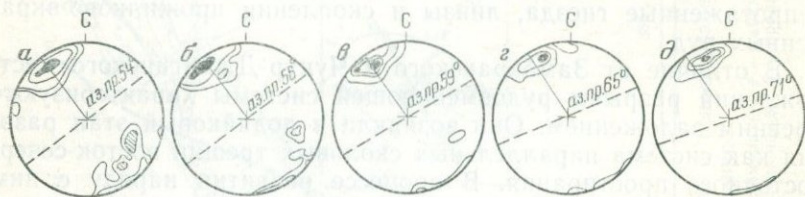


Рис. 42. Диаграммы, показывающие зависимость содержаний свинца (в метропроцентах — м%) от элементов залегания отрезков оруденелых трещин (жил) протяженностью в 1 м:

*а* — ниже 1 м%, 121 замер, <1—3—8—14<%; *б* — от 1 до 2 м%, 60 замеров, <2—5—15<%; *в* — от 2 до 5 м%, 89 замеров, <4—9—11—14<%; *г* — от 5 до 7 м%, 24 замера, <5—22—40<%; *д* — свыше 7 м%, 95 замеров, <5—15—20—24<%. Штриховые линии на диаграммах — азимут простирания жил с соответствующим содержанием свинца

С помощью стереографических диаграмм (рис. 42, *а*—*д*) удалось показать, что формирование кварц-сфалерит-галенитовых жил в разрывах восток-северо-восточного простирания происходило в процессе правосторонних сдвигов. В результате этого возникли субширотные раздувы и изогнутые апофизы жил, использовавшие трещины, раскрывшиеся по типу оперяющих отрывов. Вероятно, перемещения в этап внутрирудной тектоники происходили в результате разрядки главных сжимающих напряжений, ориентированных в субширотном направлении.

Развитие оруденения в трещинах древнего заложения и приуроченность его к контактам даек привели к некоторым интересным структурным особенностям, которые можно встретить и на других жильных месторождениях. В частности, оказалось, что при проникновении оруденелого скола восток-северо-восточного простирания в дайку основных пород, смещение по нему затухает еще в песчаниках. Вместо смещения происходит раскрытие скола как бы по типу трещины отрыва, образование в ней сравнительно мощного (до 20—25 см) прожилка галенита и проникновение последнего в дайку всего на несколько сантиметров (рис. 43). Здесь главная трещина преломляется и прослеживается в виде субширотного скола, залеченного прожилком кальцита. Выйдя из дайки в песчаник, трещина вновь преломляется, приобретая прежнее направление.

В участке проникновения в дайку главный разрыв сопровождается целой серией оруденелых оперяющихся сколов северо-северо-восточного простирания, а также приоткрыванием северо-северо-восточного тектонически сорванного контакта дайки. Отношения оперяющихся сколов и отрывов с главным нарушением свидетельствуют, что дайка в этап внутрирудной тектоники представляла собой упор для надвигающегося на нее с востока блока песчаника, перемещавшегося вдоль главного разрыва (см. рис. 43).

В результате воздействия блока на дайку на границе ее и песчаника возникли дополнительные сжимающие усилия, названные «реактивными» ( $\sigma_3^p$ ) и, естественно, не подчиняющиеся субширотному направлению главных сжимающих напряжений. Разрядка реактивных сжимающих напряжений привела к появлению серии сколов северо-северо-восточного простирания, субширотного скола в дайке, а также к переходу главного скола в отрывное нарушение на границе дайка — песчаник.

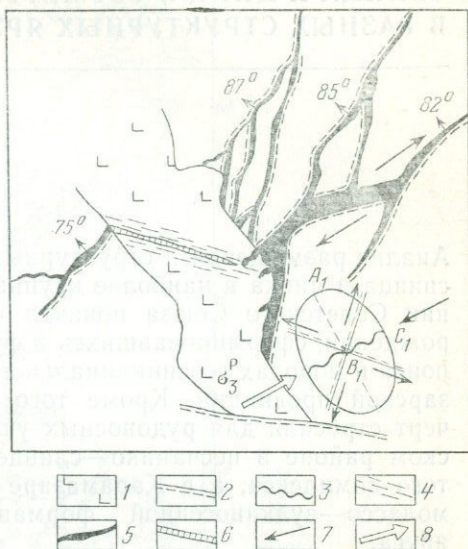


Рис. 43. Схема ориентировки реактивных напряжений и дополнительной системы оруденелых сколов (план), возникающих вблизи поперечных даек.

1 — дайка лабрадоритового порфирита; 2 — сколы; 3 — отрывы; 4 — зона трещиноватости; 5 — рудные жилы; 6 — кальцитовые жилы с редким галенитом; 7 — направления движений блоков пород; 8 — ориентировка реактивных напряжений

**КОРЕННЫЕ РАЗЛИЧИЯ ЖИЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
СВИНЦА И ЦИНКА, ФОРМИРУЮЩИХСЯ  
В РАЗНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЯРУСАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Анализ размещения и структурных особенностей месторождений свинца и цинка в наиболее крупных районах жильного оруденения Советского Союза показал чрезвычайное сходство месторождений, сформировавшихся в фундаменте Садонского рудного пояса и породах геосинклинального структурного яруса Карамазарской провинции. Кроме того, выявилось сходство главных черт строения для рудоносных участков, развившихся в Садонском районе в песчанико—сланцевой толще верхнего складчатого комплекса, а в Карамазаре — в породах вулканогенной и молассо—вулканогенной формаций орогенного структурного яруса.

Кроме указанных районов жильное и прожилково—вкрапленное свинцово—цинковое оруденение, развившееся в четких секущих трещинных структурах, достаточно широко проявлено в других провинциях Советского Союза и за рубежом (рис. 44, 45). Обобщение имеющихся фактических материалов, а также многочисленных публикаций, касающихся условий размещения и геологической обстановки указанных месторождений, позволяет выделить среди них две крупные группы.

Месторождения первой группы сформировались в нижних структурных ярусах земной коры — в фундаменте и образованиях геосинклинального структурного яруса ряда складчатых систем различного возраста, в фундаменте древних платформ и срединных массивов. Эти месторождения образовывались на завершающих этапах формирования или в процессе тектономагматической активизации главных структур континентов, в условиях, когда рудолокализирующие ярусы были перекрыты геологическими образованиями и постройками верхних структурных ярусов земной коры — образованиями орогенного яруса, платформенного или складчатого чехла (в срединных массивах).

В таких складчато-глыбовых постройках и породах верхнего структурного яруса земной коры в процессе завершения формирования складчатых систем или в период тектономагматической активизации отдельных областей древних платформ и эпиплатформ и срединных массивов образовались жильные и прожилково-вкрапленные трещинные месторождения второй группы.

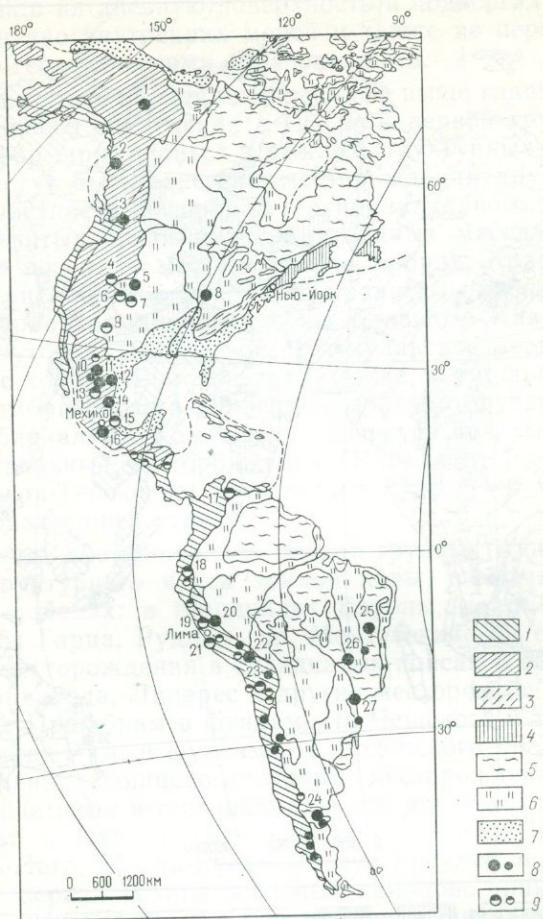


Рис. 44. Схема размещения жильных свинцово-цинковых месторождений в различных структурных ярусах Американского континента (тектоническая основа по В. В. Белоусову).

1—4 — складчатые системы: 1 — альпийские, 2 — мезозойские, 3 — герцинские, 4 — каледонские; 5 — выступы докембрийских щитов; 6 — чехол древних платформ; 7 — чехол молодых платформ; 8 — месторождения, сформировавшиеся в нижних структурных ярусах земной коры: крупные и средние, небольшие; 9 — то же, в верхних ярусах. Рудные узлы и жильные месторождения крупного и среднего масштабов: 1 — Кено-Хилл — Галина-Хилл, 2 — Силбак Премьер, 3 — Кер Д'Ален (главные месторождения Банкер-Хилл, Саншайн, Морнинг-Стар, Лаки Фрейди, Пейдж); 4 — Парк-Сити, 5 — Клиэр Крик, Аспен, Монтезума, Джилпин, Ледвил, 6 — Сан-Хуан, 7 — Крид, 8 — Иллинойс-Кентукки, 9 — Центральный рудный район, Нью Мексико (главные месторождения Граунд-Хог, Лаки-Билль, Айвенго), 10 — Фриско, Санта-Барбара, Сан-Франциско дель Оро, 11 — Огуэла, 12 — Энкантада, 13 — Фреснильо, Кантера, 14 — Чаркас, 15 — Пачука — Реаль-дель-Монте, 16 — Тачко, 17 — Байладорес, 18 — Пильзун, 19 — Касапалка, 20 — Сан-Кристобаль (Сибера), 21 — Хулкани, 22 — Матильда, 23 — Пулакайо, 24 — Гонзалито, 25 — Бокира, 26 — Вазанти, 27 — Аниан

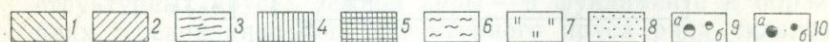
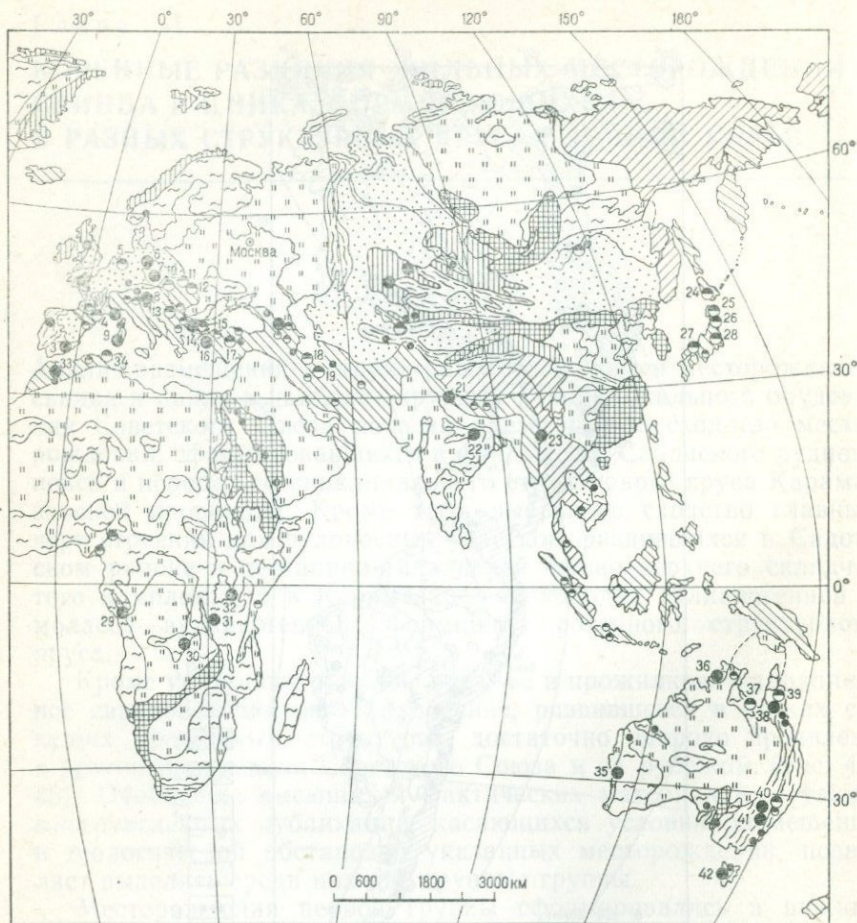


Рис. 45. Схема размещения жильных свинцово-цинковых месторождений в различных структурных ярусах континентов Европы, Азии, Африки и Австралии (тектоническая основа по В. В. Белоусову).

1—4 — см. рис. 48; 5 — складчатые системы байкальского возраста; 6 — выступы докембрийских щитов; 7 — чехол древних платформ; 8 — чехол эпипалеозойских и других молодых платформ и срединных массивов; 9 — жильные месторождения, сформировавшиеся в верхних структурных ярусах земной коры; 10 — то же, в нижних ярусах.

Главные рудные узлы и месторождения: 1 — Гринсайд, 2 — Понтпэн, 3 — Линарес, 4 — Пейрбрюн, 5 — месторождения Рейнских сланцевых гор (Аугусте Виктория, Христиан Левин, Граф Мольтке и др.), 6 — Клаусталь, Санкт-Андреасберг, 7 — Пришбрам, Богутин, Кутна гора, 8 — Райбл, 9 — Монтебеккио, Дженнамаре, 10 — Банска-Штьявница, Банска-Быстрица, 11 — Нагибанья, 12 — Бая-Маре, Бая-Сприе, 13 — Сребреница, 14 — Маданский узел, 15 — Маджарово, Звездэл, 16 — Эвлжилер, 17 — Кескен, 18 — Калар-Дашт, Дуна, 19 — Нахлек, 20 — Бахра, 21 — Амбала, 22 — Саргипали, 23 — Боудвин, 24 — Тоёха, 25 — Осаридзава, 26 — Хосокура, 27 — Акснобе, 28 — Асио, 29 — М'Фуати, 30 — Кипуши, 31 — Мпанда, 32 — Макалендер, 33 — Аули, 34 — Айн-Барбар, 35 — Нортгемптон, 36 — Нэпьер Даунз, Рам Джангл, 37 — Лаун-Хилл, 8 — Москито-Крик, 39 — Чиллаго, 40 — Минерал Хилл, 41 — Кангиара, 42 — Зихан

Они возникали в условиях, когда породы рудолокализирующего яруса выходили на дневную поверхность и подвергались эрозии, либо слагали дно внутренних морей и также не перекрывались какими-либо геологическими образованиями.

Помимо детально проанализированных выше главных рудных районов жильного оруденения в СССР к первой группе месторождений, сформировавшихся в нижних структурных ярусах земной коры, могут быть отнесены месторождения других рудных районов. В частности, в породах геосинклинального яруса каледонид и развитых среди них гранитоидных массивах Киргизского хребта возникли месторождения Боорду, Красная Горка, Аксу и др. (рис. 46), а в фундаменте раннеальпийской Бечасынской структурно-формационной зоны Большого Кавказа — Эльбруское, Даутское, Тызыльское, Чучукулакское месторождения. Жильные месторождения известны также в карбонатных формациях докембрийского и нижнепалеозойского фундамента Восточного Забайкалья (Каменское, Почекуевское, Благодатское и др.), а отдельные месторождения (Кайракты, Бачорское, Такобское, Чолок-Терекское, Кужальское и др.) — и в некоторых районах нашей страны.

За рубежом месторождения первой группы (в образованиях нижнего структурного яруса земной коры) сформировались в следующих районах: в герцинидах Европы, например, рудные пояса и узлы Гарца, Рудных гор, Монтевекио на о. Сардиния, небольшие месторождения в складчатых поясах Саксоно-Тюрингии и Шварцвальда, Линарес и другие месторождения Испании, рудный узел Пршибрам в фундаменте Чешского и узлы Маданский и Осогове-Руэн в фундаменте Родопского срединных массивов. Жильные свинцово-цинковые месторождения известны также в фундаменте и геосинклинальном ярусе альпид — Итальянских Альп и Карпат (месторождения Райбл, Брусимпано, Монте-дель-Лаго, Пояна-Рускэ, Лешул-Урсулуй и др.). Широко развита первая группа жильных свинцово-цинковых месторождений на Американском континенте: в фундаменте Северо-Американской и Бразильской древних платформ проявлены рудные пояса и узлы Кено-Хилл — Галина-Хилл (Канада), Кер Д'Ален, Иллинойс-Кентукки, а также Клиэр-Крик, Монтезума и Ледвил в Колорадо (США), месторождения Бокира, Вазанти и другие в Бразилии; в геосинклинальном ярусе альпийских складчатых систем Кордильер и Высоких Анд сформировались месторождения Мексиканского рудного пояса, а также месторождение Сан-Кристобаль и др. в Перу.

В фундаменте древней Африканской платформы размещаются наиболее древние, возможно, позднеархейские, а также протерозойские месторождения Мпанда (Танзания), Кипуши (Заир), М'Фуати (Конго) и др., в Азии — месторождения Боудвин (Бирма), Бхотанг, Саргипали в Индии; известны также

жильные свинцово-цинковые месторождения в фундаменте Австралийской платформы.

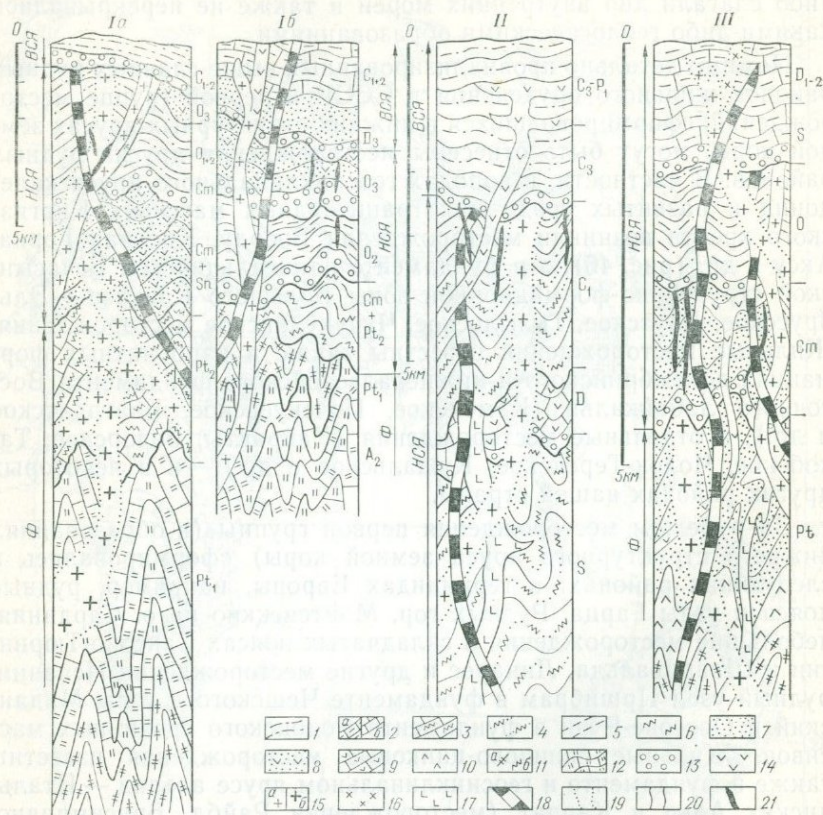


Рис. 46. Схемы строения в период рудообразования некоторых каледонских складчатых систем (Iа — западная, Iб — восточная части Киргизского антиклинория), а также герцинских складчатых систем (II — рудный пояс Гарца, III — Пришибрамский рудный узел). По материалам А. Л. Яншина, А. А. Богданова, Е. Т. Шаталова и др.

Ф — фундамент, НСЯ и ВСЯ — нижние и верхние структурные ярусы.  
 I—II — формации пород: 1 — песчанико-сланцевая, 2 — терригенно-карбонатная; а — песчано-карбонатно-сланцевая, б — существенно карбонатная; 3 — карбонатно-кварцито-филлитовая, 4 — кварцито-филлито-песчаниковая, 5 — сланцевая, 6 — филлито-сланцевая, 7 — граувакковая, 8 — вулканогенно-терригенная, 9 — вулканогенно-карбонатно-терригенная, 10 — вулканогенная, 11 — глубокометаморфизованных пород: а — кристаллических сланцев, роговиков и гнейсов, б — кристаллических сланцев; 12 — мраморы и гнейсы; 13 — конгломераты; 14 — силлы и покровы пород основного и среднего состава; 15 — гранитоиды: а — молодые, б — древние; 16 — малые интрузии кислого, щелочного и среднего состава; 17 — интрузивы основного состава; 18 — дайки; 19 — крупные массивы интрузивных пород; 20 — малые интрузии; 21 — рудные тела

Вторая группа жильных и прожилково-вкрапленных месторождений свинца и цинка в Советском Союзе развита также довольно широко. Помимо детально рассмотренных рудных полей и узлов Садонского рудного пояса и Кармазарской про-

винции, месторождения этой группы развиты в Даралагезском и Мехманинском рудных узлах, проявленных в верхнем ярусе альпийской складчатой зоны Малого Кавказа (рис. 47), Закарпатском прогибе (Беганьское, Береговское и другие месторождения), в активизированных областях Восточно-Забайкальской провинции (Ново-Широкинское месторождение) и в некоторых других рудных районах (например, месторождения Казкудук-

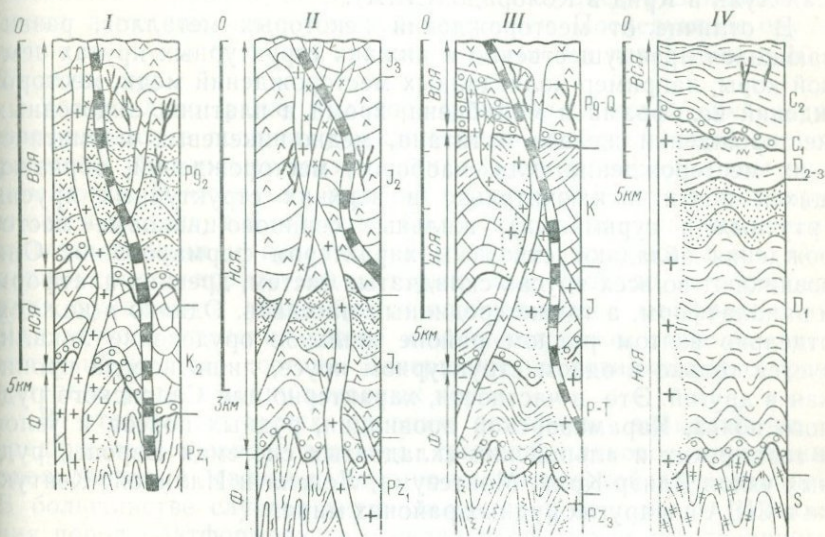


Рис. 47. Схемы строения в период рудообразования некоторых альпийских складчатых систем (I — Даралагезский рудный узел, II — Мехманинский рудный узел, III — Мексиканский рудный пояс), а также позднегерцинских складчатых систем (IV — Рейнские сланцевые горы). По материалам Г. А. Твалчрелидзе, М. В. Муратова, П. Б. Кинга, А. Р. Гейна, А. Пилгера и др.

Условные обозначения см. на рис. 46.

ское, Чибаргатинское, Кугитанг, Барвинское). За рубежом месторождения второй группы также развиты достаточно широко (см. рис. 44, 45). Они сформировались в верхних структурных ярусах некоторых герцинид Европы — в Рейнских сланцевых горах (см. рис. 47), в верхних ярусах альпийских складчатых систем — в Динаридах Югославии, Карпатской системе (месторождения Венгрии, Румынии), в складчатом чехле окранных частей Родопского срединного массива (месторождения Югославии и Болгарии, в частности Маджарово и рудное поле Саже). В Азии широкая гамма месторождений второй группы сформировалась в структурах вулканогенной провинции Японии, а также в альпийских складчатых поясах Ирана и Турции (месторождения Зехабад, Нахлек, Мерджард и др.).

Значительное число жильных месторождений свинца и цинка второй группы локализовалось в орогенном ярусе альпийских складчатых систем Кордильер (Кантера, Пачука — Реаль-дель-Монте, Фреснильо, Эль-Оро и другие месторождения Мексиканского рудного пояса), а также Высоких Анд (месторождение Касапалка в Перу и др.) Они развились в породах платформенного чехла Северо-Американской платформы, в областях, подвергшихся активизации (например, рудные узлы Парк-Сити, Сан-Хуан и Крид в Колорадо, США).

В отличие от месторождений некоторых металлов, развивающихся преимущественно в нижних структурных ярусах земной коры, например колчеданных месторождений меди, месторождений вольфрама и молибдена, хрома и платины, эндогенных месторождений железа и титана, медно-никелевых магматических месторождений, или, наоборот, месторождений, образующихся почти исключительно в верхних структурных ярусах (ртутных и сурьмяных), жильные свинцово-цинковые месторождения обладают сквозным характером формирования. Они возникают во всех ярусах складчатых систем, древних платформ и эпиплатформ, а также срединных массивов. Однако в каждом отдельно взятом рудном районе жильное оруденение локализуется только в одном структурном ярусе, лишь иногда проникая в другой. Это, в частности, характерно для Садонского рудного пояса, Кармазарской провинции, рудных поясов и узлов в герцинских и альпийских складчатых системах Европы, рудных узлов Клиэр-Крик, Монтезума, Ледвил и Иллинойс-Кентукки в США и в других рудных районах мира.

#### **ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ**

В развивающихся складчатых системах жильное свинцово-цинковое оруденение преимущественно проявляется в завершающие стадии орогенного этапа. Чаще это происходит в связи с внедрением комплекса малых интрузий кварц-диорит-гранодиоритового или гранодиорит-гранитного состава, изредка повышенной щелочности. В большинстве рудных районов, где устанавливается образование крупных гранитоидных массивов, в том числе палингенного типа, они возникают задолго до указанного комплекса малых интрузий и опережают формирование жильных свинцово-цинковых месторождений на 50—100 млн. лет и более. Комплексы малых интрузий завершаются широко представленной фазой даек от кислого до щелочного и основного состава, причем наиболее поздними часто являются дайки диоритовых и диабазовых порфиритов. Как правило, жильное свинцово-цинковое оруденение проявляется через 5—10 млн. лет после их внедрения.

Иногда оруденение образуется вслед за формированием сравнительно небольших тел вулcano-плутонического комплекса. При этом возникают многочисленные вулканические постройки сложного строения, субвулканические тела жильной и штокообразной формы и гипабиссальные штоки кварцевых порфиров и фельзитов, андезитовых и дацитовых порфиритов. И в этом случае этап вулcano-плутонической деятельности в районах развития жильного свинцово-цинкового оруденения также сменяется периодом внедрения дорудных даек различного состава, в том числе поздних основных даек. Последующее оруденение отделено от этапа вулcano-плутонизма перерывом в 10—20 млн. лет.

Значительно реже жильное свинцово-цинковое оруденение формируется в позднегеосинклинальный доботолитовый период развития складчатых систем, как, например, в Садонском рудном поясе. В это время верхний структурный ярус в формирующейся складчатой системе был сложен геосинклинальными вулканогенными и вулканогенно-терригенными породами. Они играют роль экрана, под которым, как правило, в образованиях фундамента локализуется главная масса месторождений. Для этого оруденения также намечается связь с проявлением интрузий кислого состава. Завершают их возникновение сравнительно редкие дайки основных пород.

В отдельных частях древних платформ, эпиплатформ и срединных массивов жильное свинцово-цинковое оруденение проявляется в связи с тектоно-магматической активизацией. В большинстве случаев активизация наступает после накопления пород платформенного и складчатого чехла (на срединных массивах). При этом жильное свинцово-цинковое оруденение оказывается отделенным от периода образования структур нижних ярусов земной коры — фундамента платформ и срединных массивов — многими сотнями миллионов и даже миллиардом лет.

В процессе тектоно-магматической активизации оруденение формируется вслед за интрузией штоков и небольших массивов пестрого состава, чаще повышенной щелочности — диоритов, гранодиоритов и гранитов, монцититов, диорит-сиенитов и граносиенитов. Образование их завершается обычно дайками кислого, щелочного и основного состава. Таким образом, по мере стабилизации структур земной коры, подвергающихся жильному свинцово-цинковому оруденению, т. е. от позднегеосинклинального этапа развития до активизации платформенных областей земной коры или участков срединных массивов, повышается щелочность интрузивных комплексов, вслед за которыми возникают жильные месторождения свинца и цинка.

Месторождения второй группы, локализующиеся в образованиях верхних структурных ярусов земной коры, демонст-

рируют значительно более тесную пространственную связь с телами интрузивного и субвулканического происхождения, внедряющимися непосредственно перед оруденением. Нередко рудные тела месторождений используют контакты штоков, даек, вулканических жерл и аппаратов, а участки месторождений пространственно совпадают с узлами концентрации интрузивных и субвулканических тел и, наконец, рудные пояса — с поясами штоков и даек комплекса малых интрузий или поясами вулканоплутонических образований.

Первая группа жильных месторождений, возникающих в нижних структурных ярусах земной коры, размещается преимущественно в филлитах, филлитовидных и слюдисто-алевролитовых сланцах, в интрузивных массивах гранитоидных пород, кварцитах, кварцитовидных и полимиктовых песчаниках, а также в интенсивно метаморфизованных породах различного состава — гранито-гнейсах, гнейсах и разнообразных кристаллических сланцах. Эти породы характеризуются сравнительной нивелировкой физико-механических свойств и в связи с этим высокими пределами прочности на сжатие и скалывание, присущими почти всем породам. В частности, предел прочности их на сжатие составляет  $\sigma_{\text{пр. сж}} = 1000\text{—}2500 \text{ кгс/см}^2$ , а на скалывание  $\sigma_{\text{пр. ск}} — \text{более } 450\text{—}500 \text{ кгс/см}^2$ .

Породы нижних структурных ярусов обладают также достаточно высоким модулем упругости  $E = 5\text{—}8 \cdot 10^5 \text{ кгс/см}^2$  [Беликов Б. П., 1970; Гзовский М. В., 1975], что предопределяет их упругие свойства и способность сминаться в складки. В сравнении с породами верхних ярусов они более метаморфизованы, перекристаллизованы и рассланцованы, смяты в крутые, сравнительно узкие и сжатые изоклинальные, подобные, клиновидные, опрокинутые складки, которые характеризуются круто погружающимися ( $60\text{—}80^\circ$  и более) крыльями. Рудовмещающие породы нижних структурных ярусов испытали многократную деформацию и в связи с этим более трещиноваты, хотя высокие значения пределов прочности их на сжатие и скалывание обуславливают образование и подновление разрывов только при значительных тектонических напряжениях. Соответственно на большинстве рудоносных участков подновление может коснуться ограниченного числа трещин.

Большинство месторождений в нижних структурных ярусах формируется под толщами пород верхних ярусов. В этом случае, во-первых, деформация и трещинообразование в рудовмещающих породах происходят под нагрузкой толщ верхнего яруса, достигающей от многих сотен  $\text{кгс/см}^2$  до  $1,5\text{—}2$  кбар и более, т. е. в условиях значительного литостатического давления. Во-вторых, толщи этого яруса литологически резко отличаются от нижерасположенной рудовмещающей среды и играют для жильного оруденения в нижнем структурном ярусе роль экрана. В связи с этим, а также обычно значительной глубиной

размещения рудовмещающих трещин в нижних ярусах система их отличается сравнительной закрытостью. Все это приводит к кристаллизации здесь сульфидных, а не окисных соединений, а также к постепенному и затяжному изменению режима рудообразования.

В верхних структурных ярусах рудовмещающими породами жильных месторождений свинца и цинка являются многие обломочные их разновидности — песчаники, конгломераты и осадочные брекчии, авлевролиты и аргиллиты, глинистые, углистоглинистые и карбонатные сланцы, лавы и пирокласты среднего и кислого состава, туфогенно-терригенные породы и даже известняки. Сравнительно с породами нижних структурных ярусов они значительно менее метаморфизованы, смяты в брахиформные или умеренно и слабо сжатые изоклиальные складки с широкими сводами и полого ( $10-40^\circ$ ) погружающимися крыльями. В платформенных чехлах и на окраинах некоторых средних массивов породы еще менее деформированы и нередко залегают на протяжении многих километров почти горизонтально или в виде слабонаклонных моноклиальных толщ.

Для пород верхних ярусов характерны резкая анизотропия литологического состава и различие физико-механических свойств. Так, пределы их прочности изменяются от первых сотен до  $3000 \text{ кгс/см}^2$ , в частности у стекловатых лав кислого состава и игнимбригов. То же касается предела прочности на скалывание, который чаще равен  $\sigma_{\text{пр. ск}} 100-400 \text{ кгс/см}^2$ , но у многих вулканигов, конгломератов и песчаников достигает  $700-800 \text{ кгс/см}^2$ . Еще большие пределы характерны для модуля упругости. Так, для терригенных пород (сланцев, песчаников), а также туфопесчаников, туфов и туфобрекчий  $E=1,5-2-4-5 \cdot 10^5 \text{ кгс/см}^2$ , для пород кислого состава  $E=3-5 \cdot 10^5 \text{ кгс/см}^2$ , а для средних и основных лав  $E=6-11 \cdot 10^5 \text{ кгс/см}^2$ . У пластичных аргиллитов, глинистых и известковистых сланцев, а также мергелей модуль упругости достигает  $12 \cdot 10^5 \text{ кгс/см}^2$ . Очевидно, значительные различия литологического состава пород и широкие пределы их прочностных и упругих свойств нередко предопределяют для построек верхних структурных ярусов многообразие форм деформации и возникновение самых различных элементов складчатой и трещинной структуры.

По условиям образования месторождения второй группы существенно отличаются также тем, что породы одного и того же структурного яруса вмещают оруденение и одновременно служат экранирующими горизонтами для поднимающихся рудоносных растворов. В результате породы надрудной покрышки нередко достаточно близки по литологическому составу к рудовмещающим, в связи с чем экранирующий эффект проявляется менее четко.

Таким образом, условия образования жильных месторождений в верхних структурных ярусах существенно отличаются от

формирования их в нижних, что объясняет коренное различие в структуре и некоторых геологических чертах месторождений первой группы от месторождений второй группы. Такие различия устанавливаются по следующим данным: 1) глубине формирования, 2) геологической позиции рудоносных участков; 3) взаимоотношению рудовмещающих и рудоконтролирующих нарушений; 4) строению и морфологии рудовмещающих разрывов и рудных тел, а также вертикальном размахе оруденения; 5) проявлениям структурной зональности; 6) составу руд. Несмотря на различные условия формирования месторождений, развитие процесса минерализации достаточно сходно для месторождений обеих групп, что свидетельствует о преобладающем значении в локализации оруденения структурных факторов над минералогическими.

Указанные выше геологические и структурные различия прямо касаются только мелких и средних месторождений обеих групп. Для крупных месторождений, сформированных как в нижних, так и в верхних структурных ярусах земной коры и локализующихся в рудовмещающих нарушениях одного и того же типа, эти различия существенно сглаживаются, сохраняясь лишь для глубины формирования, отчасти морфологии рудных тел и структурной зональности.

#### **ГЛУБИНА ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

До недавнего времени установление глубины формирования месторождений наталкивалось на ряд определенных трудностей, главным образом на отсутствие объективных критериев в определении этой характеристики. В настоящее время наиболее достоверные значения этого параметра могут быть получены, если удастся восстановить по методике И. П. Кушнарева [1969] либо другим путем частично экранированную покрывку пород, развитую над рудными телами, которая существовала в период свинцово-цинкового оруденения.

В настоящей работе глубина формирования месторождений определялась путем реконструкции надрудных толщ на продольных профилях Садонского рудного пояса и Карамазарской провинции, пересекающих все месторождения этих районов. Кроме того, она вычислялась на специализированных стратиграфических колонках. На них показывались положение в разрезе жильных свинцово-цинковых месторождений в нижних структурных ярусах Киргизского антиклинория, рудного пояса Гарца и Пришибрамского узла, а также положение месторождений в верхних ярусах некоторых структурно-формационных зон Малого Кавказа, Рейнских сланцевых гор и Мексиканского рудного пояса (см. рис. 46, 47).

Установлено, что в фундаменте и геосинклинальном ярусе главных структур земной коры в случае развития построек

верхних структурных ярусов в период оруденения верхние части жильных свинцово-цинковых месторождений формировались преимущественно на глубине от 1,5 до 3—3,5 км. В сооружениях верхних структурных ярусов месторождения возникали главным образом на глубине от нескольких сотен метров до 1,5 км. Аналогичные цифры получены для жильных месторождений первой группы, размещающихся в фундаменте рудного пояса Колорадо (рудные узлы Клизр-Крик и Ледвил), в фундаменте и геосинклинальном структурном ярусе герцинид Сардинии, Шварцвальда, Саксоно-Тюрингии, складчатых поясах Итальянских Альп и других рудных районах. Например, по данным Т. С. Ловеринга и Е. Н. Годдарда [Lovering T. S., Goddard E. N., 1959; Lovering T. S., 1953], жильные свинцово-цинковые месторождения в рудных округах Клизр-Крик, Ледвил, Монтезума и Аспен возникли под пронизанной силлами вулканитов сланцево-песчанниковой толщей каменноугольного возраста мощностью около 1,5—2 км. В Сардинии крупные жильные месторождения Иглезиас, Монтевеккио, Ингуртоза, Дженна-маре сформировались под покрывкой верхнепалеозойских пород молассовой формации мощностью более 2—2,5 км [Brusca C., Dessau G., 1968; Salvadori I, Zuffardi P., 1965].

В последнее время также укоренилось представление о близповерхностном или гипабиссальном происхождении жильного свинцово-цинкового оруденения, развитого в породах чехла Родопского срединного массива, например месторождений Маджарово, Звездал, Габрово, Саже [Атанасов А. Н., 1959; Milev V. R., 1968], месторождения Злетово, а также Маина-Катошевици, Боровица, Сребреница и др. — в орогенном ярусе альпийских складчатых поясов Югославии [Janković S., 1965; Stojković J., Cobič T., 1972].

Общее признание получило близповерхностное происхождение золотосодержащих свинцово-цинковых и серебро-свинцово-цинковых месторождений Чехословакии, Румынии, Венгрии и Японии, возникших в складчатом чехле срединных массивов или верхнем ярусе молодых вулканогенно-терригенных и вулканогенных складчатых поясов [Бемер М., Штол И., 1971; Georgescu V. e. a., 1970; Врана V., 1958; Накамура Т., Хунахаси М., 1973, Харагути Масатоси, Тадзима Йосинобу, 1969]. Многочисленные золото- и серебро-свинцово-цинковые месторождения рудного узла Сан-Хуан (пояс Колорадо, США), по последним сведениям У. С. Бербанка и Р. Дж. Людке [1972], а также Т. А. Стевена и Д. К. Райта [Steven, Ratte, 1960], локализовались в вулканитах платформенного чехла на глубине около 1 км. Наконец, верхние части жил в рудном узле Парк-Сити (США) образовались в кварцитах и терригенных породах складчатого чехла под глинистыми сланцами, песчаниками и мергелистыми известняками триаса. По сведе-

ниям М. П. Барнса и Дж. Г. Саймоса [1972], мощность их не превышает 1 км.

В. Н. Котляр [1970] допускает, что формирование верхних частей месторождений, парагенетически тесно связанных с комплексами вулканоплутонических пород, может происходить всего в 100—300 м ниже древней дневной поверхности. Очевидно, в рудных районах, где месторождения одних узлов сформировались в верхних структурных ярусах, а других — в нижних, верхняя граница оруденения неодинакова. В первом случае она в грубых чертах параллельна древней поверхности, существовавшей в период минерализации, и располагается на глубине от 0,5 до 1,5 км от нее. Нижняя граница оруденения менее ровная, она опускается до уровня 2—3 км ниже древней поверхности. Во втором случае верхняя граница оруденения или близка (находится то выше, то ниже) к поверхности крупного перерыва, отделяющего образования и структуры нижнего структурного яруса от верхнего, или может быть грубо параллельной древней поверхности, особенно на тех участках рудных поясов и районов, где к этапу оруденения породы верхнего структурного яруса оказались частью эродированными. Верхняя граница может быть намечена в большинстве рудных районов на уровне 1,5—3,5 км глубже древней поверхности (рис. 48).

Относительно уровня нижней границы оруденения необходимо подчеркнуть следующее. И. П. Кушнарв [1969] графически показал, что скарново-полиметаллическое оруденение, развитое наряду с жильным в породах нижнего структурного яруса Кармазарской провинции, выклинивается на глубине около 4 км от древней поверхности. Ниже, до глубины 4,5 км, проникают лишь безрудные кварцевые жилы.

На месторождениях Клаусталь и Санкт-Андреасберг в Гарцском рудном поясе горными выработками на глубине 1 км от современной поверхности вскрыты «корни» расположенных выше свинцово-цинковых и серебряно-свинцово-цинковых рудных тел. «Корни» представлены линзующимися жилами кварца, не содержащими каких-либо сульфидов [Geologie des Erzgang — Reviers..., 1971; Laub G., 1974]. Учитывая мощность эродированных надрудных толщ в этом поясе (см. рис. 46), можно полагать, что кварцевые «корни» формировались на глубине 3—3,5 км от древней доминерализационной поверхности. Они определяют, по-видимому, нижнюю границу оруденения.

Среди рассматриваемых рудных районов и узлов наиболее глубокий уровень нижней границы оруденения скорее всего может быть намечен для рудного пояса Кер Д'Ален, где оруденение развито в метаморфизованных протерозойских филлитовидных сланцах. Исходя из величины эрозийного среза в рудном поясе Кер Д'Ален, определяемого в 2—3 км, а также непрерывного развития рудных тел от современной поверхности до глубины 1,5—2 км и более (месторождения Морнинг-

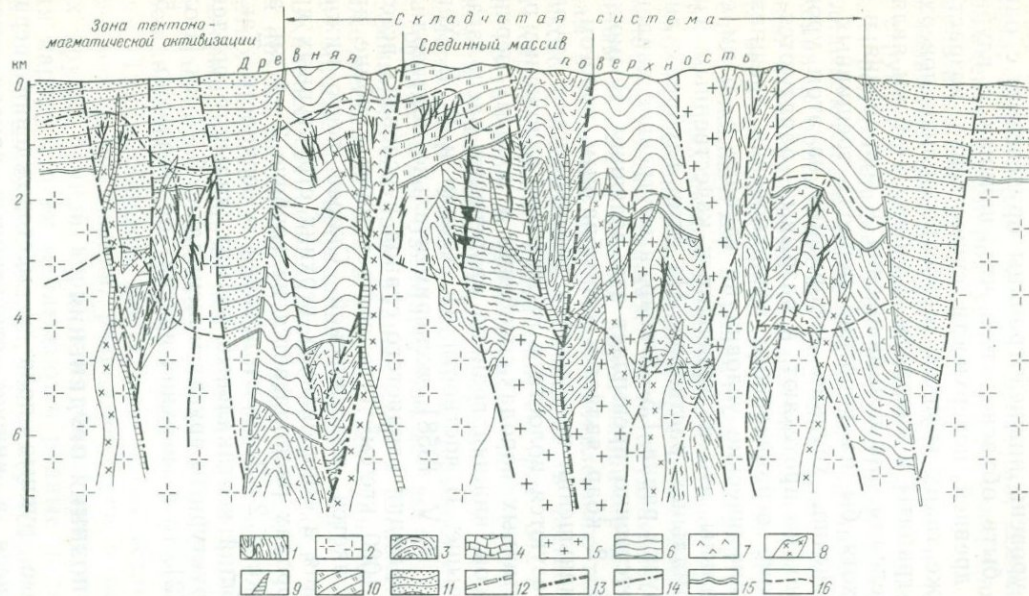


Рис. 48. Обобщенная схема размещения жильного свинцово-цинкового оруденения в различных структурных ярусах земной коры (разрез).

1 — метаморфические породы фундамента; 2 — древние гранитоиды; 3 — слоистые породы геосинклинального структурного яруса; 4 — карбонатные, в том числе и метаморфизованные, породы; 5 — гранитоидные батолиты; 6 — слоистые породы орогенного структурного яруса; 7 — различные субвулканические породы; 8 — штоки комплекса малых интрузий пестрого состава; 9 — дайки того же комплекса; 10 — слоистые породы чехла срединных массивов; 11 — то же, платформенного чехла; 12 — разломы, отделяющие складчатые системы от платформенных областей; 13 — разломы, 14 — прочие разломы; 15 — граница между верхними и нижними структурными ярусами; 16 — верхняя и нижняя границы оруденения

Стар, Саншайн, Банкер-Хилл, Галина), нижнюю границу оруденения в этом районе необходимо наметить на уровне 5—5,5 км от древней поверхности. Очевидно, уровень 5—6 км является предельной нижней границей жильного оруденения, причем формировавшегося в хрупких породах нижнего структурного яруса.

Намеченный уровень нижней границы оруденения, с одной стороны, может быть объяснен тем, что, начиная с глубины 5—6 км, ниже древней поверхности существенно возрастает пластичность даже таких хрупких (особенно вблизи поверхности) пород, как граниты и кварциты. Глубина 5—6 км является, вероятно, пределом для возникновения и сохранения в зонах разрывов (хотя бы на короткий период) трещинных полостей, хотя, конечно, хрупкие деформации на этом уровне очень ограничено, но протекают, и разрывы — образуются.

Вероятно, кроме ограниченного возникновения трещинных полостей термодинамические условия на глубине 5—6 км еще достаточно стабильны, что не приводит к качественным изменениям гидротермальных растворов. На этих глубинах литостатическая нагрузка равна 1,5—2 кбар, а внутреннее давление растворов соответственно превышает эту величину. Возможно, что нагрузка 1,5—2 кбар является своеобразным порогом, за которым (при уменьшении нагрузки) резко нарастают хрупкие деформации, образуются полости и происходит отложение руд.

В более пластичных породах, особенно в породах верхних структурных ярусов, нижняя граница оруденения располагается значительно выше. В частности, И. Хендин и Р. В. Хегер [Handin I., Hager R. V., 1958], экспериментально подтвердили, что хрупкая деформация глинистого сланца в условиях всестороннего сжатия 1000 кгс/см<sup>2</sup> (что соответствует глубине примерно 3 км) сменяется пластической. Скорее всего нижняя граница оруденения в образованиях верхних структурных ярусов в хрупких породах располагается на глубине 3—4 км, а в пластичных — даже в 2—3 км от древней поверхности. Таким образом, если общий вертикальный размах жильного оруденения в нижних структурных ярусах максимально 3—4 км [Вольфсон Ф. И., 1972], то в верхних ярусах он, вероятно, 1,5—2,5 км.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ОРУДЕНЕНИЯ

Свинцово-цинковые рудные поля и месторождения первой группы, развившиеся в нижних структурных ярусах земной коры, преимущественно формируются в шарнирах и крыльях, а также на замыканиях линейно-вытянутых сжатых антиклиналей и горст-антиклиналей, реже в пределах сравнительно небольших тектонических блоков, приподнятых к периоду оруденения. Интересным примером приуроченности жильных свин-

цово-цинковых месторождений к сводовым частям сильно сжатых и даже опрокинутых линейных антиклиналей служит рудный пояс Кер Д'Ален. В приподнятых тектонических блоках развились глубокосформированные жильные месторождения западной и центральной частей Садонского рудного пояса, некоторые месторождения Карамазарской провинции, месторождения, залегающие в фундаменте ряда рудных округов пояса Колорадо (Альма, Клиэр-Крик, Аспен, Монтезума, Джилпин и др.), месторождения Пршибрамского рудного узла, Санкт-Андреасберг в Гарце и многие другие.

Указанные положительные складчатые и глыбово-складчатые структуры осложняют крупные антиклинали и антиклинории. Нередко складки, в пределах которых развито оруденение, накладываются на ранее возникшие крупные складчатые сооружения и ориентируются косо или даже поперечно по отношению к генеральному направлению древней складчатости.

В верхних структурных ярусах земной коры жильное оруденение локализуется в различных складчатых элементах — в непротяженных складках различного типа, брахиантиклиналях и грабен-синклиналях, флексурных перегибах пород, моноклинально падающих толщах. Часто оруденение тяготеет к опущенным участкам земной коры, например к кальдерам и грабенам в областях интенсивно проявленного герцинского, мезозойского и альпийского вулканизма (в частности, месторождения Карамазарской провинции, см. рис. 34, а также Береговский, Беганьский и Ново-Широкинский рудные узлы). За рубежом в подобной позиции размещаются месторождения Банска-Штьявница, Банска-Быстрица, Дрьенка и др. в Чехословакии, рудные поля Бая-Маре, Бая-де-Ариеш, Тарна-Маре и др. в Румынии, некоторые рудные узлы в Югославии и Венгрии, а также месторождения в округах Сан-Хуан, Крид в поясе Колорадо, многие месторождения Японии и т. д.

Жильное свинцово-цинковое оруденение в верхних структурных ярусах предпочтительно локализуется в значительно менее сжатых складках с широкими сводами и киями, с пологими крыльями, падающими под углами  $10-30^\circ$ . При этом оруденение развивается главным образом в пределах или вблизи осложняющих эти структуры еще более мелких складчатых форм. Таким образом, достаточно четко устанавливается приуроченность оруденения, развивающегося в верхних структурных ярусах земной коры, к ее более погруженным участкам, хотя наряду с этим наблюдаются рудные поля даже в шарнирах линейных антиклиналей, например Касапалка в Перу.

Жильное оруденение, локализованное в верхних структурных ярусах, распределяется в пределах рудных поясов и районов более равномерно, в то время как оруденение в нижних ярусах имеет чаще узловое размещение. При этом в рудных поясах намечается ряд территориально ограниченных узлов,

разделенных умеренно и даже слабо минерализованными территориями.

Жильное оруденение, образующееся в верхних структурных ярусах, возникает после накопления всех слоистых и внедрения подавляющей массы интрузивных и субвулканических пород, включая обычно наиболее позднюю серию даек. В результате оруденение формируется или в конце развития складчатых систем или значительно позже, после полной их стабилизации и накопления пород верхнего структурного яруса. К периоду оруденения над возникающими месторождениями существовала надрудная толща пород того же яруса общей мощностью от нескольких сотен метров до 1,5 км. Эта толща оказывала незначительную литостатическую нагрузку, распределенную сравнительно равномерно на оруденевающие породы — не более 100—500 кг/см<sup>2</sup>.

Такая небольшая и, главное, равномерно распределенная нагрузка обеспечивала при разрядке тектонических напряжений (проявлявшихся в конце формирования складчатых систем или при активизации областей срединных массивов и платформ) повсеместное трещинообразование в складках любого типа, а также в приподнятых и погруженных тектонических блоках. В таких условиях, очевидно, концентрации трещиноватости в каких-либо участках верхних структурных ярусов не наблюдалось, и жильные свинцово-цинковые месторождения образовывались сравнительно равномерно в любых пространственных взаимоотношениях со складками и тектоническими блоками.

Экспериментальное деформирование образцов в условиях поперечного и продольного изгибов [Гзовский М. В., 1975; Бондаренко П. М., Луцицкий И. В., 1969] показало, что в самых верхних частях шарниров экспериментально возникавших антиклиналей и прибортовых частях грабенов появляется область развития приоткрытых трещин. Последние образуются, очевидно, в участках проявления растягивающих усилий. В природе в таких частях антиклиналей (на перегибах сводов и перегибах крыльев), в прибортовых частях грабенов и кальдер проседания образуются, по-видимому, оруденевающие сбросы, сбросо-сдвиги, раздвиги, отрывы, с которыми связывается локализация ряда типичных жильных месторождений свинца и цинка, возникающих в верхних структурных ярусах земной коры.

В иных условиях формировалось оруденение в образованиях нижних структурных ярусов. В породах этих ярусов, испытавших многократную предорогенную деформацию, развились многочисленные трещины древнего заложения. При отсутствии пород верхних ярусов они также проявлялись сравнительно равномерно в участках антиклинального и синклинального строения, в приподнятых и опущенных тектонических блоках. Однако после накопления пород верхних структурных

ярусов, в этап деформации, сопровождавшийся оруденением, участки горстообразных блоков и сводовые части антиклиналей оказались на значительно меньшей глубине от доминерализационной поверхности по отношению к грабенообразно опущенным блокам и киям синклиналей. Породы, подвергающиеся оруденению, размещались в сводах антиклиналей и в приподнятых блоках, на глубине 1,5—3,5 км от древней поверхности (см. рис. 48). Они испытывали литостатическую нагрузку, обусловленную воздействием экранирующей крышки пород верхнего яруса, а частью и пород кровли нижних ярусов, равную 500—1200 кг/см<sup>2</sup>. Эта величина является лишь частью всестороннего давления, которое было значительно больше на глубинах 1,5—3,5 км [Гзовский М. В., 1975].

Очевидно, еще большее всестороннее давление испытывали рудовмещающие породы нижних структурных ярусов, слагающие килевые части синклиналей и грабены на глубине более 3—3,5 км от древней поверхности. В подобных условиях тектонические напряжения, проявлявшиеся повсеместно в любых структурных образованиях нижних ярусов, разряжались избирательно, путем «оживления», подновления древних трещин и образования новых в местах, отличающихся наименьшими всесторонним давлением и литостатической нагрузкой, т. е. в горстообразно поднятых блоках и сводовых частях антиклиналей и горст-антиклиналей. Именно в этих участках нижних структурных ярусов нарастающие тектонические напряжения раньше всего достигали предела прочности уже трещиноватых пород на скальвание, сжатие или разрыв. Разрядка их обусловливала спад напряжений и сравнительно меньшую деформированность или даже отсутствие деформированности пород в грабенах и килевых частях синклиналей.

Рассмотренные причины объясняют закономерное формирование жильных месторождений свинца и цинка в сводовых частях положительных складчатых структур и в приподнятых к периоду оруденения тектонических блоках.

Рудовмещающие разрывы в участках месторождений, сформировавшихся в нижних структурных ярусах, большей частью непосредственно сочленяются с региональными рудоконтролирующими разломами. В такой позиции находится оруденение по отношению к ранее рассмотренным Садоно-Унальскому, Канджольскому, Гудасскому разломам в Садонском и Карамазарском районах, а также, например, по отношению к разломам Лондон и Западный в округах Альма, Клиэр-Крик и Ледвил [Singewald Q. D., 1942], Хусайр-Риф и Максвелл-Риф района Голд Хилл [Lovering T. S., Goddard E. N., 1950], разломов Осборн, Плассер-Крик, Дедмен (или Хантер) района Кер Д'Ален [Fryklund V. S., 1964; Хоббс С. У., Фрикунд В. К., 1972], по отношению к Глинистому разлому в Пршибрамском рудном узле [Pisa M., 1966; Карпова Е. Д., Шехтман П. А.,

1971; Кутина Я., 1971], разломам района Монтевекио в Сардинии и т. д. Рудоконтролирующие разломы регионального значения контролируют однотипное по минеральному составу оруденение, характеризующееся на разных участках одной и той же последовательностью образования характерных минеральных ассоциаций.

В некоторых районах менее протяженные поперечные, а иногда и продольные разломы сами подвергаются оруденению. С этими нарушениями обычно связано образование крупных жильных месторождений, например Морнинг-Стар и Лаки-Фрейди, а также Банкер-Хилл в поясе Кер Д'Ален, Касапалка в Высоких Андах Перу, Монтевекио, Ингуртоза и Дженна-маре в Сардинии, Боудвин в Бирме, Мпанда в Танзании и др. При этом нижние части рудоносных разломов служат рудо-подводящими каналами для поднимающихся растворов.

Взаимоотношения рудоносных разрывов с рудоконтролирующими разломами в верхних ярусах более многообразны. В одних случаях рудоносные разрывы начинаются от поверхностей сравнительно непротяженных локальных разломов, в свою очередь сочленяющихся с региональными рудоконтролирующими разломами (Чукур-Джилгинское, Замбаракское и Тары-Эканское месторождения в Карамазаре, Мехманинское — на Малом Кавказе, а за рубежом — Мейфлауэр, Онтарио и др. в районе Парк-Сити, США, некоторые жильные золото- и серебрено-свинцово-цинковые месторождения Японии, Румынии, Югославии и др.). Разрывы других месторождений размещаются вблизи мощных рудоконтролирующих зон трещиноватости и расщепления либо в их пределах (месторождения Банска-Штьявница, Кремниц в Чехословакии, Аугусте-Виктория, Христиан-Левин, Хильфе-Готтес и др. в Рейнских сланцевых горах, Саже в Болгарии, месторождения района Аидзу в Японии и др.).

Месторождения, развитые в областях молодого мезозойского или альпийского вулканизма, контролируются полукольцевыми и радиальными разломами, проявленными в периферических частях кальдер (например Беганьское и Береговское месторождения в СССР, месторождения Терри-Ганнел, Теллурайд, Саннисайд в кальдере Сильвертон, Бульдог-Маунтин и Аметист — в округе Крид, а также некоторые месторождения Японии, Румынии, Венгрии). В Мексиканском рудном поясе, в округах Матеуала, Каторсе, Гуанохуато, рудоконтролирующее значение приобретают также деформированные контакты тел малых интрузий и даек [Уиссер Э., 1964].

Некоторые, нередко крупные жильные месторождения свинцово-цинковых, золото- и серебро-свинцово-цинковых руд приурочиваются к пересечениям зон разломов небольшой протяженности. Такими узлами, в частности, контролируется месторождение Пачука — Реаль-дель-Монте в Мексиканском рудном

поясе. В ряде случаев рудные поля и месторождения, размещающиеся в верхних структурных ярусах земной коры, вообще не обнаруживают связи с региональными разрывными нарушениями. Такова позиция рассмотренного ранее месторождения Уч-Очак в Карамазаре, а также месторождений Даралагезского рудного узла на Малом Кавказе [Геология..., 1962], Сребреница в Югославии, Фреснильо, Кантера, Тачко и др. в Мексике и т. д. Сравнительно редко обнаруживается непосредственное сочленение рудоносных разрывов с протяженными рудоконтролирующими разломами, т. е. пространственные взаимоотношения, характерные для месторождений первой группы. В частности, подобная позиция отмечалась для Канимансурского, Лашкерекского и Караташ-Котанского месторождений в Карамазаре, она же характерна для Ново-Широкинского месторождения в Восточном Забайкалье, месторождений Маджарово в Болгарии [Атанасов А. Н., 1959], Касапалка в районе Морокоча (Перу) и некоторых других.

Очевидно, избирательное образование и подновление трещин в приподнятых тектонических сооружениях нижних структурных ярусов, тесная пространственная связь оруденеваящих разрывов с протяженными разломами рудоконтролирующего типа обуславливают формирование жильных месторождений первой группы в виде отдельных разобщенных узлов, образно говоря «привязанных» к региональным рудоподводящим каналам. Рудное вещество на участках месторождений этой группы образуется как бы из единой «струи» растворов, поступающей по главному разрывному нарушению, по-видимому глубоко проникающему в земную кору.

#### **СТРОЕНИЕ РУДОВМЕЩАЮЩИХ РАЗРЫВОВ И МОРФОЛОГИЯ РУДНЫХ ТЕЛ**

Рудные тела жильных месторождений свинца и цинка локализованы в разрывных нарушениях следующих основных пяти типов: 1) зонах дробления различной мощности и строения; 2) плоскостях скольжения, нередко сопровождающихся тонким слоем (обычно миллиметры) измененной дорудной глинки трения; 3) системах сближенных субпараллельных трещин (плоскостей скольжения); 4) зонах рассланцевания; 5) тектонических швах, выполненных слоем измененной глинки трения мощностью от нескольких до десятков сантиметров, а иногда до 1—1,5 м. Все эти разрывы наблюдаются как в нижних, так и в верхних структурных ярусах. Из сравнительного анализа, очевидно, необходимо исключить рудные месторождения крупного масштаба, главные тела которых в любых ярусах локализируются в однотипных разрывных нарушениях. При таком условии для средних и небольших жильных месторождений устанавливается достаточно ясная закономерность.

На месторождениях нижних структурных ярусов рудные тела развиты главным образом в зонах дробления небольшой (обычно 1—2, в раздувах до 5 м) мощности, ограничивающихся вдоль висячего и лежащего (или какого-то одного) боков четкими поверхностями скольжения. Разрывы характеризуются сравнительной прямолинейностью и, как правило, нешироким проявлением одной системы оперяющих минерализованных сколов, локализирующих достаточно протяженные апофизы. Зоны дробления представлены выдержанными нарушениями в плане и разрезе. Лишь на непротяженных интервалах при изменении внутреннего строения они переходят в разрывы других типов. На глубину в породах нижних структурных ярусов зоны непрерывно вытягиваются иногда на 2—3 км и нередко более протяженны по падению, чем по простиранию.

Преимущественное развитие рудовмещающих нарушений одного направления и сравнительная прямолинейность их связаны, по-видимому, с тем, что в глубинных условиях разрядка нарастающих тектонических напряжений осуществляется избирательно, путем перемещений вдоль наименее сжатых и залеченных трещин какой-то одной системы, т. е. одного преобладающего направления. После того, как вдоль такой системы трещин раннего заложения произойдет перемещение, последующие напряжения (других тектонических этапов развития) также нарастают и концентрируются в их зоне. Это, скорее всего, объясняется тем, что трещины раннего заложения выступают наиболее четкими разделами сплошности пород. В результате в следующий акт тектонических деформаций вновь подновляется прежняя, наиболее рано заложившаяся система разрывов.

Нередко тектонические напряжения вообще не достигают величин, необходимых для интенсивного оживления или образования трещин другого направления. Такая особенность образования рудовмещающих разрывов на участках месторождений первой группы обуславливает также проявление серии параллельных разрывных нарушений, отстоящих друг от друга на достаточно закономерно повторяющемся расстоянии. В Садонском поясе это расстояние, вычисленное эмпирически и зависящее от ширины тектонического блока, пересеченного жилой (т. е. от ее длины), может быть вычислено по формуле

$$A_0 = \frac{l_{cp}}{K_{cp}},$$

где  $A_0$  — расстояние между двумя соседними параллельными жилами,  $l_{cp}$  — средняя длина жил (или ширина тектонического блока, вмещающего субпараллельные жилы) и  $K_{cp}$  — эмпирически установленный коэффициент, колеблющийся на различных месторождениях Садонского пояса от 1,4 до 3,2.

Например, на Архонском месторождении при средней протяженности жил от 200 до 350 м  $A_0 = \frac{275}{2,3} \approx 120$  м и изменяется от 60 до 250 м.

Проявление рудовмещающих трещин и жил на равных расстояниях друг от друга В. Гафнер [Haifner W., 1951] объясняет тем, что тектонические напряжения нарастают неравномерно в пределах изотропной среды. Они концентрируются в полосах, которые отвечают, по-видимому, проявляющимся в природе площадкам скалывающихся напряжений, периодически достигающих максимума в том или ином участке земной коры. Различные породы нижних структурных ярусов претерпели существенный метаморфизм и снивелированы в отношении прочностных механических свойств, поэтому с известной долей допущения они могут рассматриваться как изотропная среда. Я. Кутина [1971], не увязывающий в своих работах длину и расстояние между жилами, установил, что в среднем рудные тела располагаются на месторождении Пршибрам в 165 м. одно от другого, на месторождении Банска-Штьявница — в 350 м. При этом наиболее часто наблюдаемая протяженность главных жил на обоих месторождениях — от 500 до 2500 м. В случае максимальной протяженности величина  $K$  возрастает до 4,3.

Месторождение Банска-Штьявница сформировалось в образованиях верхнего структурного яруса, и очень высокое значение  $K$ , возможно, обусловлено здесь сравнительной анизотропностью рудовмещающей среды. В герцинидах Сардинии расстояние между рудоносными и рудоконтролирующими разломами Я. Кутина определил примерно в 10 км при протяженности разломов около 40 км, т. е.  $K=4$ . Можно привести еще много подобных примеров. В частности, на мексиканских месторождениях Тачко и Санта-Барбара [Фаулер Г. и др., 1953; Скотт Д. Б., 1964], развитых в породах нижнего структурного яруса,  $K$ , вычисленный автором, колеблется от 1,8 до 2,8, причем для группы субмеридиональных жил — от 2,5 до 3,8 и для жил северо-западного направления — от 3,3 до 4,2. Возможно, более

правильно выражение  $A_0 = \frac{l_{cp}}{K}$ , где  $2,3 < K < 4,3$  (или при  $K$ , равном любому числу от 2,3 до 4,3 и возрастающему по мере усложнения литологической обстановки рудовмещающей среды).

Разрывы, развитые в породах нижних структурных ярусов, вмещают преимущественно массивные жилы, которые отличаются плитообразной формой, постепенным изменением мощности как в сторону ее возрастания, так и уменьшения, а также проявлением органического количества боковых апофиз и единичных прожилков, субпараллельных главным жилам. Апофизы в большинстве случаев развиваются только в одной системе боковых оперяющих сколов.

Подчиненное значение имеют ветвящиеся жилы сложного строения и зоны прожилково-вкрапленных руд, как например, на месторождениях Боорду и Красная Горка [Любогощинская Г. П., 1958]. Еще реже наблюдаются зоны штокверкового оруденения, развитые обычно на «головах» плитообразных жил или жил сложного строения. С гребушной жилы нередко сменяются линзовидными телами, чередующимися с безрудными протяженными глинистыми проводниками. Общий вертикальный размах оруденения на небольших и средних месторождениях первой группы колеблется от сотен до многих сотен метров, а с учетом их эродированной части может быть оценен максимально в 1000 м или даже несколько больше.

Преобладающим типом рудоносных нарушений в верхних структурных ярусах служат плоскости скольжения и системы сближенных субпараллельных трещин. Для них характерны сравнительно многочисленные перегибы, нередко резкие и коленообразные, наиболее часто проявленные в плане. Унаследованность главными разрывами древних нарушений по крайней мере двух различных направлений и в связи с этим перегибы их характерны и для для протяженных рудоносных разломов, рассекающих породы верхних структурных ярусов, например для Канимансурского, Беганьского и Береговского месторождений в Советском Союзе, для рудных полей Пачука — Реальдель-Монте в Мексике, Маджарово в Болгарии и др. (рис. 49).

Очевидно, в верхних структурных ярусах тектонические перемещения в период оруденения происходят сразу по нескольким различно ориентированным системам трещин, примерно в одинаковой степени унаследующимся формирующимся главными разрывами. Места их перегибов отличаются проявлением многочисленных оперяющих сколов двух систем. Вторая система оперяющих сколов в экспериментах М. В. Гзовского [1975] занимала положение, близкое к оперяющим отрывам. Многие из оперяющих трещин подвергаются минерализации, но апофизы их, как правило, непротяженны. Перегибы, использование трещиноватости различных направлений ведет к невыдержанности и изменчивости внутреннего строения рудовмещающих нарушений. Преобладают системы сближенных субпараллельных трещин и единичные плоскости скольжения. Однако нарушения подобного типа неоднократно сменяются в плане и разрезе зонами дробления или тектоническими швами, заполненными глиной трения. В вертикальном разрезе рудовмещающие разрывы характеризуются значительной разветвленностью вверх по восстанию.

Таким образом, в верхних структурных ярусах образуются разрывы более сложного строения сравнительно с разрывами нижних ярусов. На границе ярусов перестраиваются зоны рудовмещающих разрывов в результате того, что хрупкие деформации происходят в разных ярусах при неодинаковой нагрузке

вышележащих толщ. В условиях малой нагрузки и небольших глубин формирования, система трещин в верхних структурных ярусах в период минерализации характеризуется сравнительной «открытостью» и способностью к одновременному подновлению и оруденению трещин нескольких направлений.

Рудовмещающая сложная трещинная структура месторождений второй группы обуславливает проявление на их рудонос-

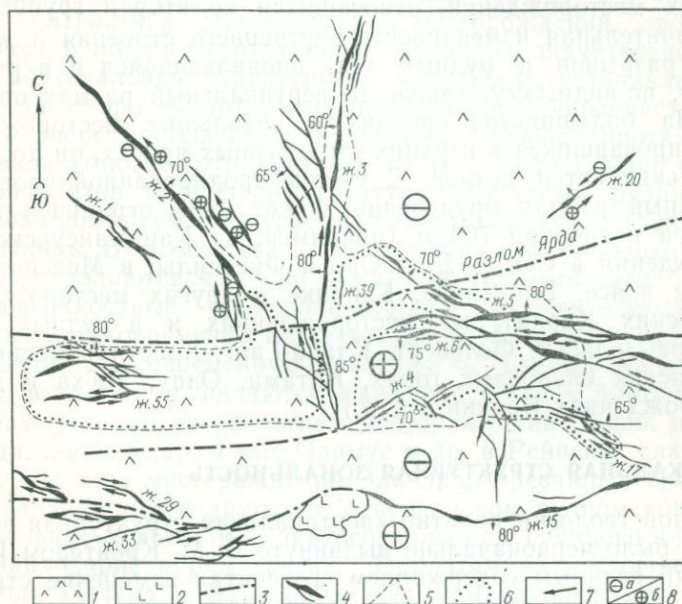


Рис. 49. Структурная схема месторождения Маджарово (план). По А. Н. Атанасову и Е. М. Некрасову.

(— андезиты и трахиандезиты, Рg<sub>1</sub>; 2 — кварцевые и сиенитовые порфиры, диоритовые порфиры, Рg<sub>2</sub>; 3 — блокоразделяющие разломы, 4 — рудные жилы; 5 — контур кварц-гематит-полиметаллической минерализации; 6 — контур поздней золотоносной барит-кварцевой минерализации; 7 — направление относительных внутрирудных движений, в плане; 8 — то же, в разрезе: а — погружение, б — воздымание

ных участках рудных тел многообразных типов. Среди них преобладают ветвящиеся жилы сложного строения и зоны прожилкового оруденения. Первые представлены телами, состоящими из сравнительно мощной стволовой части и сопровождающих параллельных ей и диагонально ориентированных прожилков и апофиз, которые сближены, ветвятся и соединяются между собой. В узлах соединения нередко отмечаются гнезда неправильной формы, а также линзы. На отдельных участках разрывы сопровождаются зонами штокверкового или прожилково-вкрапленного оруденения. Таким образом, для месторождений второй группы наиболее характерны изменчивость внутреннего строения рудных тел и непрерывные переходы одного типа их в другой в разных участках разрыва.

В вертикальном разрезе рудовмещающие разрывы и приуроченные к ним рудные тела характеризуются значительной разветвленностью вверх по восстанию. При этом плоскости соседних, но падающих в разные стороны разрывов иногда экранируют один другого. Отмеченные особенности характерны не только для отечественных (например Чукур-Джилгинского, Газминского, Мерисского), но и для большинства зарубежных месторождений, относящихся ко второй группе.

Значительная изменчивость внутреннего строения и морфологии разрывов и рудных тел, проявляющаяся и в разрезе, влияет, по-видимому, также на вертикальный размах оруденения. На большинстве средних и небольших месторождений, сформировавшихся в верхних структурных ярусах, он достигает нескольких сотен метров. С учетом эродированной части вертикальный размах оруденения может быть ограничен максимальной величиной 700 м (например, на Канмансурском месторождении в СССР, Дель-Оро и Фреснильо в Мексиканском рудном поясе, Бая-Сприе, Капнике и других месторождениях Румынских Карпат, на месторождениях и в рудных жилах Линторф-Зельбек, Фельберт, Клара-Ганг, Христиан-Левин и др. в Рейнских сланцевых горах, Китами, Оппу, Тоёха и других месторождениях Японии и т. д.).

## ВЕРТИКАЛЬНАЯ СТРУКТУРНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

В рудной геологии понятие «вертикальная структурная зональность» было первоначально выдвинуто В. М. Крейтером [1956], который главным содержанием его считал изменение строения рудовмещающего разрывного нарушения с глубиной.

В настоящее время с появлением дополнительного большого объема информации в этом понятии необходимо выделять две стороны: 1) изменение в вертикальном разрезе трещинной рудовмещающей системы — т. е. строения разрывов, а также и зон, типичных для данного рудоносного участка рудовмещающих разрывных нарушений, включая сопровождающие их системы оперяющих трещин; 2) эволюцию с глубиной системы жильных тел — внутреннего строения, морфологии и текстур руд главных рудных тел и сопровождающих их апофиз и субпараллельных тел. В этом плане автором была рассмотрена вертикальная структурная зональность свинцово-цинковых и золоторудных месторождений жильного и прожилкового типов [Некрасов Е. М., 1975, 1976].

Зональность удобнее рассматривать, сопоставляя ее элементы на верхних, средних и нижних уровнях рудоносных участков, намечаемых достаточно условно. При таком анализе выявилось, что элементы вертикальной структурной зональности для жильных свинцово-цинковых и золоторудных месторождений однотипны и изменяются весьма закономерно. Очевидно,

предлагаемые выводы будут справедливы для жильных месторождений и других металлов, в частности медно- и оловорудных, месторождений вольфрама, молибдена, урана и др.

Для близповерхностных и гипабиссальных месторождений, сформировавшихся преимущественно в образованиях верхних структурных ярусов, вертикальная структурная зональность проявляется резко и на сравнительно коротком интервале (первые сотни метров — 800 м<sup>1</sup>). Такая зональность была названа контрастной. Наоборот, для месторождений, сформировавшихся в нижних структурных ярусах на значительной глубине, вертикальная структурная зональность устанавливается не всегда, а при обнаружении проявляется в большинстве случаев в виде постепенного изменения на более протяженном интервале (многие сотни метров — 2 км и более) лишь отдельных элементов трещинной структуры и системы рудных тел.

Проанализируем контрастную вертикальную структурную зональность. В этом случае наиболее представительными, эталонными являются глубоко вскрытые горными выработками близповерхностные и гипабиссальные месторождения, подвергшиеся одновременно незначительной эрозии или вообще не выходящие на современную поверхность. Такими месторождениями, в частности, являются Канимансурское и Замбаракское в Кармазаре, некоторые жилы месторождений Пейдж и Лаки-Фрейди, жила Клара-Ганг, Примус и др. в Рейнских сланцевых горах, ряд жил месторождений Эль-Оро, Фресильо, Пачука — Реаль-дель-Монте и других в Мексиканском рудном поясе, месторождение золото- и серебросодержащих свинцово-цинковых руд Байя-Сприе и ряд других. При этом на месторождениях Эль-Оро, Пачука и Байя-Сприе вскрыты глубокие горизонты некоторых жил, их корневые, местами безрудные части (рис. 50, б). Наоборот, на верхнем уровне в деталях прослежено изменение строения и морфологии рудовмещающих разрывов, рудных, а частью непромышленных жильных тел Замбаракского месторождения (см. рис. 50, а). Основная масса других хорошо вскрытых месторождений дает многочисленные примеры элементов вертикальной структурной зональности для средней, наиболее интенсивно оруденелой части месторождения.

На обобщенной схеме вертикальной структурной зональности, составленной по изложенному материалу, для каждого уровня месторождения намечены наиболее характерные морфология и типы жильных, в том числе рудных тел, морфология и типы главных рудовмещающих разрывов и оперяющих трещин. Кроме того, показано изменение с глубиной количества глинки трения и брекчии вмещающих пород, минерализованных сколов и отрывов в зоне главных нарушений, а также

<sup>1</sup> Здесь указан весь вертикальный интервал, на котором устанавливается проявление минерализации; интервал оруденения составляет его часть.

наиболее часто наблюдающиеся изменения в разрезе мощности рудных тел и текстур руд (рис. 51). Схема дает достаточно на-

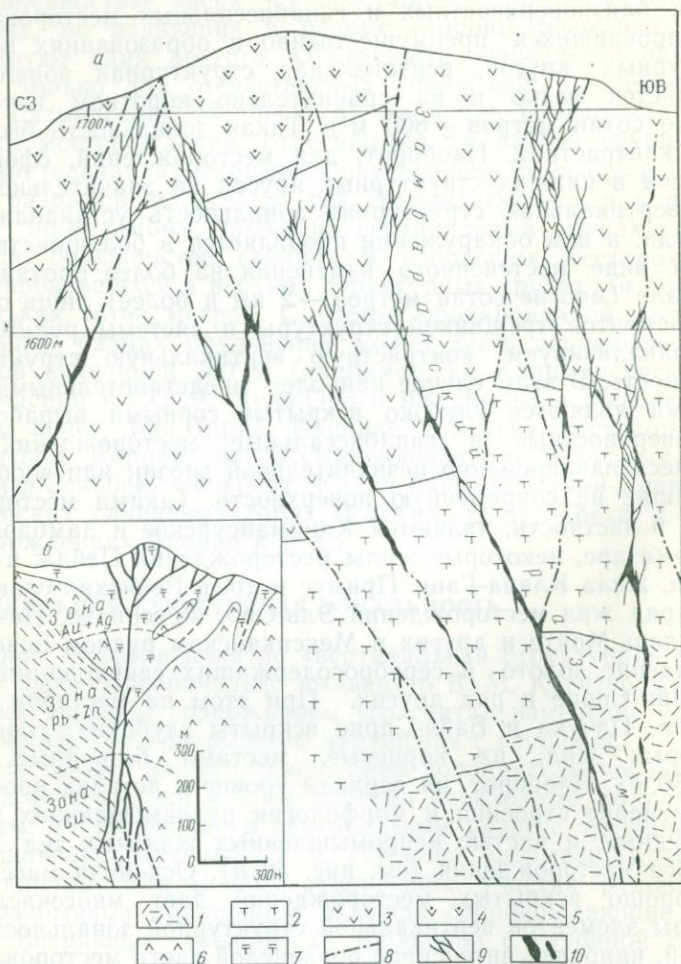


Рис. 50. Типичные разрезы двух месторождений близповерхностного генезиса: а — Замбаракское, по Е. М. Некрасову, б — Бая-Сприе, по Д. Джускэ и др.

1 — туфобрекчии кварцевого порфира, Сз; 2 — туфы и туфолавы андезитовых порфиритов, Р<sub>1</sub>; 3 — флювиальные кварцевые порфиры и их туфы, Р<sub>1</sub>; 4 — сферолит-порфиры, Р<sub>2</sub>; 5 — аргиллиты и глинистые сланцы, Рг; 6 — андезитовые порфириты, Ng; 7 — туфобрекчии, туфы андезитовых порфиритов, Ng; 8 — разрывы; 9 — зоны прожилкового и штокверкового оруденения; 10 — массивные рудные жилы

глядное представление об эволюции практически всех элементов вертикальной структурной зональности.

Главной тенденцией рассматриваемой зональности является переход элементов трещинной системы и жильных тел, наибо-

лее выдержанных на среднем уровне месторождений, к менее выдержанным на верхнем и нижнем уровнях. При этом верхний уровень отличается от нижнего многообразием типов главных и оперяющих рудовмещающих разрывов, главных и второстепенных рудных тел, а нижний, наоборот, развитием не протяженных единичных рудных тел в притертых плоскостях скольжения и глинистых тектонических швах.

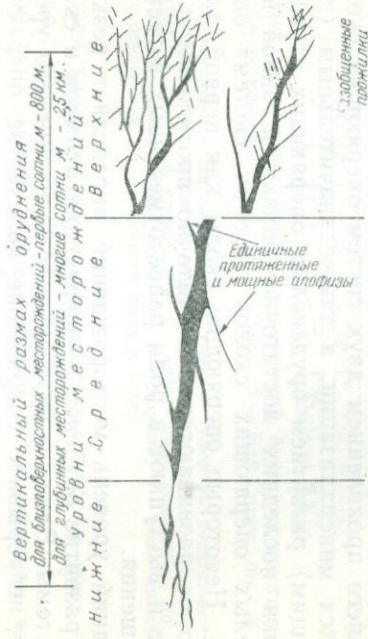
Изменение морфологии и типа рудоносных разрывов. Верхний уровень жильных месторождений характеризуется разветвлением главных рудовмещающих нарушений и образованием своеобразных рудоносных трещинных пучков. Пучки состоят из нескольких изогнутых оруденелых разрывов и отделяющихся от них многочисленных оперяющих трещин, в свою очередь нередко оперяющихся трещинами еще более высоких порядков. Основные ветви пучка сходятся вниз по падению. Кроме того, для пучков верхнего уровня типично развитие с одной их стороны или с обеих сторон второстепенных рудоносных разрывов и самостоятельных жильных тел небольшой протяженности. Они, как правило, субпараллельны основным ветвям пучка, но не соединяются с его стволом. Обычно наблюдается 2—3 узла разветвления главного нарушения и основной жилы. Для большинства месторождений нижний узел этой серии пучков может быть принят за границу среднего и верхнего уровней.

На нижнем уровне ряда близповерхностных и гипабиссальных месторождений, залегающих в верхних структурных ярусах, также устанавливается трещинный пучок, однако сходящийся вверх по восстанию (нижний трещинный пучок). Ветви пучка менее протяженны, почти не сопровождаются оперяющими сколами и в редких случаях рудоносны.

На среднем уровне наиболее выдержанным типом нарушения выступают зоны дробления.

Изменение количества и типа оперяющих трещин. Верхний уровень жильных месторождений отличается от среднего проявлением двух систем оперяющих сколов, подвергшихся минерализации, а также значительным (но не подавляющим) развитием оруденелых оперяющих отрывов. Ориентировка последних достаточно близка к одной из систем оруденелых оперяющих сколов (вторая система оперяющих сколов). Некоторые оперяющие сколы как первой, так и второй систем развиваются в достаточно протяженные разрывы, которые и выступают в роли ранее отмеченных ветвей главного нарушения.

Средний уровень месторождений определяет резко подчиненное развитие оруденелых оперяющих отрывов и сколов второй системы. Вниз по разрезу вплоть до нижнего уровня происходит непрерывное сокращение количества оперяющих трещин любого генетического типа и связанных с их проявлением



Вертикальный размах оруднения для близповерхностных месторождений - первые сотни м - 800 м. для глубинных месторождений - многие сотни м - 25 км.

Верхние урвалы, месторождения

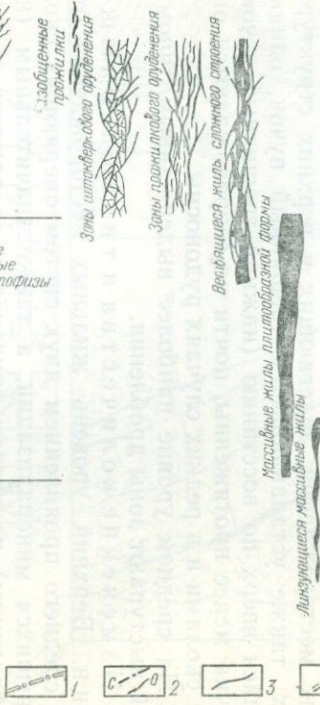
Средние урвалы, месторождения

Нижние урвалы, месторождения

Единые протяженные и мощные алофизы

Элементы зональности

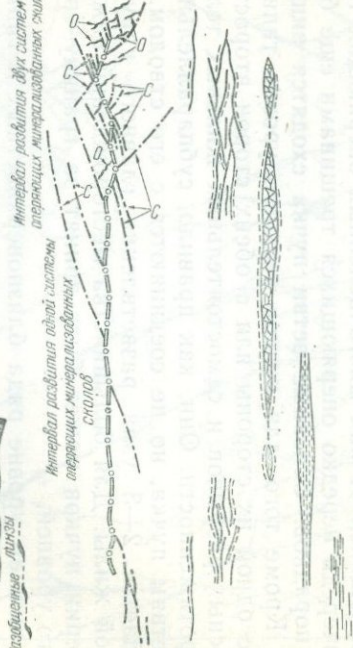
Типы жильных рудных тел



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9

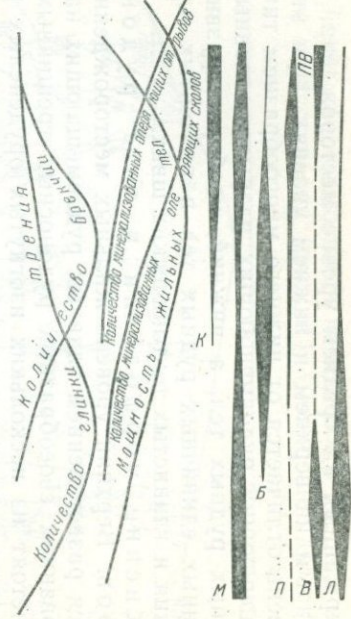
Морфология главных разрывов

Типы главных разрывов



Возрастание рали некоторых элементов разрывов и рудных тел

Изменение текстур руд



- М
- Б
- П
- В
- Л

апофиз. Лишь на нижнем уровне наблюдается некоторое увеличение оперяющих сколов первой системы, минерализованных только на перегибах. Оперяющие отрывы на этом уровне отсутствуют.

Изменение формы и типа жильных тел. Пучки рудовмещающих трещин, проявленные на верхнем уровне жильных месторождений, определяют локализацию рудных пучков. Они представлены изогнутыми жильными телами разнообразных типов, соединяющимися вниз по падению, а также сопровождающимися их самостоятельными жильными телами, развитыми по периферии пучков. Эти тела непротяженны и выклиниваются на границе верхнего и среднего уровней. Верхний уровень месторождений характеризуется одновременным развитием жильных тел большинства известных типов — массивных плитообразных и ветвящихся сложных жил, зон прожилкового, штокверкового и прожилково-вкрапленного оруденения, а также единичных линзовидных прожилков.

Средний уровень месторождений определяет преобладание массивных жил плитообразной формы и ветвящихся жил сложного строения.

На нижнем уровне жилы часто трансформируются в массивные линзовидные тела или тела прожилково-вкрапленных и вкрапленных руд, приуроченные к перегибам главных разрывов. Нередко они сопровождаются мелкими, обычно непромышленными линзами, развитыми в оперяющих сколах нижнего трещинного пучка.

Эволюция других геологических элементов с глубиной, включая и текстуры руд, отображена графиками на схеме вертикальной структурной зональности (см. рис. 51). В минеральных агрегатах верхнего уровня нередко проявлены своеобразные недезориентированные обломки вмещающей породы пластинчатой, линзовидной и клиновидной формы — псевдобрекчия, сцементированная жильными и рудными минералами. О верхнем уровне месторождений в большинстве случаев свидетельствуют также прерывистые цепочки щелевидных полостей, расположенных в центральных частях жил и прожилков.

Обычно на среднем уровне преобладает мелкообломочная

Рис. 51. Обобщенная схема вертикальной структурной зональности жильных месторождений.

1 — главное разрывное нарушение; 2 — оперяющие трещины: с — скола, о — отрыва; 3 — плоскости скольжения «сухие», без глинки трения; 4 — плоскости скольжения, сопровождающиеся тонким слоем дорудной глинки трения; 5 — системы сближенных субпараллельных плоскостей скольжения, частью «сухих», частью сопровождающихся глиной трения; 6 — зоны дробления, расположенные между плоскостями скольжения и сопровождающиеся ими; 7 — тектонические швы, выполненные слоем дорудной глинки трения мощностью от 5 до десятков сантиметров; 8 — зоны расщепления. Текстуры руд: К — коломорфная, фестончатая, шестоватая, крустификационная; М — массивная; Б — брекчиевая; П — полосчатая, ленточная, сетчатая; В — вкрапленная и пятнисто-вкрапленная; ПВ — вкрапленная и прожилково-вкрапленная; Л — линзовидная и линзовидно-пятнистая

дезориентированная брекчия. Нередко она интенсивно замещается минеральным веществом и обнаруживается в виде реликт и «теней», особенно четко наблюдаемых в кварце и других жильных минералах.

Зональность неконтрастного типа, устанавливаемая в основном на некоторых глубинных жильных месторождениях в породах нижних структурных ярусов, отличается от приводимой схемы следующими чертами: 1) умеренно или слабо выраженным пучком рудовмещающих трещин и рудных тел; 2) преобладанием плитообразных массивных жил и лишь эпизодическим развитием на верхнем уровне ветвящихся жил, штокверковых и прожилково-вкрапленных зон; 3) более умеренным развитием оперяющих трещин и апофиз; 4) проявлением на нижнем уровне глинистых тектонических швов и зон расщепления и приуроченных к ним линзообразных тел массивных, а также метасоматических прожилково-вкрапленных руд. Комплекс геологических элементов, характеризующий каждый уровень жильных месторождений, и схема вертикальной структурной зональности могут быть использованы (наряду с другими методами) для выяснения уровня эрозионного среза, а также прогнозной оценки вертикального размаха оруденения, сохранившегося от эрозии.

Особенности минерального состава руд. Если рассматривать набор минералов, установленных в рудах жильных месторождений свинца и цинка, сформировавшихся в разных структурных ярусах земной коры, то на первый взгляд каких-либо коренных различий не устанавливается. Именно так в последнее время, к сожалению поверхностно, были рассмотрены рудные формации жильных свинцово-цинковых месторождений Т. Н. Шадлун и М. Г. Добровольской [1976]. Однако, если проанализировать особенности течения процесса минерализации, особенности состава образующихся допродуктивных и продуктивных парагенетических минеральных ассоциаций и количественные соотношения слагающих минералов, то оказывается, что общим для месторождений является лишь набор основных рудных минералов продуктивных ассоциаций.

В этих ассоциациях рудные минералы почти всегда преобладают над жильными, а среди рудных преобладают минералы свинца, цинка и меди над минералами железа. В продуктивных парагенетических ассоциациях всегда присутствуют пирит, сфалерит, галенит, очень часто халькопирит, борнит, блеклые руды, довольно обычны арсенопирит, буланжерит, джемсонит, бурнонит, энаргит, аргентит и самородное серебро. Значительно реже отмечаются прустит, пираргирит, миаргирит, стефанит, айкинит, а также самородное золото. Кристаллизация рудных минералов в процессе обособления продуктивных ассоциаций происходит в определенной последовательности: вначале выделяются сульфиды железа, затем цинка, меди и свинца, блек-

лые руды, совместно с ними и галенитом или сразу вслед за ними сложные сульфосоли свинца, свинца и меди, аргентит, серебро самородное, а в конце — золото и сульфосоли серебра. Однако полный набор этих минералов в продуктивных ассоциациях конкретных месторождений устанавливается далеко не всегда.

На всех рудоносных участках жилы послепродуктивных ассоциаций имеют преимущественно кварцевый, кварц-хлоритовый, кальцитовый, иногда баритовый состав и резко обеднены рудными минералами. На месторождении Санкт-Андреасберг (Гарц) в этих жилах, кроме того, выделяются сульфосоли серебра, антимонит, реальгар и цеолиты.

Особенности развития процесса минералообразования, количество обособляющихся парагенетических ассоциаций, соотношение рудных и жильных минералов в рудах, разновидности жильных минералов, набор рудных минералов, принадлежащих к допродуктивным парагенетическим минеральным ассоциациям, частота проявления серебряных минералов и золота в агрегатах продуктивных ассоциаций, а также наиболее часто повторяющиеся температуры образования и типы околорудно измененных пород существенно отличаются от таковых для месторождений, сформировавшихся, с одной стороны, в нижних, а с другой — в верхних структурных ярусах. В табл. 3 суммирован материал, касающийся состава руд разновозрастных жильных месторождений свинца и цинка, выявленных в структурах различных континентов. Этот материал, обладающий определенными статистическими закономерностями, позволяет наметить некоторые причины, обуславливающие различия в составе руд.

Так, наиболее существенным различием руд верхних структурных ярусов являются, с одной стороны, обилие низкотемпературных жильных минералов разнообразного состава: кварца, флюорита, карбонатов кальция, железа и марганца, барита; опережающая и лишь отчасти совместная кристаллизация их с рудными минералами, а с другой — выделение основной массы минерального вещества существенно жильного вещества в начале процесса рудообразования.

В последнее время С. М. Ивасив для месторождений Садонского рудного пояса, а С. Янкович [1971] — для ряда югославских месторождений свинца и цинка установили, что кристаллизация разновозрастных минеральных агрегатов в вертикальном разрезе месторождений нередко происходит в условиях падения температур от 5 до 20 и даже 25° на каждые 100 м перепада высот. Например, при вертикальной протяженности жилы Южной (Архонское месторождение) около 500 м одинаковые минералы выделялись: в верхней части — при температуре около 200°С, а в нижней — около 350°С. По-видимому, для кристаллизации минералов более важным

Основные различия в развитии процесса минералообразования и минеральном составе руд

Особенности процесса и состава руд	Месторождения нижних структурных ярусов	Месторождения верхних структурных ярусов
Особенности хода минерализации	Обычно постепенное нарастание интенсивности минерализации и достижение максимума ее в середине процесса. В продуктивных ассоциациях выделяется более 50% объема всего минерального вещества	Часто бурное начало процесса и обособление в допродуктивных ассоциациях 60—90% объема минерального вещества; спад процесса минерализации в период выделения рудных агрегатов
Соотношение допродуктивных и продуктивных минеральных ассоциаций	1—3 — пирит- и арсенопирит-кварцевые, изредка 1 — сидеритовая ассоциация; 2—3 — существенно сульфидные	2—5 — существенно кварцевые, а также сидеритовые, карбонатные, флюоритовые, баритовые с окислами и сульфидами Fe; 1, изредка 2 — существенно сульфидные
Главные жильные минералы	Кварц, кальцит, реже сидерит, значительно реже — флюорит	Кварц, сидерит и мангансидерит, анкерит, кальцит, флюорит, барит, реже родохрозит
Состав руд и соотношение в них рудных и жильных минералов	Руды существенно сульфидные. Рудные минералы преобладают над жильными	Руды кварцевые, карбонатные, флюоритовые или баритовые. Жильные минералы преобладают над рудными
Особенности состава руд	Руды некоторых месторождений в умеренных количествах содержат минералы серебра	Руды значительной части месторождений комплексные — содержат разнообразные минералы серебра, иногда золотоносны, реже содержат олово или сурьму и ртуть
Качество руд	Обычно руды сравнительно богаты свинцом и цинком	Обычно руды с рядовыми или убогими содержаниями свинца и цинка

Особенности процесса и состава руд	Месторождения нижних структурных ярусов	Месторождения верхних структурных ярусов
Особенности состава допродуктивных ассоциаций	Среди рудных минералов сульфиды резко преобладают над окислами, последние нередко отсутствуют. Иногда устанавливаются гранаты и пироксены, турмалин, из рудных — вольфрамит, шеелит, молибденит, касситерит в незначительных концентрациях золота	Среди рудных минералов обычно проявлены окислы — гематит, магнетит; из сульфидов кроме пирита — марказит, мельниковит, иногда висмутин, висмут самородный, сульфосоли меди и висмута, халькопирит
Особенности состава продуктивных ассоциаций	Иногда присутствуют сульфиды кобальта и никеля; из жильных минералов чаще развиты кварц, кальцит, реже сидерит	Иногда присутствуют: золото самородное, электрум, теллуриды золота, разнообразные сульфосоли серебра, касситерит, станный, антимонит, реальгар и киноварь
Характерные изменения вмещающих пород	Березитизация, окварцевание, серицитизация, хлоритизация, пиритизация	Серицитизация, хлоритизация, пиритизация, окварцевание, карбонатизация, реже адуляризация, алунитизация, пропилитизация, каолиннизация
Характерные температуры рудообразования	Средняя; в период образования допродуктивных ассоциаций — изредка до высокой	Средняя и низкая; в период образования допродуктивных ассоциаций — средняя

фактором является спад внутреннего давления растворов по сравнению с падением их температуры. Вероятно, относительная открытость трещинных полостей в верхнем структурном ярусе обусловливала более быстрое и резкое падение внутреннего давления проникающих сюда растворов. В этих условиях менее вязкими и более проницаемыми (сравнительно с «металлоносными») были растворы, содержащие анионные и катионные группы  $\text{SiO}_2$ , F, Cl,  $\text{CO}_2$ , Ca, Fe. Фронт движения последних опережал фронт подъема катионных групп различных металлов. За счет существенной открытости трещинных полостей в последние поступал значительный объем растворов, раскры-

сталлизовывающихся недалеко от поверхности. Образование больших масс главным образом жильных минералов и залечивание ими трещинных полостей резко изменяли обстановку в сфере рудоотложения.

Раскристаллизация более поздних объемов растворов, содержащих ощутимые концентрации металлов, происходила в условиях, в какой-то мере уже сходных с условиями образования руд в нижних структурных ярусах, т. е. в условиях значительной закрытости трещинных полостей и, возможно, меньшей скорости продвижения растворов, при более равномерном и менее значительном спаде их внутреннего давления. Этим можно объяснить сходство минерального состава ассоциаций, образующихся в продуктивные стадии минерализации в верхних и нижних структурных ярусах.

Подобный устойчивый режим рудообразования сохранялся в зонах разрывов, рассекающих образования нижних структурных ярусов. Здесь, по-видимому, не происходило такого резкого опережающего подъема растворов, содержащих компоненты жильных минералов. Как известно, объем ранних допродуктивных ассоциаций, характеризующихся существенно пирит-кварцевым или пирит-сидерит-кварцевым составом, незначителен. Процесс минерализации, вероятно, усиливается в нижних структурных ярусах постепенно, достигая максимума в период выделения сульфидов свинца, цинка и меди. Все это способствовало тому, что на глубинных месторождениях первой группы агрегаты рудных минералов откладывались на большом вертикальном интервале.

## МИНЕРАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Устанавливаемая на многих жильных месторождениях свинца и цинка минеральная зональность выражается в смене зон одного минерального состава зонами другого. Такая зональность обнаруживается как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении. По условиям проявления наблюдаемые примеры зональности должны быть отнесены к пульсационной и зональности отложения. И та, и другая зональности характерны для месторождений, сформировавшихся как в нижних, так и в верхних структурных ярусах земной коры. Это понятно, поскольку пульсационная зональность обуславливается разновременным приоткрыванием в период минерализации древних или вновь образующихся разрывов, которые возникают в породах любых структурных ярусов.

Смена одних минеральных агрегатов другими иного возраста происходит либо в одном линейном направлении, либо от центральной части минерализованной территории во все (или почти во все) стороны к периферии. В первом случае зо-

нальность правильнее называть линейной пульсационной, во втором — концентрической пульсационной.

Проявления линейной пульсационной зональности установлены в пределах рудных районов и узлов, рудных полей и месторождений и, наконец, в отдельных рудных телах. Ряд узлов в рудном поясе Колорадо, пояс Кер Д'Ален, а также Садонский рудный пояс и некоторые другие служат примерами, где наблюдается зональное размещение жильного свинцово-цинкового оруденения. В частности, такой пример показан Т. С. Ловерингом [Lovering T. S., 1942], Т. С. Ловерингом и Е. Н. Годдардом [Lovering T. S., Goddard E. N., 1950] для северо-восточной части рудного пояса Колорадо.

Особенно четко зональность проявляется в широкой зоне Айдахо-Спрингс — Рестон, вытягивающейся на расстояние до 60 км в северо-восточном направлении от Монтезумы до Боулдера. Вблизи населенного пункта Централ-Сити, ближе к северо-восточной части зоны, в ней преобладают ранние флюоритовые жилы с пиритом, энаргитом, блеклой рудой и наложенным золотом. Юго-западнее они сменяются сначала пирит-халькопиритовыми золотonosными жилами, а затем на фланге зоны — полосой более поздних сереброносных галенит-сфалеритовых жил округов Клиэр-Крик и Монтезума. Объясняют такое размещение пространственным тяготением ранних жил к полосе поперечных разломов северо-западного простирания. Это разломы древнего заложения, прослеживаются они через округ Централ-Сити. Наиболее удаленные от них трещинные структуры округов Клиэр-Крик и Монтезума подновлялись значительно позднее и локализовали свинцово-цинковое оруденение.

Влияние крупных разломов на зональное размещение минерализации наблюдается наиболее часто. Так, например, на рассмотренном ранее Замбарак-Тары-Эканском рудном поле зональность проявилась в связи с локальными перемещениями пород в юго-восточном наиболее подвижном борту Тары-Эканского разлома (см. рис. 35). Перемещения протекали здесь вдоль древних трещин додайкового заложения. Они были выполнены агрегатами допродуктивных кварцевых ассоциаций. Лишь позднее в движения вовлекались породы северо-западного борта разлома. Здесь локализовались баритовые жилы с галенитом и сфалеритом. Но и в процессе оруденения породы юго-восточного борта разлома были мобильнее. В них последовательно сформировались рудные жилы различного состава: мангансидеритовые, баритовые и флюоритовые.

В ряде случаев линейная пульсационная зональность может быть объяснена изменением направления рудоносных потоков в связи с «закрытием», затиранием полостей в зоне одного рудоконтролирующего и рудоподводящего разлома и под-

новлением их в другом. Наиболее типичным примером может служить Чукур-Джилгинское месторождение, описанное ранее. Здесь первоначально в период кристаллизации ранних кварц-гематит-пиритовых ассоциаций роль рудоподводящих каналов выполняли Свинцовый и Кармазарский разломы северо-западного простирания. Между ними формировались зоны минерализующихся трещин (см. рис. 41). Однако позднее главный поток собственно рудоносных растворов использовал узел сочленения Кармазарского разлома и Чукур-Джилгинского сброса, расположенный в юго-западной части месторождения. В результате здесь локализовались наиболее мощные и многочисленные флюорит-галенитовые жилы. Наоборот, в направлении к Свинцовому разлому интенсивность оруденения непрерывно сокращается.

Наконец, линейная пульсационная зональность может проявиться в отдельном рудоносном нарушении. Объясняется она изменением направления движения вдоль изогнутых рудовмещающих нарушений в этап внутрирудной тектоники. Наиболее ярким примером в этом отношении служит Верхне-Згидское месторождение Садонского рудного пояса. В плоскости главного Верхне-Згидского рудоносного нарушения С. Ф. Редькиным [О путях поступления..., 1973] было изучено распределение величины отношения свинца к цинку, температур декрепитации галенитов, сфалеритов, содержание железа и кадмия в последнем минерале и серебра в галените (рис. 52).

Наиболее интересно размещение в плоскости Верхне-Згидской жилы допродуктивных агрегатов мангансидерита и магнетита, а также агрегатов сфалерита и галенита. Верхняя граница распространения мангансидерит-магнетитовых агрегатов погружается в плоскости жилы на северо-восток, начинаясь почти от современной поверхности до уровня горизонта 8 (см. рис. 52, б). Эта граница почти параллельна расположенной значительно выше поверхности подошвы экранирующего покрова андезит-дацитовых порфиритов. На юго-западном фланге жилы граница фиксируется перегибом рудовмещающего нарушения, приобретающего юго-восточное падение. В центральной части и на северо-восточном фланге смена одних минеральных агрегатов другими происходит в месте разветвления этого нарушения вверх по восстанию (см. рис. 13). Изменяется ориентировка нарушения. Если ранее оно вытягивалось на восток-северо-восток, то ветви его приобретают северо-восточное простирание. Вероятно, отложение карбонатно-магнетитовых агрегатов происходило в процессе взбросо-сдвиговых перемещений. В это время перегиб главного рудовмещающего разрыва в вертикальном разрезе и северо-восточные ветви его оказались «закрытыми» для поднимающихся растворов.

Галенит-сфалеритовые агрегаты обособились выше и ниже перегиба рудовмещающего разрыва в разрезе, а также вдоль

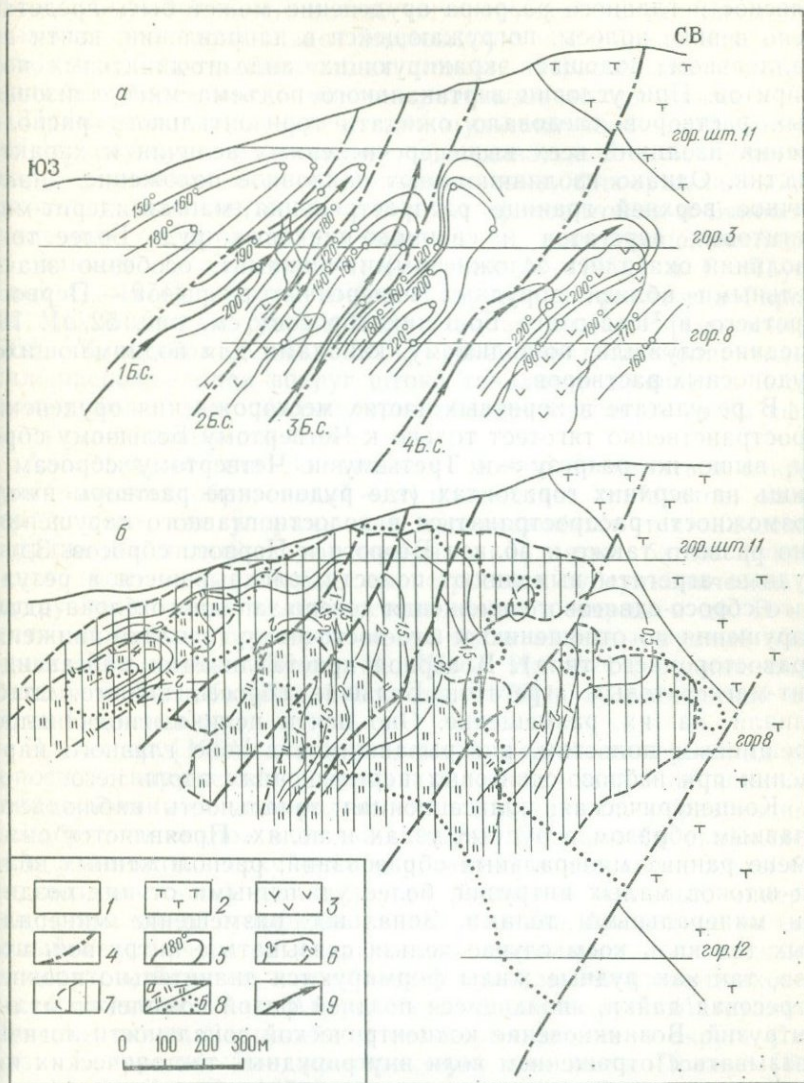


Рис. 52. Температура кристаллизации галенита (а) и зональное размещение разновозрастных минеральных ассоциаций в продольной плоскости Верхне-Згидской жилы (б). По С. Ф. Редькину.

1 — граниты; 2 — туфы кварцевых альбитофиров; 3 — штоки кварцевых альбитофиров; 4 — главные поперечные нарушения (I Б. с.—IV Б. с.—Первый—Четвертый Большие сбросы); 5 — изолинии температур кристаллизации галенита (в градусах, по данным декрепитации); 6 — изолинии одинаковых содержаний железа в сфалеритах, вес. %; 7—8 — контуры различной минерализации: 7 — ранней пирит-кварцевой, 8 — мангасидерит-магнетитовой (а), рудной полиметаллической (б); 9 — пути движения главных струй рудноносных растворов

ветвей нарушения (см. рис. 13, 14). При этом в продольной плоскости главного разрыва оруденение может быть представлено в виде полосы, погружающейся в направлении, почти параллельном подошве экранирующих андезит-дацитовых порфиритов. При условии вертикального подъема минерализованных растворов следовало ожидать горизонтального расположения изолиний всех вышеперечисленных величин и характеристик. Однако изолинии имеют наклонное положение, аналогичное верхней границе распространения мангансидерит-магнетитовых агрегатов и свинцово-цинковых руд. Более того, изолинии оказались осложненными «пиками», особенно значительными вблизи дорудных поперечных разрывов — Первого, Третьего и Четвертого Больших сбросов (см. рис. 52, а). Последние служили, по-видимому, каналами для поднимающихся рудоносных растворов.

В результате в корневых частях месторождения оруденение пространственно тяготеет только к Четвертому Большому сбросу, выше по разрезу — к Третьему и Четвертому сбросам и лишь на верхних горизонтах (где рудоносные растворы имели возможность распространяться в полости главного нарушения) оно развито также и вблизи Второго и Первого сбросов. Здесь рудные агрегаты выполняют полости, раскрывшиеся в результате сбросо-сдвигового смещения северо-западного блока вдоль нарушения по отношению к юго-восточному (в плане движение правостороннего типа). В период кристаллизации мангансидерит-магнетитовых агрегатов Большие сбросы, видимо, слабо влияли на их размещение. Оно почти целиком подчинялось трещинным полостям, раскрывавшимся в зоне главного нарушения при взбросо-сдвиговых перемещениях вдоль него.

Концентрическая пульсационная зональность наблюдается главным образом в рудных узлах и полях. Проявляется она в смене ранних минеральных образований, расположенных вблизи штоков малых интрузий, более удаленными от них поздними минеральными телами. Зональное размещение минеральных тел ни в коем случае нельзя связывать с интрузией штоков, так как рудные жилы формируются значительно позднее, пересекая дайки, являющиеся поздней фазой комплекса малых интрузий. Возникновение концентрической зональности логично связывать с отражением волн внутрирудных тектонических импульсов от штоков, выступающих в роли упоров.

На примере месторождения Уч-Очак уже было показано влияние упоров — поперечных апофиз даек на локализацию пересекающих их рудных жил. Апофизы выступали упором, противодействующим надвигающемуся на них блоку пород в период минерализации. Вероятно, и штоки энергично противодействуют деформации вмещающих их пород, особенно слоистых пород, сминающихся в складки. Это противодействие по-видимому выливается в «волну» отраженных от штоков текто-

нических напряжений, распространяющихся от них во все стороны. Эти напряжения в этап внутрирудной тектоники могли вызывать последовательное подновление или образование разрывов, все более удаленных от штоков, их раскрытие и выполнение все более поздними минеральными ассоциациями.

Примерами концентрической пульсационной зональности может служить размещение последовательно сменяющихся кварц-арсенопиритовых (с вольфрамитом), флюорит-халькопиритовых и, наконец, сидерит-галенит-сфалеритовых и наиболее удаленных от штока барит-сидеритовых жил, расположенных, по данным Г. Шперлинга [Sperling H., 1958] и Г. Лауба [Laub G., 1974], вокруг Рамбергского штока гранитов в Гарце. На Мехманинском рудном поле Малого Кавказа [Геология..., 1962; Мусейбов К. И., 1974] зона пирит-халькопиритовых жил, расположенная вокруг штока тоналитов, сменяется более удаленными от него халькопирит-сфалеритовыми, а затем сфалерит-галенитовыми жилами.

Аналогичный тип зональности может проявляться вокруг вулканических образований — вулканических аппаратов, кальдер и жерл, где упорами для проявляющихся тектонических напряжений являются горстообразно поднятые блоки фундамента, наиболее сложные по строению субвулканические и экструзивные тела, вулканические некки и жерлы и др. В качестве подобных примеров могут быть названы рудный узел Банска-Штьявница [Бёмер М., Штол И., 1971], рудные поля Китами и Акенобе [Икэда Сюсаку, 1970] в вулканической области Японии и др.

Э. Уиссер [1964] подметил, что в плоскости некоторых рудоносных нарушений центральные части залечены ранними допродуктивными минеральными ассоциациями, образующими своеобразное «ядро» в жильных телах. Оно как бы окаймляется с флангов и сверху чехлом развитых в плоскости жилы более поздних сульфидов и других рудных и жильных минералов, в том числе сульфидов свинца и цинка. Последние на еще большем удалении от «ядра» жилы сменяются послерудными флюоритом, баритом и карбонатами (жилы свинцово-цинковых месторождений Санкт-Андреасберг, жилы округа Матеуала в Мексике, жила Саннисайд и некоторые другие в округе Сан-Хуан, Колорадо). Это же характерно для жилы Примус [Pilger A., Stadler G., 1971], расположенной в Рейнских сланцевых горах, и жилы Клемент месторождения Богутин, вскрытой до глубины более 1200 м от современной поверхности [Piša M., 1966].

Подобная зональность, которая может быть названа «чехловой», объясняется ростом флангов рудоносных нарушений и приоткрыванием их после того, как центральные части разрывов прочно залечиваются ранними минеральными агрегатами. Чаще такая зональность ясно проявляется на верхних горизон-

тах или каком-либо одном фланге жилы и затушевана на другом. Это связано с энергичным ростом разрыва в одном направлении, преимущественно верхней или одной фланговой частью. Таково зональное размещение минеральных агрегатов в плоскости жил месторождения Зихан в Тасмании, Бая-Маре, Пояна-Рускэ и других месторождений Румынии, в жиле Амелест рудного округа Крид (штат Колорадо), в жилах Спиридоновской и Дмитриевской на Мехманинском месторождении (Малый Кавказ), в ряде жильных тел Береговского и Беганьского месторождений в Прикарпатье, на Даутском месторождении в Эльбрусском рудном поле Северного Кавказа и др.

Для многих жил и зон прожилково-вкрапленных руд месторождений свинца и цинка установлено проявление зональности отложения. Как и для месторождений других металлов, она обусловлена изменением физико-химических условий рудоотложения на различных вертикальных уровнях трещинных полостей. Наиболее контрастно, в вертикальном интервале нескольких сотен метров, зональность отложения наблюдается в жилах близповерхностных и гипабиссальных месторождений, сформировавшихся в образованиях верхних структурных ярусов.

Для рудных тел этих месторождений, начиная от их самых верхних частей до границ средних, а иногда и нижних уровней, выявляется постепенное сокращение (а нередко и исчезновение) с глубиной гематита, магнетита, ряда жильных минералов — барита, родохрозита, кальцита, некоторых рудных минералов — блеклых руд, прустита, пираргирита и др. более сложных по составу сульфосолей меди, свинца и серебра, а также самородного серебра и аргентита, золота, антимонита, реальгара и клейофана. Сидерит и мангансидерит максимально развиты в средних частях жил и прожилково-вкрапленных зон и убывают в них вверх по восстанию и вниз по падению (рис. 53). Приведенная картина вертикальной зональности отложения является обобщенной. На конкретных месторождениях она проявляется в изменении с глубиной количества только некоторых минералов из приведенного большого списка. Например, на месторождениях верхнего структурного яруса в Рейнских сланцевых горах зональность отложения проявлена очень контрастно. По данным А. Пилгера и Г. Стадлера [Pilger A., Stadler G., 1971], некоторые жилы, выходящие на современную поверхность, сложены почти нацело баритом. Однако при разведке их глубоких горизонтов выяснилось, что они переходят сначала в барит-галенитовые и барит-галенит-сфалеритовые, а затем на еще более низких уровнях — в сульфидные галенит-сфалеритовые рудные тела.

С глубиной в рудных телах жильных свинцово-цинковых месторождений возрастает количество кварца и арсенопирита, иногда также пирита; на средних уровнях (в ряде случаев с

начала нижних уровней) появляется пирротин, количество которого увеличивается вниз по разрезу. Наиболее четко увеличение количества упомянутых минералов с глубиной наблюдается в рудных телах, залегающих в породах нижних структурных ярусов. Особенно это касается пирротина. Кроме того, для жил последних месторождений с глубиной достаточно четко наблюдается сокращение общего объема рудных мине-

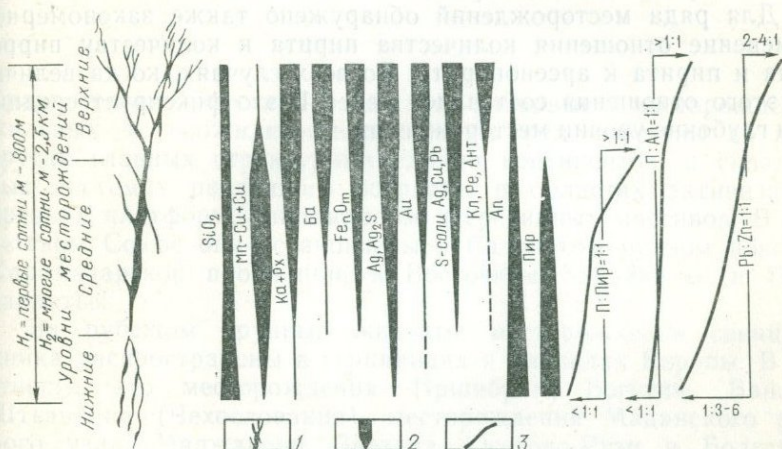


Рис. 53. Обобщенная схема минеральной зональности отложения.

$N_1$  и  $N_2$  — вертикальный размах оруденения на месторождениях, сформировавшихся в верхних и нижних структурных ярусах земной коры;  $SiO_2$  — кварц;  $Mn-Cu$  — мангансидерит;  $Cu$  — сидерит;  $Ka$  и  $Pb$  — кальцит, анкерит, доломит и родохрозит;  $Ba$  — барит;  $Fe_n O_m$  — рудные минералы — окислы железа;  $Ag$  — серебро самородное;  $Ag_2S$  — арсентит;  $Au$  — золото;  $S$ -соли  $Ag, Cu, Pb$  — сульфосоли серебра, меди, свинца;  $Кл$  — клейофан;  $Ре$  — реальгар;  $Ант$  — антимонит;  $Ап$  — арсенипирит;  $Пир$  — пирротин;  $П$  — пирит. 1 — форма жильного тела в разрезе; 2 — диаграммы изменения количества минерала с глубиной (ширина полосы пропорциональна количеству минерала, характерного для данного уровня); 3 — кривые, показывающие изменения с глубиной соотношения пирита, пирротина, арсенипирита, свинца и цинка

ралов и соответственное увеличение количества кварца (см. рис. 53). В настоящее время установлено, что «корни» рудных тел жильных свинцово-цинковых месторождений представлены линзами, линзообразными или четковидными жилами кварца, почти не содержащими рудных минералов. В частности, такие минеральные образования выявлены на глубине более 1 км от современной поверхности в рудниках Клаусталь и Санкт-Андреасберг, на глубине 1,5—2 км в некоторых жилах рудного пояса Кер Д'Ален, рудного узла Пршибрам, а на глубине 800—900 м — в некоторых жилах рудного поля Пачука — Реаль-дель-Монте [The Pachuca-Real..., 1970]. Автором корни рудных жил установлены на Фаснальском, Бачитском и Тары-Эканском рудоносных участках.

С глубиной для жил месторождений первой и второй групп отмечается изменение некоторых геологических характеристик.

Так, существенно изменяется величина отношения свинца к цинку. Как правило, в самых верхних частях рудных тел отношение  $Pb:Zn$  изменяется от 2:1 до 4:1. Вблизи границы верхних и средних горизонтов эта величина приближается к 1:1, а с глубиной падает до 1:3—1:6 и даже менее. Очевидно, для месторождений, сформировавшихся в верхних структурных ярусах, отношение свинца к цинку изменяется быстро, на коротком вертикальном интервале.

Для ряда месторождений обнаружено также закономерное изменение отношения количества пирита к количеству пирротина и пирита к арсенипириту. Во всех случаях, когда величина этого отношения составляет менее 1, это фиксирует средние или глубокие уровни месторождений.

## СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ КРУПНЫХ ЖИЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

---

Сравнительно крупные свинцово-цинковые месторождения жильных и прожилково-вкрапленных руд известны во всех ярусах главных структурных единиц континентов: в складчатых системах различного возраста, в областях активизации древних платформ, эпиплатформ и срединных массивов. В Советском Союзе они установлены в Садонском рудном поясе и Кармазарской провинции, в Восточном Забайкалье и Прикарпатье.

За рубежом крупные жильные месторождения свинца и цинка распространены в герцинидах и альпидах Европы. В частности, это месторождения Пршибрам, Богутин, Банска-Штьявница (Чехословакия), месторождения Маданского рудного узла, Маджарово, Звезда, Осогово-Руэн в Болгарии, Сребреница, Боровица, Злетово и др. в Югославии, Хемниц в Венгрии, Райбл, Монтевеккио, Ингуртоза, Дженнамаре, Инглезиас и др. в Италии, Клаусталь, Санкт-Андреасберг, Аугусте-Виктория, Линторф-Зельбек и др. в ФРГ, Понтпэн во Франции, Гринсайд в Англии, а также отдельные месторождения Испании.

В образованиях Африканской платформы размещаются значительные жильные свинцово-цинковые месторождения Мпанда и Кипуши, в мезозоидах Азии — крупное месторождение прожилково-вкрапленных руд Боудвин (Бирма), в альпийских вулканогенных поясах Японии — Хосокура, Тоёха, Акенобе и др. Известно несколько значительных месторождений жильного типа в Австралии и Тасмании, в частности Зихан (см. рис. 44).

Достаточно многочисленны крупные месторождения рассматриваемого типа в Северной Америке. Это Кено-Хилл — Галина-Хилл, Нигаду, Рамблер и некоторые месторождения рудной провинции Селуин-Маккензи в Канаде, Розиклэр, Мейфлауэр, Онтарио в центральных штатах США, Граунд-Хог, Лаки-Билль, Айвенго в южных штатах США, Фортуна, Саннисайд, Кемп-Берд, Аметист, Бульдог-Маунтин и некоторые месторождения округов Клиэр-Крик и Монтезума в штате Колорадо, наконец, Морнинг-Стар, Лаки-Фрейди, Пейдж, Банкер-Хилл, Саншайн в рудном поясе Кер Д'Ален. В Мексике хо-

рошо известны крупные жильные месторождения золото- и серебросодержащих свинцово-цинковых руд Пачука — Реальдель-Монте, Фриско, Санта-Барбара, Парраль, Фреснильо, Кантера. В Высоких Андах расположены жильные месторождения крупного масштаба Касапалка и Сан-Кристобаль (Перу). Известны отдельные значительные месторождения свинцово-цинковых руд жильного типа в Бразилии (Вазанти, см. рис. 48).

Сравнительный анализ геологических и структурных особенностей этих месторождений свидетельствует, что большинство их приурочено к однотипным нарушениям — протяженным и мощным зонам дробления, заключенным между четкими тектоническими поверхностями, отделяющими их висячие и лежащие бока от ненарушенной породы. Очень редко месторождения локализируются в сериях сравнительно маломощных (несколько метров), но протяженных, вытягивающихся на 1,5—2 км зонах дробления, как правило, непрерывно сопровождающихся оруденением. Рудоносные нарушения описанных типов проявлены как в нижних, так и в верхних структурных ярусах.

Крупные месторождения от рудоносных участков среднего и мелкого масштабов, размещающихся в пределах одного и того же рудного пояса или узла, отличаются также длительная история развития рудовмещающих разрывов, глубина формирования, локализация в наиболее хрупких разностях пород под сравнительно мощными надрудными экранирующими толщами, устойчивый минеральный состав руд, слабо изменяющийся на большом вертикальном интервале, а также другие особенности. Как правило, совпадение в пространстве и во времени перечисленных факторов, благоприятствующих проявлению жильного оруденения в крупном масштабе, отмечается лишь на отдельных участках рудных районов и узлов. Такое совпадение является скорее исключением, чем правилом. В результате в рудных районах и узлах закономерно обнаруживается только одно, реже несколько крупных жильных месторождений свинца и цинка. Отмеченными выше особенностями предопределяется также сходство геологических черт и структуры крупных месторождений, образовавшихся в самых различных ярусах главных структурных единиц земной коры.

Крупные жильные месторождения свинца и цинка, сформировавшиеся в верхних структурных ярусах, отличаются от месторождений, образовавшихся в нижних ярусах, геологической позицией, в меньшей степени — проявлением структурной зональности и вертикальным размахом оруденения, который все-таки обычно меньше на месторождениях второй группы.

Месторождения, сформировавшиеся в образованиях нижних структурных ярусов, преимущественно размещаются в пределах их приподнятых блоков — в антиклиналях, горст-антиклиналях и горстообразно поднятых тектонических блоках. Наоборот, в верхних структурных ярусах аналогичные по масштабу

оруденения рудоносные участки месторождений локализуются не только в приподнятых участках, но часто в синклиналях, прогибах, грабенах, причем в их частях, осложненных мелкими складчатыми формами или тектоническими блоками меньшего порядка. Из общего числа учтенных крупных месторождений более чем 2/3 сформировались в образованиях нижних структурных ярусов. Локализации их здесь способствует, по-видимому, глубинная геологическая обстановка, а также более часто проявляющееся пространственное сочетание структурных, литологических, магматических и минералогических факторов, способствующих проявлению оруденения в крупном масштабе.

### СТРУКТУРНЫЕ ФАКТОРЫ ОРУДЕНЕНИЯ

Рудоносные разломы и зоны дробления, вмещающие оруденные крупные месторождения, отличаются значительной протяженностью. Они вытягиваются непрерывно на расстояние нескольких километров, а в ряде случаев, например в Маданском рудном узле (Болгария), рудном узле Монтевекио (Сардиния), на рудном поле Пачука (Мексика) и др. они прослеживаются на расстояние до 10—20 км. Правда, в этом случае рудоносный разлом является оруденелым только в отдельных участках, чаще — на перегибах, наиболее приоткрытых в период минерализации. Нарушения отличаются значительной мощностью, изменяющейся от нескольких до десятков метров, например на месторождении Кантера — до 40 м [Stone J. G., 1956]. Ориентировка рудоносных разломов подчиняется генеральному направлению рудовмещающей системы трещин, характерному для данного рудного района или узла. Если учесть глубоко вскрытые горными выработками месторождения и при этом реконструировать их эродированную часть, то можно утверждать, что вертикальный размах оруденения почти всегда превышает 1 км. Обычно он несколько меньше на месторождениях, сформировавшихся в верхних структурных ярусах, а в нижних максимально может достигать 2,5 км, иногда и более. Например, такой размах оруденения может быть принят для месторождений Банкер-Хилл и Саншайн в районе Кер Д'Ален [Хоббс С. У., Фриклунд В. С., 1972], месторождений Пршибрам и Богутин [Kutina J., 1965; Piša M., 1966], возможно, Кипуши в Заире [Intiomale M. M., Oosterbosch R., 1974] и некоторых других.

Рудоносные разломы крупных месторождений отличаются также значительные суммарные амплитуды перемещений пород. Обычно они измеряются многими десятками — сотнями метров (месторождения Сребреница, Райбл, Клаусталь, Мпанда, Контамин, Граунд-Хог, Маджарово, Мейфлауэр, Аметист, ряд месторождений Советского Союза и других стран). Одной

из главных особенностей, определяющих возможность локализации крупных скоплений руд в протяженных зонах дробления, является постоянство или незначительная изменчивость в разрезе их внутреннего строения. Оно сохраняется при проникновении разломов из одних пород в другие, правда, со сходными прочностными свойствами. Разломы во многих случаях проникают из пород нижних структурных ярусов в породы верхних. Напомним, что еще В. М. Крейтер [1956] отмечал, что «... крупные разрывные нарушения менее чувствительны к изменению глубин». Во всем наблюдаемом вертикальном диапазоне, измеряемом 1—3 км, зоны нарушений представлены непрерывной полосой брекчии, пересеченной продольными и соединяющими их диагональными плоскостями скольжения дорудного заложения. Эти плоскости почти никогда не проникают за пределы главных тектонических поверхностей, ограничивающих полосу брекчии и в целом зону нарушения с висячего и лежащего боков. Последние прослеживаются непрерывно на всем протяжении нарушения и, таким образом, представляют собой его ведущий тектонический элемент. Минеральные агрегаты цементируют, как правило, всю полосу брекчии, частично замещая ее. В других случаях они залечивают часть брекчированной зоны, примыкающую обычно к главной тектонической поверхности. Мощность рудных тел при этом может достигать многих метров и даже 10—30 м в раздувах (рис. 54). При очень большой мощности зоны дробления (десятки и многие десятки метров и более) рудные тела приурочиваются к продольным и диагональным плоскостям скольжения, рассекающим брекчированную породу. В этом случае в рудоносном разломе устанавливается серия субпараллельных рудных тел, мощность каждого из них один — несколько метров.

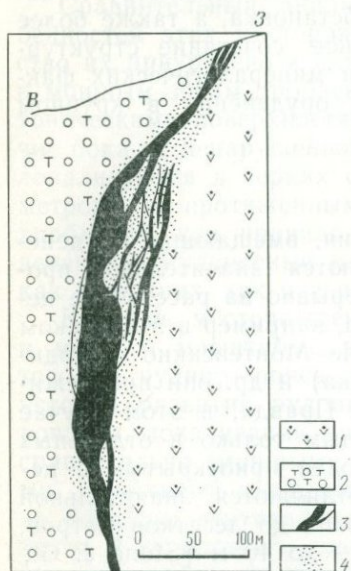


Рис. 54. Разрез через центральную часть месторождения Бодувин. По А. М. Бэтману.  
1 — риолиты; 2 — туфопесчаники; 3 — тела прожилковых и прожилково-вкрапленных руд; 4 — вкрапленные руды

Рудные тела преимущественно представлены массивными жилами плитообразной формы (см. рис. 6), реже ветвящимися жилами сложного строения, а при значительном развитии метасоматических процессов — зонами прожилково-вкрапленного и даже вкрапленного оруденения большой мощности (см. рис. 39, 54). Морфология и внутреннее строение зон рудонос-

ных ярусов в породы верхних. Напомним, что еще В. М. Крейтер [1956] отмечал, что «... крупные разрывные нарушения менее чувствительны к изменению глубин». Во всем наблюдаемом вертикальном диапазоне, измеряемом 1—3 км, зоны нарушений представлены непрерывной полосой брекчии, пересеченной продольными и соединяющими их диагональными плоскостями скольжения дорудного заложения. Эти плоскости почти никогда не проникают за пределы главных тектонических поверхностей, ограничивающих полосу брекчии и в целом зону нарушения с висячего и лежащего боков. Последние прослеживаются непрерывно на всем протяжении нарушения и, таким образом, представляют собой его ведущий тектонический элемент. Минеральные агрегаты цементируют, как правило, всю полосу брекчии, частично замещая ее. В других случаях они залечивают часть брекчированной зоны, примыкающую обычно к главной тектонической поверхности. Мощность рудных тел при этом может достигать многих метров и даже 10—30 м в раздувах (рис. 54). При очень большой мощности зоны дробления (десятки и многие десятки метров и более) рудные тела приурочиваются к продольным и диагональным плоскостям скольжения, рассекающим брекчированную породу. В этом случае в рудоносном разломе устанавливается серия субпараллельных рудных тел, мощность каждого из них один — несколько метров.

ных разломов и заключенных в них рудных тел нередко с удивительным постоянством сохраняются от верхних до глубоких горизонтов месторождений. Лишь на самых верхних и нижних уровнях некоторых крупных месторождений удается наблюдать проявление вертикальной структурной зональности, в том числе разветвленность и смену жил по восстанию зонами прожилкового или штокверкового оруденения, а с глубиной — линзообразными жильными телами, иногда располагающимися кулисообразно в нижнем пучке разветвления (см. рис. 51).

Значительное влияние на масштаб оруденения имеет, по-видимому, длительная история формирования рудовмещающих нарушений, характерная для крупных месторождений. Для многих таких месторождений в Европе удается установить древнее заложение рудовмещающих нарушений — до- или одновременно с внедрением штоков гранитоидов, а также различных пересекающих их даек — кварцевых диоритовых и гранодиоритовых порфириров, кварцевых и фельзитовых порфириров и сиенитовых порфириров, лампрофириров, диоритовых и диабазовых порфириров. Эта особенность была подмечена К. Бруска, Г. Дессау [Brusca C., Dessau G., 1968] для рудного поля Инглезиас, И. Сальвадори, П. Цуффарди [Salvadori I., Zuffardi P., 1965] на рудном поле Монтевекио, а также Л. Бриго, Д. Оменетто [Brigo L., Omenetto D., 1976] на месторождении Райбл. По данным Ф. Бушендорфа и др. [Geologie..., 1971], Г. Лауба [Laub G., 1974], подобными чертами обладают месторождения Клаусталь и Санкт-Андреасберг, а также Гринсайд [Gough D., 1965] и месторождения Маданского рудного узла [Р. Д. Доков, 1964].

В ряде случаев рудоносные разломы закладываются еще ранее в период накопления различных вулканитов. Аналогичное древнее заложение устанавливается для разломов, вмещающих главные рудные тела жильного типа, на месторождениях Северной Америки, например в рудных округах и полях Клиэр-Крик [Lovering T. S., Goddard E. N., 1950], Граунд-Хог [Ласки С. Н., Хогланд А., 1953] и др.

На участках месторождений, развившихся в верхних структурных ярусах (рудные округа Крид и Сан-Хуан, месторождения Пачука, Фриско, Санта-Барбара, Касапалка и др. в Америке), на месторождении Хосокура в Японии рудоносные разломы закладывались в период накопления вулканитов, образования вулканических аппаратов и внедрения сопровождающих их субвулканических, жерловых тел и даек.

Обычно в зонах нарушений фиксируются разные по составу магматические образования, свидетельствующие о многократном и периодически повторяющемся подновлении разрывов (см. рис. 4, 13). При этом максимальные перемещения вдоль них происходят в этап магматической деятельности. В начале его амплитуды движений составляют сотни и первые сотни мет-

ров, а в период внедрения даек и дорудный этап развития снижаются до десятков метров. Внутривудные движения составляют метры, максимально, по-видимому, достигают 20 м. Таким образом, интенсивность движений по рудоносным разломам непрерывно ослабевает от момента их заложения до периода минерализации. Спад тектонической активности скорее всего объясняется, с одной стороны, залечиванием зон рудоносных разломов последовательно внедряющимися магматическими телами, а с другой — общим ослаблением тектонических напряжений к концу формирования складчатых систем или тектоно-магматической активизации.

Очевидно, рудовмещающие разрывы крупных месторождений сравнительно проницаемы и глубоко проникают в земную кору. В результате длительной тектонической подготовки верхних частей разрывов в вертикальном интервале от многих сотен метров до 2,5—3 км здесь постепенно развиваются трещинные полости. Нижние части разломов приобретают роль каналов сначала в период подъема магмы, а затем и растворов, отделяющихся от глубинных очагов [Бетехтин А. Г., 1953]. Верхние части разломов в это время служат рудовмещающей структурой. Это подтверждается также тем, что ряд рудоносных разломов не обнаруживает пространственной связи с региональными рудоконтролирующими нарушениями. Последние играют роль главных каналов, выводящих растворы в верхнюю часть земной коры, в то время как сочленяющиеся с ними разрывы служат элементами, распределяющими эти растворы в пределах рудоносных участков, или элементами, подвергающимися оруденению. Совмещение рудоносными разломами рудоконтролирующей, рудоподводящей и рудовмещающей ролей, также способствует интенсивному оруденению этих нарушений.

Месторождение Монтебеккио, расположенное в герцинидах Сардинии, может служить интересной иллюстрацией этой особенности крупных рудоносных участков. Оруденение здесь приурочено к зоне разлома, развитой среди песчаников и глинистых сланцев силура. Разлом протягивается по азимуту  $60^\circ$  на расстояние около 9 км и в северо-восточном направлении исчезает под перекрывающими его известняками эоцена. Разлом падает на северо-запад под углами  $60-70^\circ$ . Мощность его составляет 10—30 м. На обоих флангах разлом расщепляется на серию ветвей, развивающихся только в его лежащем, скорее всего более подвижному боку. Эти ветви на западном фланге разлома имеют северо-восточное, а на восточном — субширотное простирание и, по-видимому, представляют собой оперяющие сколы первой и второй систем, наподобие рудоносных «перьев» Садонского разлома.

Аналогично Садонскому месторождению промышленное оруденение локализовано как в зоне нарушения, так и во многих оперяющих сколах. В частности, в зоне разлома разраба-

тываются почти непрерывно прослеживающиеся (с запада на восток) главные жилы Брассей, Телле, Санна и Пиккалинна, в оперяющих сколах западного фланга — Перданидда, в «перьях» восточного фланга — серия жил Сан-Антонио. На глубоких горизонтах жилы Сан-Антонио развиты вдоль контактов висячего и лежащего боков мощной дайки порфиритов, не выходящей на дневную поверхность. Это свидетельствует о глубоком проникновении разлома в земную кору.

Жилы, расположенные в основной зоне разлома и в оперяющих сколах, разветвляются вверх по восстанию. Например, жила Телле образует пучок общей мощностью от 40 до 80 м, состоящий из 4—7 жил. При этом мощность главной жилы, размещающейся непосредственно в зоне разлома, достигает нескольких метров, а боковых, соединяющихся с ней жил, — 1—2 м. Мощность менее разветвленных жил больше, обычно 8—15 м (например, жилы Пиккалинна — 12 м в среднем до глубины 500 м). Общий вертикальный размах оруденения 700—900 м.

В западном направлении жила Брассей (основная зона разлома) сначала сменяется разобщенными рудными линзами, а затем прожилками, которые, наконец, также исчезают. Вместе с тем слабо минерализованная зона дробления продолжается далее, отклоняясь в плане к юго-юго-западу [Jensen M. K., Dessau G., 1966]. Этот неоруденелый интервал устанавливается на протяжении нескольких километров, а затем довольно быстро затухает. В западном направлении жила Перданидда, развитая в оперяющем сколе и прослеживающаяся почти параллельно жиле Брассей, ограничивается поперечным субмеридиональным нарушением.

На восточном фланге разлома также установлено его естественное затухание, особенно резко мощность разлома падает при проникновении в некоторые разности пластичных аргиллитов. Этим в основном и объясняется выклинивание оруденения на восточных флангах жил Пиккалинна и Сан-Антонио. Резко сокращается и вертикальный размах оруденения, например в жиле Пиккалинна, на ее восточном фланге, размах оруденения всего 100 м.

Таким образом, рудоносный разлом Монтевекио не обнаруживает сочленения с какими-либо крупными нарушениями и, естественно, затухает на флангах. Вместе с тем зона разлома глубоко проникала в земную кору — она была доступна для поступающей из глубины магмы (локализация даек порфиритов) и рудоносного раствора (развитие рудных жил вплоть до глубины 900 м, начиная от современной поверхности, без учета эрозии).

Главной особенностью длительной тектонической подготовки участков крупных месторождений является периодическое и наиболее интенсивное подновление одного и того же наруше-

ния. Это приводит к подавлению других систем разрывов, в частности поперечных дорудных ограничителей и сместителей. Последние устанавливаются, как правило, на сравнительно ограниченном числе крупных месторождений. Так, они были обнаружены на некоторых свинцово-цинковых месторождениях Северного Кавказа и Прикарпатья, а за рубежом — на месторождениях Касапалка (Перу), Кантера и Пачука — Реаль-дель-Монте в Мексике, на месторождениях Санкт-Андреасберг в Гарце и Боудвин в Бирме и на некоторых других. На большинстве других крупных месторождений дорудные ограничители, т. е. разрывы, заложившиеся раньше рудовмещающей системы нарушений, не установлены. В результате промышленное оруденение почти без перерывов следует вдоль протяженных зон разломов, обуславливая четкую линейность участков крупных жильных месторождений свинца и цинка. При этом в нижних структурных ярусах земной коры формируются прямолинейные рудоносные разломы, унаследующие одно направление древних трещин, а в верхних — нередко резко перегибающиеся нарушения, использующие при развитии два и три направления разрывов древнего заложения. Иногда это пересекающиеся разломы двух главных направлений.

Подобная сложная морфология рудоносных разломов объясняется тем, что породы верхних структурных ярусов в большей степени (сравнительно с нижними ярусами) нарушены трещинами различных направлений. При возобновлении деформаций и формировании какой-либо сосредоточенной зоны разлома в верхнем ярусе, в полосе пород, вовлекающихся в движение, оказываются трещины, одни из которых достаточно строго совпадают с ориентировкой развивающегося разлома, а другие отклоняются от него на  $10-20^\circ$  и более в плане (повидимому, меньше отклоняются в разрезе). Такие косо ориентированные друг к другу трещины постепенно объединяются в зону разлома, которая приобретает ряд перегибов.

В случае преимущественного проявления сдвиговых перемещений и развития при этом разломов двух систем (т. е. двух направлений, близких к взаимно поперечным, например на рудном поле Пачука — Реаль-дель-Монте) формируются пересекающиеся разломы. В менее трещиноватых породах нижних структурных ярусов нарастающие тектонические напряжения концентрируются, по-видимому, вдоль одного более четко проявленного разрыва, который в дальнейшем и «разрастается» своими флангами (при разрядке напряжений), продолжая свое направление, а также вверх и вниз, преобразуясь в конечном счете в сравнительно прямолинейный и протяженный разлом.

При этом неоднородность вмещающей среды в очень малой степени влияет на морфологию нарушения. Иллюстрацией этого служит рудоносный Садонский разлом, который в процессе развития проник из палеозойских гранитов нижнего

структурного яруса (фундамента) в перекрывающие их нижнеюрские конгломераты и вулканиты различного состава. Морфология и внутреннее строение разлома при этом заметно не изменились. Таким образом, рудоносные разломы в образованиях нижних структурных ярусов являются даже более «сквозными» разрывными нарушениями по сравнению с подобными разрывами верхних структурных ярусов. Возможно, что и «сквозной» характер разломов способствует проявлению в них оруденения на большом вертикальном интервале.

Незначительное проявление или даже полное отсутствие поперечных дорудных разрывов на участках крупных жильных месторождений и одновременно высокая проницаемость зон рудоносных разломов сравнительно с другими частями участков приводят к тому, что подавляющая масса руд обособляется в одном или нескольких главных нарушениях. Размещающееся таким образом оруденение крупного масштаба целесообразно рассматривать в качестве оруденения сосредоточенного типа. В отличие от него оруденение, локализующееся в многочисленных, но непротяженных и нередко различно ориентированных трещинах, расположенных на отдельных участках сравнительно обширных площадей, на значительном расстоянии друг от друга, следует относить к оруденению рассредоточенного типа. На рудоносных участках с подобным типом оруденения заложение и развитие непротяженных рудовмещающих разрывов протекают на протяжении более короткого отрезка времени. На некоторых месторождениях рудовмещающие разрывы вообще формируются непосредственно перед процессом минерализации. В качестве примера можно привести детально проанализированные ранее Чукур-Джилгинское и Холстинское месторождения.

На этих и других рудоносных участках, аналогичных по внутреннему строению, одними из первых закладывались и энергично развивались поперечные нарушения, выступавшие в роли дорудных сместителей рудовмещающих еще неминерализованных трещин и ограничителей рудных тел. Перечисленные особенности, а также малые амплитуды внутрирудных движений, вызвавшие слабое приоткрывание трещинных полостей в период минерализации, причем на небольшом интервале, обуславливали формирование маломощных жил незначительной протяженности, рассредоточенных на сравнительно обширной территории. Рудоносные участки при этом приобретали изометричное и близкое к этому очертание.

Рассмотренное оруденение рассредоточенного типа характеризует преимущественно месторождения с небольшим масштабом оруденения. Выявление типа сосредоточенности оруденения способствует дополнительной прогнозной оценке масштабов оруденения на рудоносном участке.

## ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКТОР ОРУДЕНЕНИЯ

По мнению большинства геологов [Овчинников Л. Н., 1968; Жариков В. А., 1968; и др.], различные породы могут быть благоприятны для отложения в них руд в связи с их избирательным дроблением и возникновением полостей, цементирующихся рудами выполнения, а также вследствие способности определенных разностей пород к обменным реакциям с компонентами рудоносных растворов. Это ведет к образованию скоплений метасоматических руд. Подобные породы можно называть реакционноспособными.

На жильных свинцово-цинковых месторождениях преобладающая масса минерального вещества обычно кристаллизуется в результате выполнения трещинных полостей. Вместе с тем известно несколько месторождений с рудными телами типичной жильной формы, образовавшимися метасоматическим путем. Это месторождения Райбл и Брусимпиано в Итальянских Альпах, Инглезиас в Сардинии, Кугитанг в Средней Азии и др.

Крупные жильные месторождения свинца и цинка размещаются в различных породах. Однако среди последних явно преобладают разности, предел прочности которых на скальвание превышает  $450\text{--}500 \text{ кгс/см}^2$  (филлитовидные сланцы, филлиты, песчаники, кристаллические сланцы), а для многих составляет  $600\text{--}1000 \text{ кгс/см}^2$  и более (гранитоидные породы, гнейсы, кварциты, лавы различного состава, лаво- и туфобрекчии, изредка туфы). Необходимым условием для формирования рудоносных разломов и сохранения в их зонах протяженных трещинных полостей в период оруденения является, по-видимому, способность пород к хрупким деформациям. Четко проявленные зоны дробления, проникая в сравнительно пластичные породы (углисто-глинистые, слюдисто-глинистые и слюдистые и известняковые сланцы, аргиллиты, алевролиты и некоторые другие), трансформируются в них в притертые плоскости скольжения и тектонические швы, выполненные глиной трения. В глубинных условиях подобными пластичными породами могут выступать некоторые кристаллические сланцы. Например, на канадском месторождении Кено-Хилл — Галина-Хилл зоны дробления, проявленные в хрупких кварцитах, сменяются притертыми плоскостями скольжения в мощных пачках кристаллических сланцев. В результате образующиеся в одних породах трещинные полости легко смыкаются по восставанию или в плане, проникая в другую породу, ведущую себя в данных условиях пластично; в ряде случаев разрывы вообще могут затухнуть в пластичных породах. Соответственно в подобных геологических обстановках не создается условий для отложения руд в крупном масштабе.

В связи с тем, что хрупкость пород существенно возрастает при метаморфизме [Гзовский М. В., 1975], рудоносные разло-

мы и связанные с ними крупные скопления руд избирательно приурочиваются к тем частям разреза рудных районов и узлов, в которых преобладают существенно метаморфизованные обломочные и некоторые терригенные породы, гнейсы, некоторые разновидности кристаллических сланцев, образовавшихся в результате метаморфизма андезитов, дацитов, иногда лав кислого состава и пирокластов этих лав. Месторождения избирательно приурочиваются к участкам рудных районов и узлов, в которых широко развиваются гранитоидные массивы, размещающиеся среди сравнительно пластичных слоистых пород различного состава и происхождения. Подобный тип разрезов чаще наблюдается в образованиях нижних структурных ярусов, где широко распространены различные метаморфические породы, крупные гранитоидные массивы и отмечается общее возрастание метаморфизма с глубиной.

Очевидно, литологический контроль в локализации крупных жильных скоплений руд заключается в избирательном образовании в наиболее хрупкой части разреза пород трещинных полостей, раскрывающихся на большом (многие сотни метров — первые километры) вертикальном интервале и сохраняющихся в период минерализации.

## МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ ФАКТОР РУДООБРАЗОВАНИЯ

Для крупных месторождений сохраняется состав допродуктивных и продуктивных парагенетических минеральных ассоциаций, характерных для руд месторождений первой и второй групп. Сохраняются также и количественные соотношения разновозрастных минеральных ассоциаций, набор главных минералов в них, качество руд, характерные изменения вмещающих пород, температурные условия рудообразования и последовательность развития процесса минерализации. В частности, для глубинных месторождений, локализуемых в породах нижних структурных ярусов, наиболее характерны существенно сульфидные и кварц-сидерит-сульфидные руды. Обычно они без значительных качественных изменений непрерывно устанавливаются в большом вертикальном диапазоне (1—2,5 км и более). Наибольшей устойчивостью на разных уровнях при этом обладают агрегаты продуктивных минеральных ассоциаций, в то время как допродуктивные существенно кварцевые ассоциации обособляются преимущественно в нижних или верхних (в случае обратной вертикальной минеральной зональности) частях рудных тел.

В близповерхностных рудах крупных месторождений, образовавшихся в породах верхних структурных ярусов, помимо кварца сохраняется широкая гамма различных жильных минералов — флюорит, разнообразные карбонаты — сидерит, анкерит, родохрозит, кальцит, а также барит. В ряде случаев воз-

никают баритовые (месторождение Аметист в штате Колорадо, США; крупные жилы Примус и Клара-Ганг в Рейнских сланцевых горах; некоторые закарпатские месторождения в СССР), флюоритовые (месторождение Розиклэр, США) или карбонатные (месторождение Райбл в Италии) руды. В рудном веществе в том или ином количестве почти всегда проявлены преимущественно ранние окислы железа и поздние сульфосоли свинца, меди и серебра, обычно тяготеющие к верхним и средним горизонтам месторождений.

Нередко на крупных месторождениях рассматриваемой группы обнаруживаются комплексные руды, содержащие помимо свинца, цинка и меди промышленные концентрации серебра или золота, а в ряде случаев того и другого, иногда олова и ртути. В частности, золотосодержащие руды разрабатываются на месторождениях Банска-Штьявница и Маджарово в Чехословакии и Болгарии, Бая-Маре, Бая-Сприе и др.—в Румынии, на месторождениях Пачука—Реаль-дель-Монте, Кантера, Фреснильо в Мексике и др. Хотя окисная и сульфосолевая части руд, а также концентрация в них золота, серебра, иногда проявленного олова изменчивы и уменьшаются с глубиной, тем не менее на большинстве месторождений сульфидно-сульфосолевые агрегаты непрерывно прослеживаются в вертикальном диапазоне, достигающем 700—800 м, а иногда около 1,5 км (месторождение Касапалка). На других месторождениях уже со средних их уровней вниз по разрезу оказываются развитыми лишь сульфидные руды, в которых содержания попутных компонентов сравнительно низкие.

Очевидно, рудам большинства крупных жильных месторождений свинца и цинка присуще постоянство состава главной или нескольких продуктивных парагенетических ассоциаций, распространяющихся от самых верхних уровней рудоносных участков на большую глубину. Эта особенность руд подтверждает, что кристаллизация их происходила в полостях, устойчиво раскрывающихся на сравнительно большом вертикальном интервале. Кристаллизация минеральных агрегатов на разных уровнях этих полостей протекала, по-видимому, в сходных термодинамических условиях, в условиях незначительной разницы давлений, температур, скорее всего при градиенте не более 5—10° на 100 м, при незначительном изменении концентрации компонентов в растворе, слабо изменяющейся кислотности—щелочности среды рудоотложения и электрохимическом потенциале. Несколько меньший размах близповерхностных руд, чаще достигающий 1 км или несколько более с учетом эродированной части их, сокращение и даже исчезновение с глубиной сульфосолей и минералов серебра, золота, иногда присутствующих касситерита и станнина, видимо, отражают условия отложения минеральных агрегатов в зонах рудоносных разломов более сложного строения, при более резких перепадах физико-

химических параметров [Рундквист Д. В., 1965], характерных для различных уровней среды рудоотложения. Подобные условия образования руд обуславливают неконтрастное проявление элементов вертикальной минеральной зональности. В связи с этим постепенное, нескачкообразное изменение в жилах с глубиной количества рудных минералов, в том числе окислов и сульфосолей, арсенопирита и пирротина, количественных соотношений с последними пирита, соотношения свинца к цинку и других параметров косвенно свидетельствует о протяженном вертикальном размахе оруденения и возможном проявлении его в крупном масштабе.

#### **ФАКТОР ГЛУБИНЫ ФОРМИРОВАНИЯ И КОНТРАСТНОСТИ ЭКРАНИРУЮЩИХ ТОЛЩ**

Крупные жильные месторождения формируются в верхних структурных ярусах земной коры аналогично рудоносным участкам небольшого масштаба, т. е. неглубоко от древней поверхности, существовавшей в период минерализации. В образованиях нижних структурных ярусов крупные месторождения локализируются в глубинных условиях. При этом надрудные экранлирующие толщи почти всегда контрастно отличаются как литологическим составом, так и прочностными свойствами от рудовмещающих пород. Казалось бы, что каких-либо существенных особенностей, касающихся глубины формирования крупных месторождений, на первый взгляд выявить не удается.

Однако, анализируя геологическое положение таких месторождений в разрезе различных рудных районов и узлов, устанавливается, что рудные тела крупных месторождений проникают на самые низкие отметки общего вертикального интервала, характерного для каждого рудного района. Именно самые низкие уровни оруденения крупных рудоносных участков определяют нижнюю границу оруденения в районе. Так, в Гарцском рудном поясе оруденение не устанавливается ниже «корней» рудных жил крупных месторождений Клаусталь и Санкт-Андреасберг [Laub G., 1974; Geologie..., 1971; Hüttenhain H., Ohnemüller W., 1957]. В рудном поясе Кер Д'Ален оно не проявляется глубже нижних горизонтов месторождений Морнинг-Стар, Банкер-Хилл и Саншайн [Хоббс С. У., Фрик-лунд В. С., 1972]. В провинции Пачука, по сообщению А. Р. Гейна и др. [The Pachuca-Real..., 1970], свинцово-цинковые руды неизвестны ниже глубоких горизонтов месторождения Пачука — Реаль-дель-Монте. В Садонском рудном поясе на наиболее глубоких уровнях (на абсолютных отметках около +500 м) свинцово-цинковое оруденение обнаружено только на Садонском месторождении. С указанными особенностями корреспондирует положение «корней» крупных жил в Маданском узле Болгарии [Доков Р. Д., 1964; Milev V. R., 1968], в Рейн-

ских сланцевых горах [Pilger A., Stadler G., 1971], в Пришибрамском рудном узле и на месторождении Богутин, а также в округах Крид, Джилмен в штате Колорадо, США [Loving T. S., 1953] и в других рудных районах мира.

Вместе с тем, хотя вертикальный размах оруденения перечисленных и других крупных месторождений превышает размах рудных тел на сравнительно небольших рудоносных участках, он, как правило, является меньше общего вертикального интервала оруденения для каждого данного района и узла. Ясно, что кровля рудных тел крупных месторождений располагается ниже общей верхней границы оруденения. Очевидно, оруденение на крупных рудоносных участках тяготеет к средней и нижней частям общего вертикального рудоносного интервала района. В верхнем структурном ярусе «кровля» крупных тел формируется преимущественно на глубине около 1—1,5 км, а в нижних ярусах — на уровне 2,5—3,5 км от поверхности, существовавшей в процессе минерализации. Конечно, нередки исключения, обычно обусловленные залеганием в период оруденения хрупких и податливых к трещинообразованию пород на уровнях, расположенных выше указанных отметок. Дело в том, что помимо благоприятных пород нижних структурных ярусов, ведущих себя как хрупкая среда при трещинообразовании, на глубину формирования крупных месторождений значительно влияет положение подошвы пород верхних структурных ярусов, выступающих часто слабопроницаемыми экранами для поднимающихся рудоносных растворов. В случае, когда уровень этой подошвы высок, крупные жильные месторождения возникают, начиная с глубин около 1,5 км, даже в породах нижних структурных ярусов, например месторождение Монтевекио и др. в Сардинии [Brusca S., Dessau G., 1968], крупные жилы Фортуна в округе Ледвил, жилы Бивер, Литл Матти, Блек Игл — Бисмарк и др. в округе Клиэр-Крик, штат Колорадо, США [Loving T. S., Goddard E. N., 1950] и др.

Крупные рудоносные разломы обладают сквозным характером развития и нередко верхние части их прослеживаются из глубоко залегающих пород нижних ярусов в породы верхних. В этом случае оруденение, локализующееся в зонах разломов, изредка также проникает в образования верхнего структурного яруса. Здесь оно быстро затухает, распространяясь лишь до подошвы любых пород, наименее восприимчивых к трещинообразованию и соответственно наименее проницаемых для рудоносных растворов. Это породы, резко, контрастно отличающиеся литологическим составом от рудовмещающих образований. Например, на Садонском месторождении первые представлены домерскими алеволитами, часто переслаивающимися с песчаниками, в то время как андезит-дацитовые порфириты

плинсбахского возраста, развитые в основании верхнего яруса, локализируют рудные жилы.

Обычно рудовмещающие породы нижних структурных ярусов по литологии, способности к трещинообразованию и проницаемости контрастно отличаются от пород верхних ярусов. При этом строение самых верхних частей разломов, проникающих в последние породы, существенно изменяется. Так, зоны брекчий в них трансформируются в сжатые плоскости скольжения, не подвергающиеся оруденению, иногда — в серии сближенных субпараллельных трещин, сопровождающихся прожилково-вкрапленными рудами. В других случаях в пластичных породах верхних ярусов — алевролитах, аргиллитах, различных глинисто-слюдястых, углистых сланцах, толщах переслаивания песчаников и сланцев — трещинные полости в зонах разломов затираются обильной глиной трения, которая также препятствует локализации руд.

Именно такие породы выступают в роли экранирующих толщ на месторождениях Монтевекио и Клаусталь, а также Боудвин в Бирме [Budin F. J., 1963], на месторождениях Граунд-Хог, Лаки-Билль и др. в штате Нью-Мексико, США [Hernon R. M. e. a., 1953], на месторождении Сан-Кристобаль в Перу [Nagell R. H., 1960]. Иногда экранирующими могут являться породы, очень прочные с физико-механической точки зрения. Они, как правило, также резко отличаются составом от рудовмещающих. Например, на месторождении Саргипали в Индии экранирующими породами выступают кварциты, в то время как руду вмещают кварц-слюдястые сланцы, отличающиеся от первых значительно меньшими пределами прочности как на сжатие, так и на скалывание.

На ряде рудоносных участков проницаемые трещинные полости возникают в породах, которые, казалось бы, должны служить экранирующими толщами, а экранирующие, наоборот, рудовмещающими породами. В частности, на мексиканских месторождениях Фриско, Санта-Барбара и Парраль [Скотт Дж. Б., 1964; Koch G. S., Link R. F., 1963], на месторождении Касапалка в Перу, Нигаду в Канаде и др. оруденение локализуется в известняково-глинистых сланцах, алевролитах, песчаниках и конгломератах, в то время как экранирующие надрудные толщи оказываются представленными андезитами, риолитами, туфами кварцевых порфиров. Однако, как и в ранее рассмотренных, так и в последних случаях рудовмещающие и экранирующие породы резко, контрастно различаются литологическим составом, и это обстоятельство является, очевидно, решающим фактором для проявления в первых породах протяженных трещинных полостей и развития в них оруденения крупного масштаба.

Подчеркнем еще раз главные особенности крупных месторождений.

1. На крупных месторождениях оруденение приурочивается к немногочисленной серии или даже единичным разломам, вытягивающимся на расстояние от 1,5—2 до первых десятков километров. Эти разломы на всем протяжении характеризуются незначительной изменчивостью внутреннего строения и морфологии в самых различных породах, но сходных по физико-механическим свойствам. Рудовмещающие нарушения отличаются древним заложением, длительной историей развития, суммарными амплитудами смещений, достигающими многих десятков и сотен метров, глубоким проникновением в земную кору и сравнительной проницаемостью для рудоносных растворов, а также резко подавленным проявлением дорудных ограничителей и сместителей. Характерна линейность и сосредоточенный тип оруденения. В рудоносных разломах одна и та же структура одновременно выполняет две различные роли в процессе оруденения — верхние части их вмещают крупные скопления руд, а нижние служат рудоподводящими каналами.

2. На крупных месторождениях оруденение преимущественно охватывает средние и нижние части общего рудоносного вертикального интервала, характерного для районов. «Корни» рудных тел достигают нижней границы оруденения и тем самым определяют ее уровень в пределах рудных районов. В этих глубинных условиях рудовмещающие разломы формируются в наиболее хрупких породах избирательно подвергающихся трещинообразованию. Хрупкие породы способствуют сохранению трещинных полостей, раскрытых в интервале, достигающем на близповерхностных месторождениях 1 км и более, а на глубокосформированных месторождениях первой группы — от 1 до 2,5—3 км. Как те, так и другие предпочтительно формируются под толщами экранирующих пород, которые контрастно отличаются от рудовмещающей среды литологическим составом и проявлением пластических свойств.

3. Для крупных месторождений характерно сохранение состава продуктивных минеральных ассоциаций на большом вертикальном диапазоне, широкое развитие на близповерхностных месторождениях в верхних структурных ярусах баритовых, флюоритовых и карбонатных, а также комплексных сульфидно-окисно-сульфосолевых руд свинца и цинка, содержащих минералы золота, серебра, в более редких случаях олова. Крупные месторождения в нижних структурных ярусах характеризуются сульфидными и сидерит-сульфидными рудами. Кристаллизация руд на участках крупных месторождений скорее всего протекает при более постепенном и замедленном изменении физико-химических условий рудоотложения сравнительно с процессом минерализации на небольших месторождениях.

## СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ТЕЛ И РУДНЫХ СТОЛБОВ

Структура рудных тел различных типов была достаточно детально проанализирована в предыдущих главах сначала на примере месторождений Садонского и Карамазарского районов, а затем и ряда зарубежных жильных месторождений свинца и цинка. Поэтому ниже коснемся лишь вытекающей из этих материалов зависимости типов рудных тел, их внутреннего строения от типов рудовмещающих нарушений. Особенно четко такая зависимость проявляется при рассмотрении вертикальной структурной зональности. Действительно, изменение внутреннего строения рудовмещающего нарушения по мере проникновения его из глубоких уровней в средние, а затем и в верхние обуславливает, как правило, переход одного типа рудного тела в другой. Этим наглядно подтверждается положение о том, что строение рудовмещающего нарушения определяет для жильных свинцово-цинковых месторождений тип рудного тела.

Такая зависимость может быть представлена в следующем виде.

1. Зоны интенсивного дробления, заключенные между четкими тектоническими поверхностями, прослеживающимися по их висячему и лежащему бокам или примыкающие к одной из этих поверхностей, предпочтительнее контролируют массивные жилы плитообразной формы с брекчией или реликтами вмещающих пород, реже — ветвящиеся жилы сложного строения, а также зоны жильного и прожилково-вкрапленного оруденения.

2. Зоны слабого и умеренного дробления, не имеющие геологических границ и постепенно сменяющиеся ненарушенной породой, преимущественно сопровождаются зонами вкрапленного, прожилково-вкрапленного и вкрапленно-гнездового оруденения.

3. Серии сближенных субпараллельных трещин вмещают прожилковые зоны и ветвящиеся жилы сложного строения, реже штокверковые зоны.

4. Плоскости скольжения с глиной трения и без нее («сухие») контролируют в случае существенного приоткрывания маломощные жилы плитообразной формы и линзовидные жилы (на перегибах) с крустификационными, массивными, полосчатыми, пятнистыми текстурами руд; в случае незначительного раскрытия к ним приурочиваются прожилки.

5. Тектонические швы, заполненные глиной трения, вмещают линзы, а также линзовидные скопления руд, развивающиеся на перегибах швов. В полостях, примыкающих к одной из поверхности швов (особенно при их значительном раскрытии или большом радиусе изгиба), обособляются линзовидные жилы массивного облика.

6. Зоны расланцевания вмещают тела вкрапленно-прожилково-гнездовых руд.

В продольной плоскости рудных тел всех перечисленных типов главные полезные компоненты руд — свинец и цинк, часто также медь, а на некоторых месторождениях серебро, золото, редко олово — распределяются неравномерно. Обычно в одних частях рудного тела сосредоточиваются богатые руды, образующие рудные столбы. Они чередуются с интервалами рядовых руд или даже участками непромысленной минерализации. В рудных столбах большинства месторождений свинца и цинка заключено около половины, а чаще — основные запасы металлов.

Рудные столбы нередко являются частью рудного тела, поэтому структура их может рассматриваться в качестве более мелкого геологического элемента, являющегося частью структуры рудного тела. Рудовмещающие нарушения, связанные с ними рудные тела определенного типа и развитые среди последних рудные столбы размещаются либо в однородной среде (в породах одинакового литологического состава), либо пересекают породы разного состава, либо, наконец, располагаются на контакте пород. В случае проявления рудовмещающего разрыва в однородной среде рудные столбы возникают в тех его участках, где обнаруживается существенное изменение внутреннего строения зоны нарушения, его ориентировки или морфологии (а иногда одновременное изменение двух или всех трех элементов). Это изменение обычно выражается усложнением внутреннего строения и морфологии разрыва, поэтому можно считать, что рудные столбы локализуются в непротяженных участках разрывных нарушений, отличающихся наиболее сложными внутренним строением и морфологией. Согласно В. М. Крейтеру [1956], такие участки целесообразно называть «структурными ловушками». В однородной среде положение структурных ловушек определяется: 1) участками рудовмещающего разрыва, отличающимися сложным внутренним строением; 2) изменением ориентировки разрыва и усложнением его морфологии; 3) участками ограничения отдельных трещин, распространенных в зоне рудовмещающего разрыва или ограничением целиком зоны нарушения; 4) разветвлением разрывов, усложнением их строения и морфологии оперяющимися и пересекающимися трещинами (рис. 55, 56).

На рудоносных участках слагающие их разнообразные породы могут двояко влиять на локализацию скоплений богатых

руд. В случае кристаллизации руд выполнения одни породы выступают в определенных глубинных условиях как хрупкие (по отношению к другим более пластичным), как наиболее податливые к трещинообразованию и дроблению, к возникно-

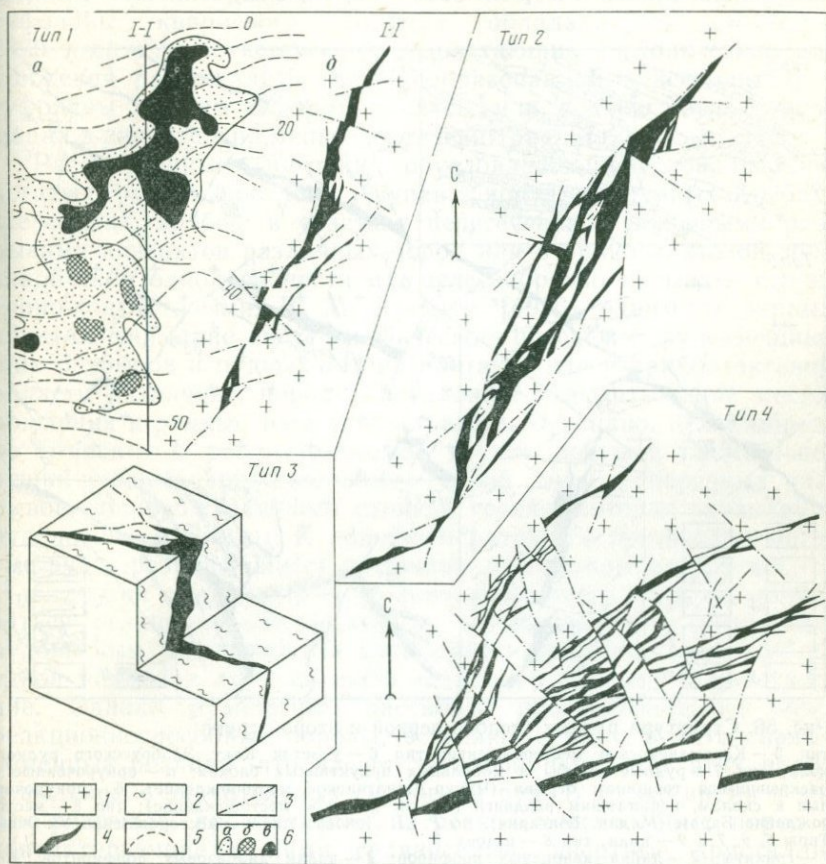


Рис. 55. Структуры рудных столбов первой группы (названия типов, приведенных на рис. 55—57, см. в табл. 4):

Тип 1 — участок Вачитской жилы: а — в продольной плоскости (изображен рельеф поверхности жилы), б — поперечный разрез I-I; тип 2 — месторождение Садонское, план; тип 3 — месторождение Шумачевски дол, блок-диаграмма, по Р. Д. Докову; тип 4 — Верхне-Згидское месторождение, план.

1 — граниты; 2 — гнейсы; 3 — разрывы; 4 — рудные тела и скопления богатых руд; 5 — изолинии поверхности рудной жилы; 6 — контуры руд с различным содержанием свинца и цинка: а — 5—7%, б — 7—9%, в — >9%

ванию многочисленных полостей. В конечном счете они могут рассматриваться как своеобразные коллекторы многочисленных трещинных полостей и скоплений богатых руд. Очевидно, в этих породах строение рудовмещающих нарушений также становится наиболее сложным.

Рудные столбы возникают соответственно в тех частях жильных рудных тел, которые контролируются участками рудовмещающих разрывов с наиболее сложным строением. Подобные сложные по строению участки разрывов могут приурочиваться к контактам различных пород, ведущих себя контра-

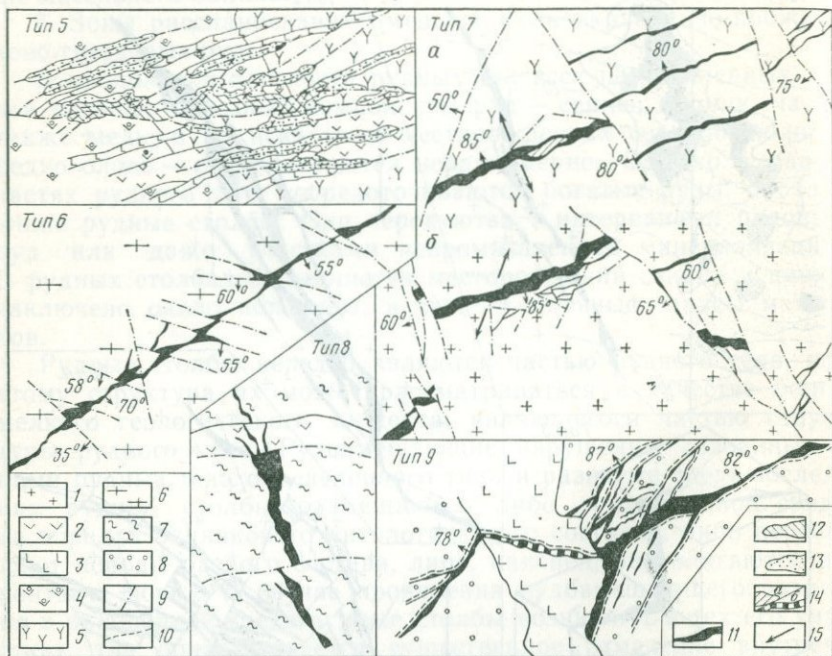


Рис. 56. Структура рудных столбов первой и второй групп:

тип 5 — Канмансурское месторождение; тип 6 — участок Каку Эльбрусского рудного поля; тип 7 — рудные столбы в мобильных прдуктивных блоках: а — приуроченные к раскрывшимся трещинам отрыва (Чукур-Джилгинское месторождение), б — приуроченные к сколам, испытавшим раздвиги (Верхне-Згидское месторождение); тип 8 — месторождение Барам (Мадан, Болгария), по Р. Д. Докову; тип 9 — месторождение Уч-Очак. Типы 5, 6, 7 и 9 — план, тип 8 — разрез  
1 — граниты; 2 — дайки кварцевых порфиров; 3 — дайки диабазовых порфиров; 4 — сферолит-порфиры; 5 — туфолавы кварцевого порфира; 6 — кристаллические сланцы; 7 — гнейсы; 8 — конгломераты; 9 — разрывы; 10 — тектоническая глина трения; 11 — жилы и скопления богатых руд; 12 — контур рудных столбов типа 5; 13 — контур рядовых руд; 14 — агрегаты жильных минералов: а — флюорит, б — карбонаты; 15 — направления внутрирудных движений

стно при деформации (одни — как хрупкие, другие — как пластичные породы). Например, на месторождении Уч-Очак локализация рудных столбов у контакта даек лабрадоритового порфирита (предел прочности на сжатие  $\sigma_{пр. сж} = 1344 - 2326$  кгс/см<sup>2</sup>, по С. В. Николаеву) определяется способностью песчаников, вмещающих дайки, хрупко деформироваться в условиях небольших глубин при сжимающих напряжениях, равных всего 400—600 кгс/см<sup>2</sup>.

Приведем другой пример рудных столбов, выявленных на Чукур-Джилгинском месторождении. Здесь в ксенолитах сферолит-порфиоров, вмещающих богатые руды, в близповерхностной обстановке возникли многочисленные трещины при напряжениях сжатия, равных 590—1140 кгс/см<sup>2</sup>. Заключающие их туфолавы кварцевого порфира обладали  $\sigma_{пр. с.ж} = 1760—2570$  кгс/см<sup>2</sup>. Соответственно возрастающие тектонические напряжения разряжались трещинообразованием в ксенолитах, а туфолавы или не деформировались, или подвергались деформации в значительно меньшей степени (рис. 57).

Рассмотренные ловушки, обуславливающие локализацию богатых руд в прослоях хрупких пород, в крупных глыбах-ксенолитах, вообще в участках пересечения рудоносными разрывами контактов различных пород или в приконтактной зоне какой-либо одной разности их, целесообразно называть структурно-контактовыми. В. М. Крейтер [1956] одним из первых обратил внимание на специфическое поведение рудовмещающих разрывов и рудных тел на контакте или в приконтактной области различных пород и предложил называть такие месторождения и рудные тела контактовыми. Очевидно, целесообразно относить к рассматриваемой группе ловушек также и ловушки-экраны, представляющие собой зоны поперечных разрывов, сопровождающиеся глиной трения, которая экранирует рудоносные растворы. К подобным разрывам примыкают богатые руды, развивающиеся в главном рудоносном нарушении.

С другой стороны, одни из контактирующих пород могут оказаться реакционноспособными по отношению к поступающим рудоносным растворам. В этом случае разрывы, проникая из одной породы в другую, могут сохранять свое внутреннее строение. Однако рудоносные растворы, просачивающиеся через реакционноспособные породы, вступают с ними в интенсивные обменные реакции, что влечет за собой изменение этих пород и выделение значительных скоплений руд. В то же время в зонах разрывов, проникающих из реакционноспособных пород в контактирующие с ними сравнительно инертные, кристаллизуются руды с рядовыми содержаниями свинца и цинка, образующиеся главным образом путем выполнения трещинных полостей. Очевидно, реакционноспособные породы, пересекающиеся рудоносными трещинами, могут рассматриваться в качестве своеобразных структурно-литологических ловушек.

Таким образом, рудные столбы жильных свинцово-цинковых месторождений контролируются ловушками трех типов: 1) структурными, проявляющимися в однородной среде (см. рис. 55 и 56); 2) структурно-контактовыми, обуславливающими избирательное трещинообразование и появление многочисленных полостей на контакте различных или в приконтактной зоне одной из соприкасающихся пород, в прослоях или глыбах-ксенолитах хрупких пород (см. рис. 56 и 57), а также ловуш-

ками-экранами, определяющими появление богатых руд у плоскостей различных геологических экранов — трещин, прослоев глинистых пород и т. д.; 3) структурно-литологическими (см.

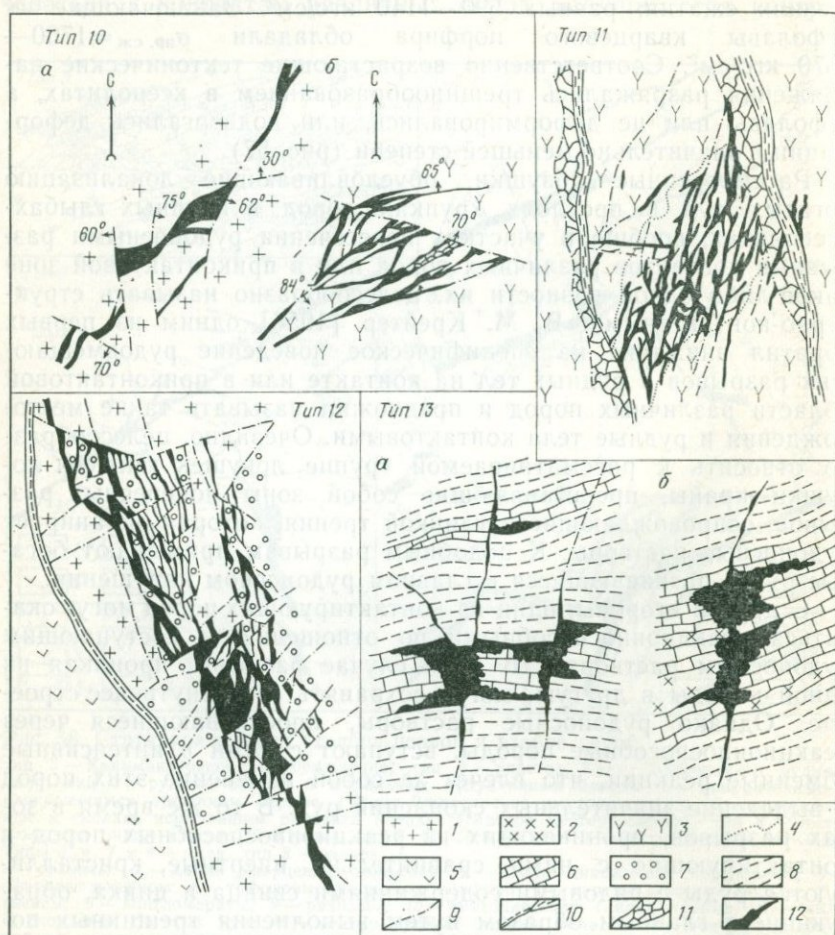


Рис. 57. Структура рудных столбов второй и третьей групп:

тип 10 (план): а — Садонское месторождение, б — Замбаракское месторождение; тип 11 — Чукур-Джилгинское месторождение (разрез); тип 12 — Садонское месторождение (разрез); тип 13 — столбы Маданского рудного узла: а — в прослоях мраморов, б — в амфиболитах и мраморах. По Р. Д. Докову и др.  
 1 — граниты; 2 — амфиболиты; 3 — туфолавы кварцевого порфира; 4 — ксенолиты сферолит-порфиров; 5 — андезит-дацитовые порфириты; 6 — мраморы, 7 — конгломераты; 8 — биотитовые гнейсы; 9 — разрывы; 10 — глинистые тектонические швы; 11 — зоны дробления; 12 — рудные тела и скопления богатых руд

рис. 57, тип 13), представляющими собой прослой или магматические тела реакционноспособных пород, которые могли «улавливать» рудоносные компоненты растворов. Такие прослой за-

ключены среди сравнительно инертных пород и пересечены рудоносными нарушениями. По-видимому, тип ловушек в какой-то мере объясняет причину возникновения богатых руд. Исходя из различных причин образования и проявления ловушек трех типов, рудные столбы могут быть подразделены на три группы. В пределах каждой группы выделены типы рудных столбов, различающихся геологической позицией (табл. 4). Каждый из них оценен с точки зрения преимущественно установленного масштаба оруденения.

Богатые руды, локализующиеся в столбах последнего (тринадцатого) типа, формируются почти исключительно метасоматическим путем. Руды в столбах других типов обычно возникают в результате как выполнения трещинных полостей, так и проявления метасоматических процессов, протекающих умеренно на участках жильных свинцово-цинковых месторождений. Однако на сравнительно редких месторождениях, в которых рудные тела и столбы сформировались в однородной, но реакционноспособной среде, например в известняках, оруденение имеет метасоматический генезис (месторождения Райбл, Инглезиас, Кугитанг, месторождение метасоматических руд в риолитах Боудвин и др.). Развитие на этих месторождениях рудные столбы метасоматических руд подчиняются тем же геологическим позициям, что и столбы, сложенные рудами выполнения. Очевидно, в краткой таблице нецелесообразно выделять в пределах групп типы рудных столбов, различающихся не только позицией, но и способом образования слагающих их руд.

### **Некоторые особенности внутреннего строения рудных столбов**

В первой группе выделяется подгруппа рудных столбов сложного строения. От однотипных столбов простого строения они отличаются проявлением разобценных гнезд с максимальными содержаниями полезных компонентов, располагающихся внутри контура сравнительно богатых руд, т. е. внутри общего контура рудного столба. Гнезда размещаются там, где сравнительно сложная структура рудного столба еще более осложняется дополнительными мелкими перегибами, пучками оперяющих трещин, а также поперечными разрывами, дорудными сместителями или ограничителями отдельных оруденелых плоскостей скольжения. Такова структура рудных столбов сложного строения, развитых на Бачитском месторождении (см. рис. 60, тип. 1).

В продольной плоскости жил значительной протяженности рудные столбы первого типа иногда располагаются на одинаковом расстоянии один от другого. При этом такие столбы приурочиваются к протяженным повторяющимся перегибам нарушения, вмещающего жилу. В частности, они установлены в жилах Холстинского и Садонского месторождений, жильного

## Систематика рудных столбов жильных свинцово-цинковых месторождений

Номер типа	Тип рудного столба (по различию структурных, структурно-контактовых и структурно-литологических ловушек)	Масштаб рудных столбов	Примеры месторождений с рудными столбами	
			выполнения	метасоматических руд
<b>I группа. Рудные столбы, образующиеся в структурных ловушках</b>				
Подгруппа рудных столбов сложного строения				
1	В изогнутых участках сколов, приоткрывшихся в процессе смещения по ним примыкающих пород	Крупный	Садонское, Верхне-Згидское, Пачука—Реаль-дель-Монте	Беганьское, Кугитанг, Райбл
2	В участках разрывных нарушений, представленных сближенными параллельными трещинами	Малый и средний	Замбаракское, Тары-Эканское, Садонское	Смирновское
3	На смыканиях ветвей рудовмещающего скола, соединяющихся под очень острым углом	Малый	Тары-Эканское	Караташ-Котанское
4	На сочленениях и пересечениях рудовмещающих сколов различных систем	Средний	Верхне-Згидское, Замбаракское, Маджарово	Гайнакканское, Шевчуковское
Подгруппа рудных столбов простого строения				
5	На сочленениях оперяющих трещин скола (изредка отрыва) с главным рудовмещающим разрывом	От малых до крупных	Садонское, Верхне-Згидское, Уч-Очак	Канимансурское, Сардобское
6	На пересечениях рудовмещающих сколов поперечными дорудными сместителями	Малый и средний	Эльбрусское, Тары-Эканское	Гайнакканское, Кугитанг
7	В раскрывшихся отрывах или сколах, заключенных в пределах продуктивных тектонических блоков	Малый, реже средний	Верхне-Згидское, Чукур-Джилгинское	Екатерино-Благодатское
<b>II группа. Рудные столбы, образующиеся в структурно-контактовых ловушках и ловушках-экранах</b>				
8	На контактах слоистых пород различного состава, осложненных изогнутыми согласными или секущими рудовмещающими сколами	Малый и средний	Кено-Хилл — Галина-Хилл, Барам	Кугитанг, Акатуевское
9	На контактах слабо деформированных даек и интрузивных массивов, ограничивающих рудовмещающие разрывы или пересекающихся ими	Малый	Уч-Очак, месторождения района Брекенридж	Савинское
10	На ограничениях рудовмещающих трещин дорудными поперечными разрывами, сопровождающимися глиной трения (выступающей экраняющим элементом)	"	Уч-Очак, Замбаракское	Благодатское, Шевчуковское
11	В крупных ксенолитах — глыбах интенсивно деформирующихся пород, пересеченных рудовмещающими разрывами	"	Чукур-Джилгинское	
12	В дайках или прослоях наиболее деформирующихся пород, пересеченных рудовмещающими разрывами	От малого до крупного	Садонское, Кено-Хилл, Каку (Эльбрусское рудное поле)	Ново-Широкинское
<b>III группа. Рудные столбы, образующиеся в структурно-литологических ловушках</b>				
13	В прослоях или магматических телах реакционноспособных пород, пересеченных либо осложненных рудовмещающими разрывами	От малого до крупного		Маданский район, округ Оурей (штат Колорадо, США)

месторождения меди Вырли-Бряг в Болгарии, в жиле Муршиелаго в Северном Перу и на других месторождениях. Такие перегибы одинаково ориентированы в пространстве. Само нарушение при этом может быть представлено правильной волнообразной тектонической поверхностью. На всем протяжении для него сохраняется одна и та же длина волны и повторяется ориентировка приоткрытых граней поверхности, с одной стороны, и затертых, сжатых граней — с другой. Судя по экспериментам, проведенным М. В. Гзовским [1975], а затем Л. И. Звягинцевым и И. С. Томашевской [1976], чередование таких граней скорее всего задается чередованием узлов, в которых в природе на месте будущего разрыва зарождаются короткие трещинки. Если при их заложении направления скалывающих напряжений не изменяются, то нередко узлы трещин возникают в виде цепочки, причем располагаются они в ней как бы кулисообразно, заходя продолжениями флангов друг за друга так, как они возникают при право- или левостороннем сдвиге.

При возрастании напряжений трещинки сливаются в магистральную зону разрушения, т. е. образуется сосредоточенный разрыв. На месте фланговых смыканий каждого узла трещинок возникает ряд одинаково ориентированных граней разрыва. Приоткрывание их и может определить повторение в плоскости протяженной жилы и рудовмещающего нарушения рудных столбов типа 1. Очевидно, эта особенность может быть использована для прогнозирования скоплений богатых руд.

Избирательная деформированность пород, максимально проявленная на рудоносных участках, расчлененных на серию тектонических блоков, оказывает существенное влияние на размещение рудных столбов. Особенно это относится к рудным столбам типа 7, рудовмещающие структуры которых локализируются в однородной среде. Детальные наблюдения показали, что блоки пород, примыкающие с висячего и лежащего боков разрывных нарушений, сопровождаются трещиноватостью, интенсивность проявления которой различна. В частности, на Левобережном месторождении боковые минерализованные трещины, оперяющие рудоносный разрыв северо-западного простирания, образовались только в его висячем боку, т. е. в северо-восточном блоке, примыкающем к разрыву (см. рис. 24). В этом же блоке развились другие рудоносные нарушения, субпараллельные первому основному разрыву. Эта особенность связана, очевидно, с тем, что в процессе как дорудного развития, так и внутрирудного подновления движущимся, мобильным являлся северо-восточный блок, в то время как юго-западный блок, примыкавший к нарушению, был слабоподвижным. Мобильный блок в процессе перемещения раскололся трещинами на ряд мелких пластин и блоков.

Возможные возражения, заключающиеся в том, что большей деформированности может подвергаться как раз не мобильный, а слабоподвижный блок, на который в процессе перемещения оказывает давление движущийся, не могут быть приняты во внимание. Дело в том, что на Левобережном месторождении и в участках затирания разрывного нарушения, т. е. там, где мобильный трещиноватый блок несомненно оказывал давление на слабоподвижный, в последнем также отсутствуют боковые оперяющие трещины. Они, по-видимому, должны были бы развиться в лежачем боку рассматриваемого нарушения. Таким образом, только движущиеся тектонические блоки, наиболее мобильные в процессе оруденения, деформируются с образованием, подновлением и раскрытием трещин и подвергаются оруденению.

На участках месторождений, заблокированных поперечными дорудными нарушениями, эта особенность развития разрывов ведет к появлению в мобильных блоках рудных тел жильного типа, а в их пределах — рудных столбов. Наряду с этим в слабоподвижных тектонических блоках локализуются сравнительно убогие руды, а иногда их совершенно не возникает. Этими особенностями объясняют также локализацию рудных столбов, примыкающих нередко к висячим, а не к лежащим бокам поперечных нарушений, что более обычно для месторождений жильного типа. Очевидно, и в этом случае размещение рудных столбов со стороны висячего бока поперечных разрывов необходимо объяснять приуроченностью их к трещинам более подвижного тектонического блока. Нет необходимости подробно останавливаться на том, что выявление на рудоносном участке блоков, подвижных в период оруденения, в значительной мере облегчает обнаружение в их пределах новых рудных тел и новых рудных столбов. Нередко и те, и другие пространственно тяготеют к разрывам, разделяющим мобильные и малоподвижные блоки.

### **Причины образования богатых руд**

Наблюдения над скоплениями богатых руд показывают, что образовываться они могут только на путях интенсивного движения рудоносных растворов. Например, на Какадур-Ханикомском и Кадатском месторождениях в Садонском рудном поясе, на Гудасском месторождении в Кармазаре и многих других в раннюю допродуктивную стадию почти все трещинные полости были залечены кварцем, содержащим сравнительно редкую вкрапленность и прожилки рудных минералов железа. В зонах некоторых разрывов при этом сформировались мощные существенно кварцевые жилы, например на Гудасском месторождении мощностью до 30 м. Кварц частично заместил дорудную глину трения, и контакты таких жил оказались припаянны-

ми к вмещающим породам. В результате цементации трещинных полостей прочным существенно кварцевым веществом многие жильные тела, сложенные агрегатами этого минерала, не подверглись последующей деформации и не содержат свинцово-цинковых руд. Оруденение развилось только вдоль тех контактов кварцевых жил, по которым сохранился хотя бы небольшой (от миллиметра до нескольких сантиметров) слой дорудной глинки трения. Доступны для растворов также некоторые участки жил, содержащие брекчию вмещающих пород. В этих участках и вдоль сорванных контактов кварцевых жил сосредотачиваются как агрегаты продуктивных ассоциаций, так и послерудные минералы, фиксируя пути движения рудоносных растворов и более поздних их разновидностей.

Отмечены другие особенности образования рудных столбов, проявляющихся преимущественно на близповерхностных месторождениях, сформировавшихся в верхних ярусах земной коры. В частности, в убогих рудах некоторых месторождений образования продуктивных минеральных ассоциаций изредка более чем на половину оказываются сложенными широкой гаммой различных жильных минералов — кварцем, флюоритом, баритом, различными карбонатами. Наряду с сульфидами свинца, цинка и меди они выполняют наиболее приоткрытые широкие трещинные полости, а также развиваются в участках разветвления и сочленения жил, в местах отдаления от них серий многочисленных апофиз или, наконец, в участках ограничения жил поперечными разрывами дорудного заложения. В таких участках жилы отличаются, как правило, сложной морфологией, мощность их возрастает нередко в несколько раз. Однако сколько-нибудь значительного повышения содержания металлов в руде не обнаруживается. Дело в том, что основной объем раздувов рудных жил выполнен жильным веществом, что лишний раз свидетельствует об энергичной кристаллизации минералов в тех интервалах разрывов, где их внутреннее строение и морфология осложняются различными трещинными геологическими элементами.

Условия формирования рудных столбов и гнезд во многом могут быть объяснены также поведением тектонической глинки трения, развитой в зонах нарушений, контролирующих размещение богатых руд. В этом отношении особенно интересны взаимоотношения рудных тел и глинки трения, выявленные на жильном свинцово-цинковом месторождении Уч-Очак. Рудные столбы здесь представлены линзовидными скоплениями массивного почти мономинерального галенита. Этот минерал выполняет полости, раскрывшиеся на субширотных перегибах рудоносных правосторонних взбросо-сдвигов (рис. 58). Общее простираание последних северо-восточное. Однако при прослеживании субширотных интервалов этих разрывов выяснилось, что некоторые из них контролируют полости, заполненные не рудными

агрегатами, а почти черной тектонической глиной трения, подвергшейся хлоритизации и пиритизации.

Среди глины наблюдаются очень мелкие изогнутые скопления галенита, напоминающие седловидные образования (см. рис. 58). Они фиксируют линзовидные изогнутые полости отслаивания, возникшие в глинистом материале. Именно только сюда смогли проникнуть рудоносные растворы, в то время как

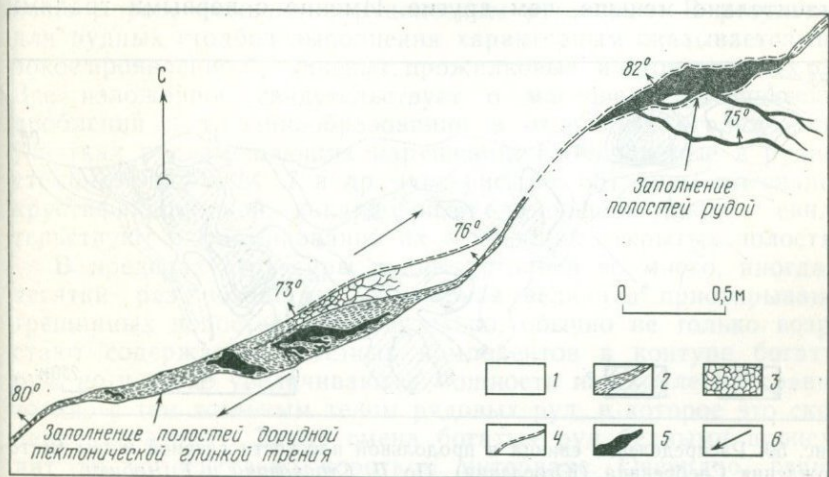


Рис. 58. Два возможных случая выполнения раскрывшихся трещинных полостей — рудой или дорудной тектонической глиной трения, выжимающейся из затирающихся граней разрыва. Месторождение Уч-Очак (план).

1 — песчаники; 2 — дорудная тектоническая глина трения; 3 — дробленая порода; 4 — плоскости скольжения; 5 — рудные линзы и агрегаты; 6 — относительные направления внутрирудных движений

протяженная трещинная полость, приоткрывшаяся в период оруденения, заполнилась пластичной глиной трения. Последняя выжималась, по-видимому, из притеревшихся (скользящих, по А. В. Королеву и П. А. Шехтману) граней разрывов в раскрывающиеся субширотные полости.

В рассмотренном примере наглядно видна экранирующая роль глины трения в зонах разрывов, подвергающихся оруденению. Не только в притертых участках разрывов (где глина трения возникает), но даже и в раскрывающихся участках нарушений она создает своеобразные «пробки», барьеры, где происходит подпруживание рудоносных растворов.

Проанализируем положение в плоскости рудных столбов особенно богатых рудных гнезд, иногда отличающихся значительными параметрами (рис. 59). Такие гнезда обычно вытягиваются цепочкой, тяготея к линии склонения столба. В этом направлении они постепенно пережимаются, образуя узкие «горловины», сложенные умеренно богатыми рудами. Послед-

ние протягиваются на небольшое расстояние и вновь сменяются богатыми рудами следующего гнезда.

Изучение трещинных структур, контролирующих положение гнезд и особенно их «горловин», выявило интересные обстоятельства. Оказалось, что протяженные перегибы рудовмещающих разрывов, контролирующие рудные столбы, распространяющиеся на значительную глубину, в свою очередь, осложнены мелкими изгибами. Отдельные грани этих изгибов приоткрыты значительно меньше, чем другие. Именно с первыми гранями

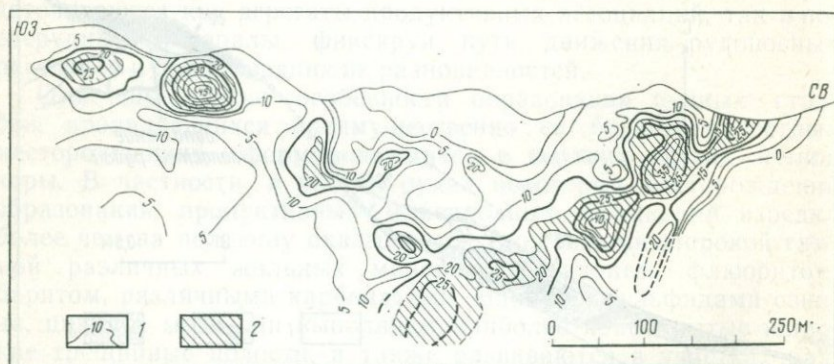


Рис. 59. Распределение свинца в продольной плоскости главной жилы месторождения Сребреница (Югославия). По Д. Стойковичу и Т. Чобичу.

1 — изолинии концентрации свинца, м%; 2 — участки богатых свинцовых руд с содержанием более 20 м%

пространственно совпадает положение «горловин» рудных гнезд, в то время как со вторыми — скопление особенно богатых руд (см. рис. 55, тип 1). Цепь гнезд, таким образом, фиксирует наиболее приоткрытые и проницаемые участки в трещинной структуре рудного столба и, по-видимому, направление движения главных потоков рудоносных растворов.

Глинка трения, скапливающаяся в затертых участках рудовмещающих разрывов, создает между разными трещинными структурами рудных столбов своеобразные экраны, а также полупроницаемые экраны внутри этих структур, препятствующие интенсивному проникновению рудоносных растворов. В продольной плоскости разрывов такие экраны окаймляют места локализации богатых руд, как бы фиксируя границы рудных столбов и отделяя одни от других, а в пределах столбов — разделяя рудные гнезда особенно богатых руд.

Для выяснения причин образования рудных столбов важное значение имеет также характер перехода трещинных структурных элементов столбов в элементы, к которым приурочены обычные жильные тела с рядовыми рудами. Наблюдения над рудными столбами, проведенные автором и многими другими

геологами, свидетельствуют, что в пределах трещинной структуры рудных столбов резко увеличивается количество приоткрытых полостей. Многие из них, особенно второстепенные, сопровождающие главные, как бы ствольные полости, непротяженны, различно ориентированы и соединяются друг с другом. Как правило, в пределах рудных столбов резко, в несколько раз увеличивается количество тектонической брекчии вмещающих пород, а соответственно во много раз увеличивается и поверхность пород, омываемая рудоносным раствором. В результате для рудных столбов выполнения характерным оказывается широкое проявление брекчиевых, прожилковых и штокверковых руд. Все изложенное свидетельствует о массовом тектоническом дроблении и трещинообразовании в отдельных ограниченных участках рудовмещающих нарушений. Наблюдаемые в рудных столбах типов 1, 4, 7 и др. (см. рис. 55, 56) руды массивной, крустификационной, кокардовой, коломорфной текстур свидетельствуют о формировании их в широких открытых полостях.

В пределах структуры рудных столбов во много, иногда в десятки раз возрастает суммарная величина приоткрывания трещинных полостей. Действительно, обычно не только возрастают содержания полезных компонентов в контуре богатых руд, но и резко увеличиваются мощности их скоплений сравнительно с тем жильным телом рядовых руд, в которое это скопление переходит. Такая смена богатых руд бедными происходит на относительно коротком интервале. Очевидно, глинка трения, служащая экраном для рудных столбов, очень резко снижает проницаемость трещинных структур и резко замедляет поток рудоносного раствора.

Вероятно, единый поток рудоносного раствора, проникающий из сравнительно прямолинейных участков разрывов с простым строением (контролирующих рядовые руды) в сложные по строению структурные и литологические ловушки (контролирующие богатые руды), сразу же разделяется в последних на многочисленные неоднократно сливающиеся частные потоки. Хотя сечение каждой из многочисленных трещин в ловушке обычно меньше, чем сечение прямолинейного участка трещины на входе в нее, скорость каждого частного потока не увеличивается. Объясняется это тем, что в жидкости, движущейся в щелях со сложной конфигурацией, на искривлениях, слияниях потоков, в тупиковых окончаниях, вдоль стенок щелей, а в природных условиях — вдоль стенок трещин появляется тормозящий слой. Скорость движения этого слоя жидкости, называемого пограничным, стремится к нулю. Поэтому на многочисленных искривлениях трещин в ловушках, на соединениях их и ограничениях возникают застойные зоны, резко снижающие скорость частных потоков.

Из простейших математических расчетов расхода потока раствора в единицу времени, проникающего из прямолиней-

ного участка трещины (контролирующего рядовые руды) в ловушку (контролирующую богатые руды), следует, что в отдельных трещинах последней скорость движения растворов резко снижается. Действительно, расход потока жидкости, как известно, выражается следующей формулой:

$$Q = V\omega, \quad (1)$$

где  $Q$  — расход, или объем, потока, протекающего в единицу времени;  $V$  — скорость потока;  $\omega$  — сечение трещины на ее прямолинейном участке, контролирующем рядовые руды.

При проникновении того же объема потока в ловушку и разделении его здесь на  $n$  частных потоков, расход жидкости (раствора) в ту же единицу времени может быть выражен формулой

$$\sum_{k=1}^n Q_k = V_n \sum_{k=1}^n \omega_k, \quad (2)$$

где  $\sum Q_k$  — сумма расходов частных потоков в ловушке, равная объему потока, протекающего через прямолинейный участок трещины;  $V_n$  — средняя скорость частного потока;  $\sum \omega_k$  — сумма частных сечений всех трещин в ловушке.

Учитывая, что по всем трещинам в ловушке и на входе в нее через прямолинейный участок трещины в единицу времени проходит один и тот же объем раствора  $\left( Q = \sum_{k=1}^n Q_k = \text{const} \right)$ , следует, что

$$V\omega = V_n \sum_{k=1}^n \omega_k. \quad (3)$$

Однако приведенный выше фактический материал убедительно свидетельствует, что сумма сечений многочисленных трещин, развитых в пределах ловушки, во много раз больше сечения прямолинейного участка трещины, т. е.  $\sum_{k=1}^n \omega_k \gg \omega$ . Отсюда для сохранения равенства (3) должно быть

$$V \gg V_n, \quad (4)$$

т. е. скорость движения каждого частного потока раствора в отдельных трещинах структурной или литолого-структурной ловушки во много раз меньше, чем на входе в нее.

Таким образом, рудоносные растворы, проникающие в трещины ловушек, резко тормозятся в них. Это происходит в этап внутрирудной тектоники, в процессе перемещений пород вдоль разрывов, при приоткрывании трещинных полостей, развитых или образующихся в их зонах, и проникновении в них рудоносных растворов. В результате их раскристаллизации в ловушках образуются богатые руды свинца и цинка. В. А. Нарсеев [1972],

Ю. В. Ляхов и Л. К. Дмитриев [1975] и некоторые другие исследователи отмечают, что в жильных минералах и сфалеритах этих богатых руд в обилии содержатся газово-жидкие включения. Их значительно больше, чем в аналогичных минералах рядовых руд. Значительную часть этих включений составляет углекислота. По общему признанию эти минералогические особенности богатых руд свидетельствуют о выделении их не только в условиях резкого торможения, резкого уменьшения скорости просачивания рудоносных растворов, но и в условиях быстротечного и значительного падения внутреннего давления растворов.

А. Г. Бетехтин [1953] предполагал, что движение рудоносных растворов и выделение из них минерального вещества возможно лишь при резком перепаде давления в трещинных полостях, при образовании в них относительного вакуума и всасывании растворов в приоткрывшуюся полость. Интенсивное испарение растворителя в связи с резким уменьшением внутреннего давления в растворе, выделение из него значительных объемов газов, пересыщение растворов, по мнению этого исследователя, ведет к их раскristализации. Обилие газовых пузырьков в полостях ловушек скорее всего способствует возникновению многочисленных центров кристаллизации и образованию богатых руд.

Резкое уменьшение внутреннего давления растворов при проникновении их в ловушку может быть также проиллюстрировано рядом простейших математических выкладок. В частности, как известно, давление в трещинной полости может быть математически увязано с объемом растворов, согласно правилу Дарси, следующей формулой

$$Q = K \frac{\omega t P_{\tau}}{\eta l}, \quad (5)$$

где  $Q$  — объем раствора,  $K$  — коэффициент проницаемости, дарси;  $\omega$  — поперечное сечение трещинной полости, вмещающей рудное тело;  $t$  — время;  $P_{\tau} = p - p_1$  — перепад давления в трещинной полости, вмещающей рудное тело;  $l$  — длина пути;  $\eta$  — вязкость жидкости (раствора).

Тот же объем раствора в случае проникновения его в большое количество ( $n$ ) трещин структурной или структурно-литологической ловушки может быть выражен формулой

$$\sum_{k=1}^n Q_k = K \frac{\sum \omega_n t_n P_{\tau}}{\eta l_n}, \quad (6)$$

где  $\sum_{k=1}^n Q_k$  — объем раствора;  $\sum \omega_n$  — сумма поперечных сечений всех трещин в структурной или структурно-литологической ловушке;  $t_n$  — время движения раствора по трещинам ловушки;

$P_n = p_0 - p_2$  — перепад давления в ловушке;  $l_n$  — длина пути движущегося раствора по трещинам ловушки. Величина  $K$  и  $\eta$  прежние.

При этом следует учитывать, что: 1) длина пути раствора в трещинах до входа в ловушку и по трещинам внутри нее примерно равна; 2) время движения одного и того же объема раствора в трещинах до ловушки и в пределах ее одинаково; 3) сечение трещинной полости до входа в ловушку намного меньше суммы сечений всех многочисленных полостей в ней, или математически:  $t = t_n$ ,  $l \approx l_n$ . Подставляя равные величины в формулу (6), получаем

$$\sum_{k=1}^n Q_k = K \frac{\sum \omega_n \cdot t \cdot P_n}{\eta \cdot l}. \quad (7)$$

Однако  $\sum_{k=1}^n Q_k = Q$ , поэтому можно приравнять формулы (5) и (7), в результате получим

$$K \frac{\omega l P_T}{\eta l} = K \frac{\sum \omega_n \cdot t \cdot P_n}{\eta l} \quad (8)$$

или

$$\omega P_T = \sum \omega_n P_n. \quad (9)$$

Поскольку сумма сечений всех многочисленных трещин в ловушке намного больше сечения одной трещинной полости до входа в ловушку, или  $\sum \omega_n \gg \omega$ , то из неравенства вытекает

$$P_n \ll P_T \text{ или } p_0 - p_2 \ll p_0 - p_1. \quad (10)$$

Из последнего неравенства следует, что проникновение раствора в ловушку обуславливается падением давления в ее полости. Соответственно это вызывает уменьшение внутреннего давления растворов, которое падает до величины давления в трещинных полостях ловушки.

Таким образом, скорость просачивания и внутреннее давление рудоносного раствора, проникающего из прямолинейного, простого по строению участка трещины в участок сложного строения и морфологии, т. е. в ловушку, резко падает. Затормаживание растворов ведет также к уменьшению их температуры и длительному взаимодействию с вмещающей породой. Достигнув первой ловушки, раствор, очевидно, поднимается к следующей, расположенной выше, и т. д. В каждой очередной ловушке происходит последовательное снижение как температуры, так и внутреннего давления рудоносного раствора. Это обуславливает подток его из нижних уровней трещин и ниже-расположенных ловушек.

Существенное значение в разгрузке растворов, поступающих в ловушки, и в отложении в их пределах богатых руд, принад-

лежит в ряде случаев тектоническим глинистым «пробкам». Они устанавливаются на границе ловушек, т. е. в участках смены структур рудных столбов структурами рядовых рудных тел. Действительно, для подпруживания растворов не обязательно существование поперечных разрывов с обильной глиной трения, экранирующей их. Проявление экранирующего эффекта можно представить и другим образом.

Если рассматривать структуру почти любого рудного столба в его продольной плоскости (т. е. в продольной плоскости ловушки), легко убедиться, что тектонические глинистые «пробки» как бы оконтуривают со всех сторон почти сплошным глинистым «барьером» систему трещинных полостей, заключенных в ловушке. В продольной плоскости ловушки обладают изометричной, чаще удлиненной, наклонно погружающейся на глубину формой. При этом глинистое вещество, развитое вдоль боков ловушки, выполняет роль геологического элемента, определяющего направление движения главных струй рудоносного раствора. Вещество, расположенное в верхней части ловушек, служит элементом, «фильтрующим» этот раствор. По-видимому, в некоторых случаях через тектонические глинистые «пробки» достаточно свободно просачивается растворитель, но при этом существенно замедляется проникновение растворимых соединений различных металлов, в том числе свинца и цинка. В результате концентрация таких соединений в растворе, циркулирующем в ловушке, может возрасти, что и будет способствовать отложению богатых руд.

Однако концентрация соединений металлов не всегда возрастает в значительной степени. Известны протяженные цепочки рудных столбов изометричной формы, как бы нанизанных на один «стержень». Ориентировка последнего скорее всего совпадает с главной струей раствора, в которой, очевидно, слабо изменялась концентрация рудных компонентов, так как в противном случае цепочка скоплений богатых руд возникнуть не смогла бы.

А. Н. Гераков и М. М. Константинов [1976] показали на моделях, что в ловушках происходит существенное изменение гидродинамического режима проникающих растворов, уменьшаются градиенты напора растворов по сравнению с зонами стволовой фильтрации, т. е. с потоком в прямолинейных отрезках трещин. Они подтверждают также падение скоростей фильтрации потоков при проникновении их в структуры, контролирующие рудные столбы.

Совокупность отмеченных явлений, происходящих с главными струями рудоносных растворов в ловушках, а также резкое и скоротечное изменение здесь термодинамических условий рудообразования являются главными причинами обособления богатых руд [Вольфсон Ф. И., 1962].

Таким образом, **размещение** рудных столбов определяется наличием на рудоносном участке структурных, структурно-контактовых ловушек и ловушек-экранов, а также изредка проявляющихся структурно-литологических ловушек. Столбы возникают в ловушках, расположенных на путях движения главных струй (потоков) и главных объемов рудоносных растворов. **Образование** в ловушках богатых руд свинца и цинка можно считать результатом одновременно проявляющихся в этап внутрирудной тектоники следующих явлений: 1) резкого затормаживания растворов; 2) существенного и быстро протекающего падения их внутреннего давления; 3) длительного взаимодействия с очень большой поверхностью вмещающих пород; 4) значительного понижения температуры; 5) изменения гидродинамического режима и направления движения рудоносных струй.

Кратко коснемся промышленного значения систематики рудных столбов (см. табл. 4). В предлагаемой систематике сделана попытка отразить наиболее часто устанавливаемые запасы свинца и цинка для каждого типа рудных столбов. Таким образом, определив геологическую позицию и тип рудного столба, геолог-разведчик может: 1) оценить глубину распространения столбов разного типа; 2) провести прогнозную оценку оруденения на месторождении в целом, учитывая возможные запасы руд в столбах, обычно составляющие более половины всех запасов на рудоносном участке; 3) при обнаружении на рудоносном участке реакционноспособных пород, вести целенаправленные поиски рудных столбов метасоматических руд, имея в виду большую значимость последних; 4) прогнозировать положение новых рудных столбов на флангах закономерно перегибающихся нарушений, локализирующих столбы типа 1; 5) применять наиболее рациональные методы разведки.

Образование рудных тел жильных свинцово-цинковых месторождений и в пределах их рудных столбов происходит в этап внутрирудной тектоники. Для рассматриваемых месторождений, формирующихся как в нижних, так и в верхних структурных ярусах земной коры, этап внутрирудной тектоники представляет собой период хрупких деформаций, протекающих синхронно с поступлением минерализованных растворов.

На участках жильных свинцово-цинковых месторождений этап внутрирудных деформаций протекает своеобразно, отличаясь рядом специфических черт. В частности, на участках рассматриваемых месторождений резко преобладают хрупкие деформации, возникают рудные тела, характеризующиеся четкими контактами, в минеральном веществе которых рудные минералы продуктивных ассоциаций нередко преобладают над жильными. Это позволяет наблюдать прямые смещения рудными жилами продуктивных минеральных образований и однозначно решать вопрос о направлении внутрирудных движений, разделять этап внутрирудной тектоники на ряд стадий и вычислять амплитуды перемещений в период каждой из них. Были выявлены также специфическое развитие внутрирудной тектоники на рудоносных участках, блокированных дорудными поперечными разрывами, и своеобразное подновление трещинных полостей, в одних случаях залеченных ранними кварцевыми агрегатами, а в других — сопровождающихся сравнительно обильной тектонической глиной трения. Все эти особенности присущи не только свинцово-цинковым, но и жильным месторождениям других металлов. Поэтому излагающиеся особенности будут, по-видимому, характерны для всего класса жильных гидротермальных месторождений.

Существенной особенностью жильных месторождений является неодинаковая степень подготовки трещинной структуры участков, вовлекающихся в этап внутрирудной тектоники. Длительной, многократно возобновляющейся подготовкой характеризуются участки крупных месторождений. Трещинная структура их закладывается задолго до оруденения, нередко в этап накопления рудовмещающих терригенных и вулканогенных пород или внедрения субвулканических и интрузивных тел. При этом в зонах единичных или нескольких главных разрывов аккумулируются нарастающие тектонические напряжения и про-

исходит их многократная разрядка. Это подавляет развитие поперечных разрывов, способствует формированию четкой зоны рудовмещающего нарушения и проявлению в ней оруденения на большом протяжении в плане и в разрезе.

Наоборот, на участках сравнительно небольших месторождений трещины рудовмещающей системы закладываются не-

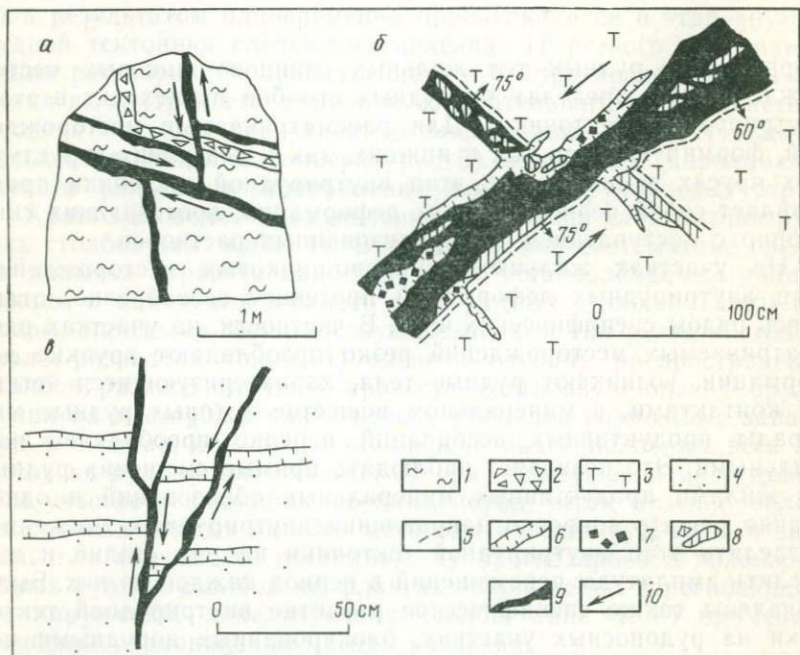


Рис. 60. Направления и амплитуды внутрирудных движений:

*a* — вдоль жилы Логэн, по Т. С. Ловрингу и Е. М. Годдарду, *б* — вдоль оруденелых трещин Пионерского участка, по Е. М. Некрасову, *в* — вдоль жил месторождения Богутни, по М. Пишу.

1 — гнейсы; 2 — латитовая брекчия; 3 — кварцевые альбитофиры; 4 — граувакки; 5 — трещины скола; 6 — прожилки раннего кварца; 7 — ранний пирит; 8 — пирротин; 9 — рудные жилы и агрегаты галенита и сфалерита; 10 — направления внутрирудных перемещений

зadolго до оруденения и лишь на небольшой части их — синхронно с внедрением дорудных даек. Учитывая время накопления рудовмещающих слоистых пород, а также время внедрения различных магматических образований, период подготовки трещинной структуры крупных участков можно оценить первыми десятками, а участков небольших месторождений — несколькими миллионами лет. Кратковременность подготовки участков небольших месторождений приводит к другим специфическим особенностям — к опережающему заложению и нередко подновлению поперечных разрывов. В результате на рудоносных участках к периоду оруденения широко проявлены поперечные

ограничители и дорудные сместители рудовмещающих трещин, что отрицательно влияет на локализацию оруденения. Некоторые из поперечных разрывов подвергаются оруденению и на рудоносных участках появляются две, три и даже четыре системы жил. Как правило, оруденение таких участков должно быть отнесено к рассредоточенному типу. Интересные примеры взаимоперечных жил, сместивших друг друга в этап внутрирудной тектоники, приведены Т. С. Ловерингом и Е. Н. Годдардом (рис. 60, а).

### Амплитуды и направления перемещений

Наблюдения над геологическими элементами, смещенными рудными жилами, подтвердили представления многих исследователей [Крейтер В. М., 1956; Вольфсон Ф. И., Яковлев П. Д., 1975; и др.] о небольших амплитудах движений вдоль трещин рудовмещающей системы. Имеющиеся материалы позволяют дифференцировать эти представления. Так, непосредственные наблюдения смещенных контактов пропластков пород и даек на Бачитском, Архонском, Замбаракском и Тары-Эканском месторождениях (см. рис. 60, б, а также рис. 9, 18, 36), наблюдения Т. С. Ловеринга [Lovering T. S., 1942], Т. С. Ловеринга и Е. Н. Годдарда в рудных округах Сильвер Плим и Брекенридж, В. Н. Титова и В. М. Бабенко [1965] на месторождении Северное Кантау, М. Пиша [Pisa M., 1966] на месторождении Богутин (см. рис. 60, в) подтверждают, что суммарные внутрирудные амплитуды на участках небольших месторождений не могут быть более нескольких десятков сантиметров — 3—5 м. Во всех указанных примерах в рудных жилах устанавливаются агрегаты трех-семи характерных минеральных ассоциаций. В связи с отложением каждой из них в сколах, т. е. в процессе перемещения пород вдоль них, необходимо представлять, что в течение одной стадии минерализации амплитуды внутрирудных движений составляют несколько сантиметров — первые десятки сантиметров. Это подтверждается также установленными амплитудами смещения ранних прожилков, в том числе и ранних пирит-кварцевых прожилков рудными галенит-сфалеритовыми жилами и прожилками на Пионерском рудоносном участке (см. рис. 60, б), а барит-галенитовыми жилами — на Тары-Эканском месторождении на 8—20 см в плане. Аналогичные величины смещения в период обособления минералов одной стадии минерализации установлены на некоторых жильных отечественных месторождениях золота [Крейтер В. М., 1965]. М. Пиша [Pisa M., 1965] и другими геологами идентичные амплитуды внутрирудных перемещений выявлены на ряде зарубежных жильных месторождений свинца и цинка (см. рис. 60, в).

Выявленные на крупных отечественных месторождениях свинца и цинка суммарные амплитуды внутрирудных движений достигают 5—12 и даже 20 м, а предполагаемая величина внутрирудных смещений в течение продуктивных стадий минерализации может быть оценена в 1—5 м, т. е. почти на порядок выше по сравнению с небольшими месторождениями.

Направления внутрирудных движений удается выявить значительно легче, используя различные методы: прямые наблюдения над смещенными элементами жил и рудовмещающих трещин, изучение ориентированных шлифов и главное — методы статистической обработки ряда параметров жил [Вольфсон Ф. И., Некрасов Е. М., 1967].

Направления внутрирудных движений были установлены на всех изучавшихся жильных месторождениях и рудоносных участках Садонского и Карамазарского районов, а также на месторождении Маджарово в Болгарии. По литературным данным известны направления внутрирудных движений вдоль рудоносных трещин на Эльбрусском жильном свинцово-цинковым месторождении [Вольфсон Ф. И., Лезин С. И.], на Беганском [Лейе Ю. А., Тихоненков Э. П., 1972] и жильных месторождениях метасоматических полиметаллических руд Северное Кантау [Титов В. Н., Бабенко В. М., 1965], Кугитанг [Бирюков В. И., 1960], Благодатском [Янишевский Е. В., 1972] и др.

Для этих месторождений преобладающим типом внутрирудных движений оказались сбросо-сдвиги (более половины месторождений), затем взбросо-сдвиги и лишь на пяти месторождениях были выявлены простые виды перемещений — сдвиги, взбросы и отрывы. Последние установлены вдоль главных рудовмещающих разрывов на Чукур-Джилгинском месторождении. На этом участке по другим нарушениям происходили сбросо-сдвиги и гравитационные сбросы. Таким образом, в этап внутрирудной тектоники вдоль рудоносных разрывов происходит, как правило, сложные движения малых амплитуд.

Сложные внутрирудные движения нередко сопровождаются раздвигами, т. е. раскрытием в поперечном направлении трещинных полостей. Они проявляются параллельно со сбросо- и взбросо-сдвиговыми смещениями в плоскости рудовмещающих разрывов. Элемент раздвиги устанавливается в том случае, когда внутрирудные движения происходят вдоль разрывов, занимающих при данном плане внутрирудных деформаций промежуточное положение между теоретически возможной ориентировкой трещин скальвания и отрыва. Раздвиговая составляющая обуславливает приоткрывание трещинных полостей на значительном протяжении. Это ведет, в свою очередь, к непрерывности минерального выполнения, проявлению протяженных жильных тел, образующихся несмотря на резкие изменения ориентировки рудовмещающих полостей. В таких участках дизъюнктивных нарушений при отсутствии элемента раздвиги

происходит затирание трещинной полости, вызывающее прерывистость минерального выполнения и рудных тел. Наоборот, сколовые трещины, открывшиеся по типу трещин отрыва, могут вмещать рудные жилы и прожилки, сменяющиеся на отдельных участках притертыми глинистыми проводниками. В частности, это было выявлено на Чукур-Джилгинском месторождении (см. рис. 39, а, б). Очевидно, для реконструкции плана деформаций внутрирудного этапа тектоники необходимо проводить особенно тщательные наблюдения.

Проявление на одних рудоносных участках сбросо-сдвигов, а на других — взбросо-сдвигов, по представлениям М. В. Гзовского [1975], П. М. Бондаренко и И. В. Лучицкого [1969] и других исследователей, занимавшихся экспериментальным деформированием различных веществ, происходит в условиях различного напряженного состояния участков, подвергающихся оруденению. «Чистые» взбросы могут возникать в том случае, когда участок по всем трем направлениям пространства испытывает сжимающие тектонические напряжения — так называемые осевые, или нормальные, напряжения. Одно из них ( $-\sigma_3$ ) является максимальным по величине (главным). Точно так же «чистые» сбросы могут образоваться в условиях, когда участок находится под воздействием растягивающих нормальных напряжений, проявляющихся по всем трем осям. При этом вектор движения пород, высвобождающихся из-под нагрузки и заключенных в секторе, ограниченном сопряженными сколами, направлен в первом случае (рис. 61, а) по направлению минимального сжатия, во втором — максимального растяжения (см. рис. 61, б).

В природных условиях, судя по типам наблюдающихся внутрирудных перемещений, в большинстве случаев рудоносные участки находятся в напряженном состоянии, являющемся промежуточным между разобранными двумя его крайними видами. Скорее всего внутрирудные взбросо-сдвиги (сдвиго-надвиги) протекают в условиях одно- или двухосных сжимающих напряжений (одно из них главное) и растягивающих напряжений, проявляющихся в третьем ( $+\sigma_1$ ) или двух ( $+\sigma_1$  и  $+\sigma_2$ ) направлениях (см. рис. 61, в). Сбросо-сдвиги проявляются, по видимому, в том случае, когда оруденевающий участок испытывает в одном или чаще в двух осевых направлениях нормальные растягивающие напряжения (см. рис. 61, г). При этом вектор максимальных по величине растягивающих напряжений ( $+\sigma_1$ ) в большинстве случаев ориентирован не горизонтально, а наклонно, что и обуславливает проявление сложных сбросо-сдвиговых перемещений в природе (см. рис. 61, д). Очевидно, такое же наклонное положение вектора главных осевых сжимающих напряжений должно быть принято и для условий, приводящих к взбросо-сдвиговым смещениям на рудоносных участках.

Как убедительно показано М. В. Гзовским [1975], сбросы, взбросы, надвиги и сдвиги и различные комбинации этих простых видов перемещений происходят вдоль сколовых трещин при разрядке тангенциальных напряжений, являющихся производными рассмотренных выше осевых напряжений, как сжимающих, так и растягивающих, приложенных извне к породам рудоносного участка. Очевидно, именно такая картина и на-

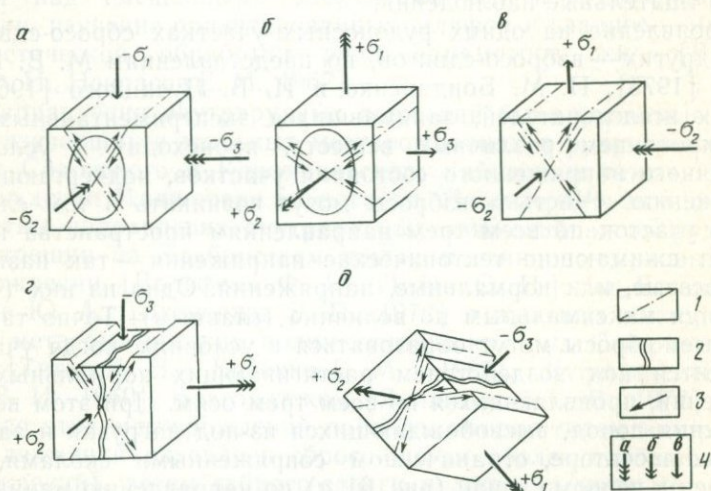


Рис. 61. Схемы образования систем сколовых и отрывных трещин в различной напряженной обстановке:

*a* — в условиях всех сжимающих нормальных напряжений, *б* — в условиях всех растягивающих нормальных напряжений, *в* — в условиях возникновения взбросов, *г* — в условиях возникновения сбросов, *д* — то же, при наклонном векторе  $-\sigma_3$ .

1 — плоскости сколов 2 — поверхности отрывов; 3 — направления относительных перемещений вдоль сколов; 4 — векторы нормальных напряжений разной величины: *a* — максимальной, *б* — промежуточной, *в* — минимальной

блюдается в природе — в одних частях участков перемещения по сколам, подвергающимся минерализации, происходят за счет разрядки осевых сжимающих, а в других — растягивающих напряжений. Тем самым теряется смысл проходившей в свое время дискуссии о том, при какой напряженной обстановке — в условиях растяжения или сжатия — протекает процесс рудообразования.

В пределах рудоносных участков объем областей, характеризующихся растягивающими и сжимающими напряжениями, непрерывно изменяется и существенно зависит от типа протекающей деформации. Экспериментами установлено, что при деформации горизонтального (или близкого к нему по направлению) сжатия и сдвигания, а также продольного изгиба и продольного расплющивания растягивающие напряжения охватывают небольшие объемы деформирующихся участков. На-

оборот, при деформации горизонтального (или близкого к этому направлению) растяжения, вертикального сдвига, а также поперечного изгиба и возникновении складок «штампового» типа области, находящиеся в обстановке растяжения, могут даже превосходить участки, характеризующиеся сжатием. В результате в пределах первых областей на рудоносных участках будут широко проявляться сбросо-сдвиги.

В обстановке всестороннего или двухосного растяжений значительной величины протекает минерализация в сериях сравнительно протяженных самостоятельных трещин отрыва, в раскрывающихся по их типу трещинах скалывания, в сбросах гравитационного типа, а в ряде случаев — в нормальных сбросах и сбросо-сдвигах. Чаще такая обстановка проявляется в блоках пород, примыкающих к разгруженным выгнутым граням разломов, в грабенах, пачках и толщах хрупких пород, ведущих себя более пластично, отличающихся высоким пределом текучести и деформирующихся без нарушения сплошности. Такая же обстановка характерна для толщ, располагающихся над внедряющимися интрузивными телами.

Образование сбросов гравитационного типа, в частности, на Чукур-Джилгинском месторождении происходило в условиях осевого, поперечного по отношению к простиранию сбросов растяжения (см. рис. 39). В том случае, когда масса пластинчатых блоков, заключенных между раскрывающимися трещинами отрыва, превышала силы сцепления пород, расположенных в разных боках этих трещин (т. е., видимо, силы трения), пластины приобретали способность опускаться вдоль них. Блок-пластины погружались, как бы «заклинивая» участок, подвергающийся растяжению.

### **Особенности проявления внутрирудной тектоники на рудоносных участках, блокированных системами дорудных ограничителей и сместителей**

На участках, слабо осложненных дорудными поперечными разрывами, внутрирудные движения протекают упорядоченно. Одноименные блоки пород, примыкающие к субпараллельным трещинам, расположенным на значительном расстоянии друг от друга (обычно около 100 м или более), перемещаются закономерно в одном и том же направлении. Например, на Архонском рудоносном участке (см. рис. 17) все блоки пород, примыкающие с северо-запада к жилам Главной, Зубакина, Промежуточной, Южной и др. в этап внутрирудной тектоники испытывали относительное воздымание и одновременно левостороннее смещение в плане.

На участках, блокированных достаточно протяженными дорудными органичителями или сместителями, внутрирудные пе-

ремещения вдоль серии субпараллельных рудоносных разрывов также могут протекать упорядоченно. В частности, на Чукур-Джилгинском месторождении вдоль блокоразделяющих нарушений северо-западного и северо-северо-восточного простираний происходили внутрирудные сбросо-сдвиги, а основная часть сопряженных с ними сколов, вытягивающихся на северо-восток, приоткрывалась по типу трещин отрыва.

Иногда на блокированных рудоносных участках упорядоченность внутрирудных движений нарушается. Намечаются два основных типа таких обстановок. С одной стороны, это участки, на которых развиты две различно ориентированные системы протяженных дорудных ограничителей, оказавшиеся в положении сопряженных трещин в этап внутрирудной тектоники. Рудоносные разрывы выступают при этом оперяющими сколами то одной, то другой системы таких ограничителей.

К другому типу геологической обстановки, нарушающей упорядоченность внутрирудных движений, относится проявление сближенных субпараллельных рудоносных разрывов. Для них характерно смыкание между собой в плане, отчасти в разрезе, что обуславливает выделение ими в пределах рудоносных участков узких линзовидных блоков пород. Одни из них в процессе внутрирудных деформаций перемещаются на максимальные амплитуды, в то время как другие «отстают» от первых. Иногда сравнительно сближенные рудоносные разрывы не замыкаются, а ограничиваются на флангах поперечными нарушениями и также оконтуривают более подвижные пластины пород.

Внутрирудные перемещения, характерные для первого типа геологической обстановки, типичны для Верхне-Згидского месторождения. Как известно, Главная Верхне-Згидская жила в дорудное время была расчленена на несколько протяженных отрезков поперечными Большими сбросами двух различно ориентированных систем (см. рис. 14, б). В этап внутрирудной тектоники эти системы нарушений оказались сопряженными и вдоль них протекали основные движения. Результатом этих перемещений явились движения по отдельным разобщенным отрезкам главного рудоносного нарушения. При этом каждый отрезок нарушения выступал в ранге скола, оперяющего Большие сбросы то одной, то другой ориентировки. Соответственно вдоль этих сколов, смыкавшихся с субмеридиональными Большими сбросами, происходили правосторонние сбросо-сдвиги. Однако отрезки того же главного нарушения, смыкавшиеся со Вторым Большим сбросом северо-западного простирания, характеризовались левосторонними сбросо-сдвигами (см. рис. 14, б). Таким образом, направление горизонтальной составляющей внутрирудных движений оказалось в этом случае противоположным и повлекло за собой локализацию скоплений богатых руд не в субширотных трещинных полостях, а в поло-

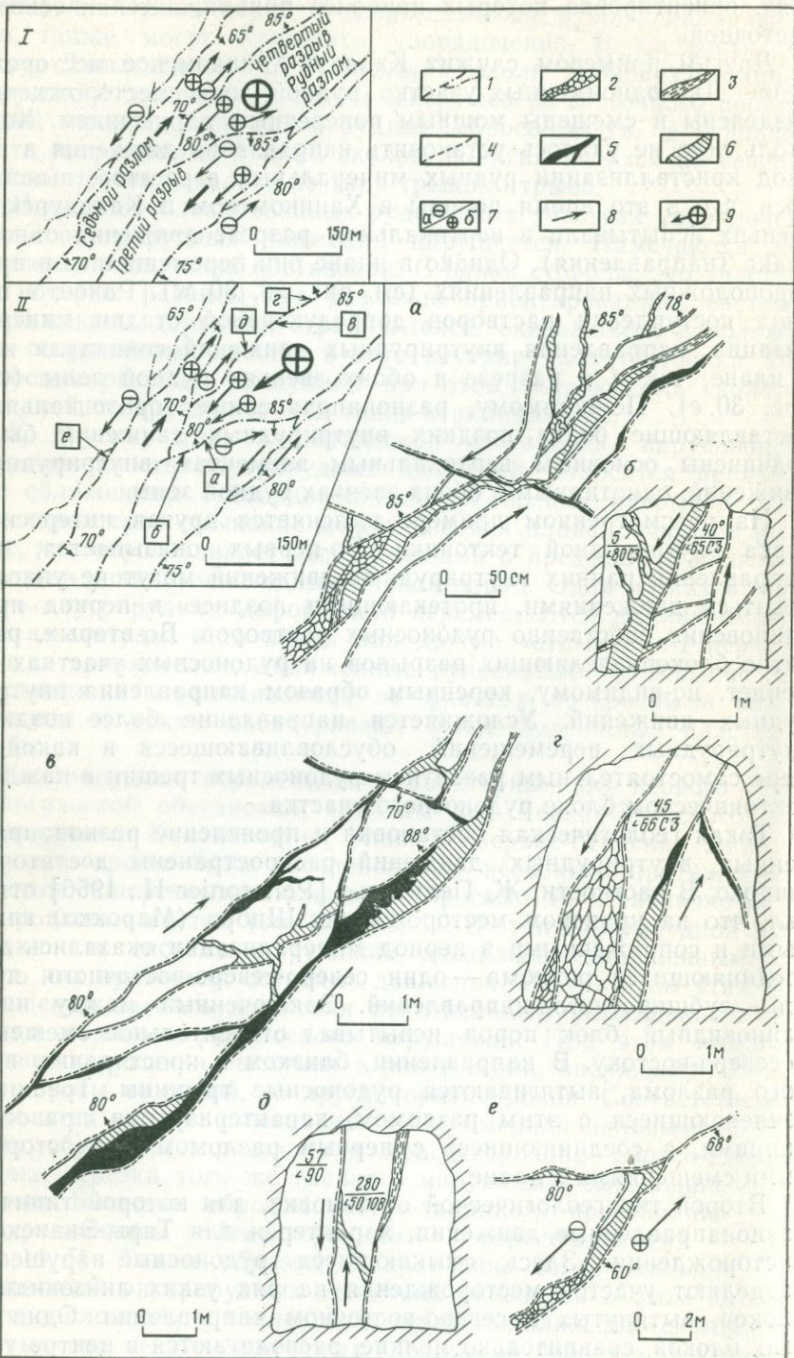
стях, ориентировка которых наиболее приближается к северо-восточной.

Другим примером служит Какадур-Ханикомское месторождение. Два одноименных участка рудной зоны месторождения разделены и смещены мощным поперечным нарушением. Хотя вдоль него не удалось установить направления движения в период кристаллизации рудных минеральных агрегатов, выяснилось, что в это время породы в Ханикомском и Какадурском звеньях испытывали в вертикальном разрезе движения одного знака (направления). Однако в плане они перемещались в противоположных направлениях (см. рис. 28, 30, *ж*). Ранее, в период поступления растворов допродуктивной стадии минерализации, направления внутрирудных движений совпадали как в плане, так и в разрезе в обоих звеньях рудной зоны (см. рис. 30, *е*). По-видимому, разнонаправленные горизонтальные составляющие более поздних внутрирудных движений были подчинены основным вертикальным элементам внутрирудных движений, однотипным в обоих звеньях рудной зоны.

На рассмотренном примере выясняется другая интересная черта внутрирудной тектоники. Во-первых, оказывается, что направления ранних внутрирудных движений могут не унаследоваться движениями, протекающими позднее, в период проникновения собственно рудоносных растворов. Во-вторых, развитие блокоразделяющих разрывов на рудоносных участках не меняет, по-видимому, коренным образом направления внутрирудных движений. Усложняется направление более поздних внутрирудных перемещений, обуславливающееся в какой-то мере самостоятельным развитием рудоносных трещин в каждом тектоническом блоке рудоносного участка.

Такая геологическая обстановка и проявление разнонаправленных внутрирудных движений распространены достаточно широко. В частности, Ж. Пелисонье [Pelissonier H., 1956] отметил, что на урановом месторождении Шибра (Марокко) главными и сопряженными в период минерализации оказались два соединяющихся разлома — один северо-северо-восточного, другой — субширотного направлений. Заключенный между ними клиновидный блок пород испытывал относительное смещение к северо-востоку. В направлении, близком к простиранию второго разлома, вытягиваются рудоносные трещины. Трещины, сочленяющиеся с этим разломом, характеризуются правосторонними, а соединяющиеся с первым разломом — левосторонними смещениями в плане.

Второй тип геологической обстановки, для которой типичны разнонаправленные движения, характерен для Тары-Эканского месторождения. Здесь смыкающиеся рудоносные нарушения разделяют участок месторождения на ряд узких линзовидных блоков, вытянутых в северо-восточном направлении. Одни из этих блоков, сравнительно мелкие, располагаются в центре уча-



стка («срединные» блоки) и заключены между более крупными. В этап внутрирудной тектоники происходило перемещение целиком крупных линзовидных блоков пород, т. е. проявлялось не относительное, а абсолютное движение горных масс в разных направлениях. При этом в одни периоды внутрирудных деформаций движение мелких срединных блоков подчинялось направлению перемещений крупных (рис. 62). В другие периоды, наоборот, срединные блоки выжимались крупными и отставали от них. Это обуславливало разнонаправленные относительные перемещения вдоль разрывов.

Интересный пример аналогичных по типу движений устанавливается при анализе структуры и позиции рудных столбов на участке Бабилония жильного свинцово-цинкового месторождения Тачко (Мексика), детально изученного Г. Фаулером и др. [1953]. На этом участке проявлены жилы Бабилония, Ми-Кармен, Эль-Кобре и Гвидалупе, соединяющиеся субмеридиональными жилой 66 и Главным оперяющим сколом (рис. 63). Параллельно последним вытягивается целая серия менее протяженных оруденелых разрывов, оперяющих главные жилы. В жиле и ряде оперяющих сколов локализованы рудные столбы, приуроченные к различно ориентированным изогнутым участкам этих трещинных структур, несовпадающим в различных жилах. В результате анализа размещения рудных столбов и ориентировки приоткрытых трещинных полостей на участке Бабилония устанавливается, что субмеридиональная пластина пород, заключенная между жилой 66 и Главным оперяющим сколом, разделяющая участок на северную и южную части, передвигалась в этап внутрирудной тектоники в юго-восточном направлении. Северная и южная пластины смещались относительно ее к северо-западу и северу. В результате одноименные блоки пород, например вдоль жилы Бабилония, Ми-Кармен и Эль-Кобре, двигались в различных противоположных направлениях (см. рис. 63).

Подобная картина выявлена для пластинчатых блоков Холстинского месторождения, фланги которых упираются в блокоразделяющие поперечные разрывы. Этим была обеспече-

Рис. 62. Схема внутрирудных движений на Тары-Эканском месторождении блокового типа в период формирования: I — ранних кварц-пирит-гематитовых жил (с минералами меди и висмута); II — в период образования продуктивных агрегатов барит-мангансидерит-флюорит-полиметаллической стадии. Буквами обозначены зарисовки взаимоотношений минерализованных главных и оперяющих сколов и отрывов: а, в, е — план; б, г, д — разрезы. 1 — рудоносные разрывы; 2 — зоны дробления; 3 — глинистые тектонические швы; 4 — дорудная тектоническая глина трения; 5 — скопления ранних минеральных агрегатов; 6 — рудные агрегаты; 7 — направления относительных перемещений, в разрезе: а — погружение пород, б — воздымание; 8 — то же, в плане; 9 — направления истинного движения блоков в плане и разрезе

на мобильность наиболее узкой центральной пластины, расположенной на одном участке месторождения между жилами Верхней и Уаллаг-Фандаг, а на другом — между последней и жилой Вертикальной. Центральная, наиболее мобильная пла-

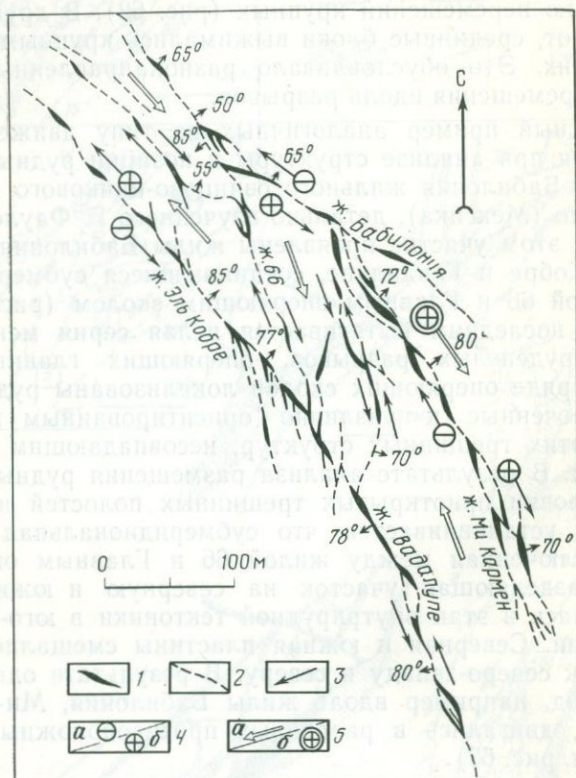


Рис. 63. Схема внутрирудных движений вдоль разрывов системы Бабилона, способствовавших образованию рудных столбов (план). Месторождение Тачко (Мексика), размещающееся в глинистых сланцах. По Г. Фаулеру и др.

1 — рудные столбы; 2 — жилы с рядовыми рудами; 3 — направления относительных внутрирудных перемещений в плане; 4 — то же, в разрезе: а — погружение пород, б — вздымание; 5 — направления истинных внутрирудных движений блоков: а — в плане, б — в разрезе

стина в этап внутрирудной тектоники перемещалась как единая горная масса в плане к северу, а в разрезе испытывала вздымание (см. рис. 19). Это обуславливалось, возможно, выжиманием пластины породами, расположенными к западу и востоку от нее.

## Влияние глинки трения и брекчии вмещающих пород на интенсивность внутрирудных движений

На примере ряда изученных месторождений подтвердились ранее высказывавшиеся В. М. Крейтером [1956], Ф. И. Вольфсоном [1962], Д. Д. Байрли [Byerlee J. D., 1967] и другими исследователями представления о том, что дорудная глина трения, сохраняющаяся по контакту жильных тел, является хорошим «смазочным» материалом и способствует возобновлению движений вдоль них. В частности, на Какадур-Ханикомском месторождении одна из штолен проследила сравнительно мощную (до 5 м) и протяженную линзу сульфидно-кварцевого состава. Вдоль ее всяческого бока проявлен слой темной пиритизированной глинки трения. Кварц в примыкающей к ней узкой полосе деформирован и пересечен густой сетью трещин, которые залечены различными сульфидами продуктивной ассоциации. Они слагают многочисленные прожилки, гнезда и вкрапленность пирита, галенита и сфалерита. К центральной части линзы количество сульфидов постепенно, но неуклонно уменьшается.

Лежачий бок линзы припаян к вмещающим окварцованным алевролитам и сопровождается мелкими апофизами кварца. В этом боку не наблюдается даже вкрапленности сульфидов. От всяческого бока к центру линзы суммарные содержания свинца и цинка снижаются от 8 до 2%, а в лежащем боку составляют десятые и сотые доли процента. Очевидно, движения, синхронные с поступлением рудоносных растворов, протекали только по всяческому боку линзы, там, где сохранился слой дорудной глинки трения.

Для локализации рудных агрегатов благоприятно также широкое проявление брекчии вмещающих пород. Особенно это относится к серицитизированной, хлоритизированной, пропицитизированной брекчии, заключенной в ранних существенно кварцевых, кварц-сидеритовых, иногда флюоритовых или баритовых жильных телах. В частности, на Гудасском, Кадатском, Какадур-Ханикомском, Гайнакканском, Замбаракском, Верхне-Згидском и других месторождениях интенсивной внутрирудной деформированности подвергаются участки существенно кварцевых, кварц-сидеритовых и баритовых жил, содержащие в обилии обломки измененных вмещающих пород. В этих участках развиваются агрегаты сульфидных руд с характерными брекчиевыми, а иногда и кокардовыми текстурами руд. Последние с большой наглядностью свидетельствуют о раздроблении раннего жильного вещества и возникновении многочисленных пустот и полостей. Мощность подобных рудных скоплений в несколько раз превышает мощность сульфидных агрегатов в умеренно деформированных участках жил. По-видимому, любая

неоднородность, нарушающая «однообразие» внутреннего строения жильных тел, благоприятна для возобновления внутрирудных движений, проявления трещиноватости и локализации руд.

### **Особенности внутрирудных движений вдоль трещин, залеченных кварцем**

На некоторых месторождениях, особенно близповерхностных месторождениях второй группы, к периоду поступления собственно рудоносных растворов трещинные полости нередко оказываются залеченными допродуктивными минеральными агрегатами существенно кварцевого состава. Кристаллизация более поздних рудных минералов происходит в трещинах, накладывающихся на это раннее кварцевое выполнение. При этом кварц выступает как особо прочная среда, со значительным трудом поддающаяся трещинообразованию [Берч Фр. и др., 1949; Бриджмен П. В., 1955; и др.]. Кварц характеризуется очень высокой прочностью на сжатие, в несколько раз превышающей эту величину для вмещающих его пород.

С химической точки зрения кварц также чаще представляет собой инертную среду и неблагоприятен для проявления метасоматического рудоотложения. В связи с отмеченными особенностями кварца более поздние внутрирудные трещины либо вообще не проявляются в ранних жилах, сложенных этим минералом, либо возникают вблизи них, во вмещающей породе. При этом они используют контакты маломощных участков жил, которые «поддаются» деформации.

На Архонском месторождении ранний кварц залечил лишь непротяженные участки маломощных брекчированных зон. Возникли линзовидные жилы кварца, содержащие угловатую мелкую брекчию вмещающих гранитов. Со стороны лежащего бока от образовавшихся кварцевых тел отделяется сеть апофиз того же состава. Эта жильная система, представляющая собой сочетание основного кварцевого тела и сети апофиз, настолько прочно залечила ранние внутрирудные зоны дробления, что подновление их происходило лишь висячем боку, на контакте с гранитами, где совершенно отсутствовали апофизы кварца. Именно здесь обособились сульфидные жилы мощностью от одного до нескольких метров. Они примыкают к полосам раннего кварцевого вещества, совершенно лишенного галенита и сфалерита.

Таким образом, отложение кварца вносит коррективы в интенсивность проявления внутрирудных движений и соответственно размещение скоплений рудных минералов. При слабом проявлении ранних, существенно кварцевых стадий минерализации агрегаты этого минерала залечивают короткие интервалы трещинных полостей, слагая в них своеобразные «пробки». В иных случаях в зонах разрывов на протяженных отрезках со-

храняются глина трения, выступающая прекрасным «смазочным» материалом, а также брекчия вмещающих пород. Это служит предпосылкой для сравнительно легкого подновления разрывов в последующие стадии деформации, синхронные с поступлением собственно рудоносных растворов. Очевидно, для формирования мощных существенно сульфидных рудных тел благоприятно постепенное нарастание интенсивности процесса минералообразования и, возможно, этапа внутрирудной тектоники, а также достижение ими максимума в период подъема собственно рудоносных растворов.

### **О возможных причинах стадийности процесса минерализации**

Кратковременность этапа внутрирудной тектоники, преимущественно малая протяженность рудовмещающих трещин, а также крайне небольшие амплитуды перемещений вдоль них не позволяют предполагать, что последние обуславливали подъем и транспортировку рудоносных растворов из глубинных очагов. Вместе с тем характерной особенностью жильных свинцово-цинковых месторождений первой и второй групп является теснейшая пространственная связь непротяженных рудовмещающих нарушений с рудоконтролирующими разломами, вытягивающимися на десятки километров. Они вмещают тела вулканоплутонических образований, а также штоки и дайки магматических пород, внедрившиеся до процесса оруденения. Рудоконтролирующие разломы проникают глубоко в земную кору и, по-видимому, служат каналами для поднимающихся магм и главными рудоподводящими каналами для растворов в рудных районах и узлах. Транспортировка растворов происходит скорее всего в более продолжительный и тектонически более напряженный этап дорудных деформаций, занимающий период времени между оруденением и внедрением самых близких к процессу минерализации магматических образований.

Корневые части рудоподводящих разломов представляют собой зоны расланцевания или даже зоны вязкого течения вещества. Возможно, на глубинах более 6 км от древней поверхности к ним сначала стягиваются, а затем в их зоны поступают растворы, медленно поднимающиеся непрерывным фронтом из глубинного очага. Это можно объяснить тем, что вдоль главных рудоподводящих каналов в дорудный этап тектоники происходят многоамплитудные перемещения, часто достигающие сотен метров, а возможно, и более. Они вызывают нарушение сплошности пород и спад внешнего давления в зонах каналов, что служит толчком к поступлению в них растворов. Относительно движения растворов непрерывным фронтом убеждают следующие обстоятельства.

По данным В. В. Архангельской [1973], на любых месторождениях свинца и цинка, формирующихся в самых различ-

ных рудных районах мира как в верхних, так и в нижних структурных ярусах земной коры, устанавливается повторяемость ранних, продуктивных и постпродуктивных минеральных ассоциаций, обладающих одинаковым составом. В частности, в ранние стадии минерализации выделяются кварц, в меньшей степени железистые карбонаты и рудные минералы железа — пирит, марказит, мельниксит, гематит, магнетит, арсенопирит, пирротин. В незначительных количествах иногда устанавливаются вольфрамит и шеелит, еще реже касситерит.

Значительная часть основных компонентов жильных минералов — Ca, Fe, SiO<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, как это показали расчеты многих исследователей [Лисицын А. Е., Малинко С. В., 1961; Щербина В. В., 1963; Образцова З. А., 1966], заимствуется по пути следования растворами из вмещающих пород. В агрегатах следующих стадий минерализации наряду с названными на ряде месторождений выделяются минералы висмута и меди — главным образом висмутин и висмут самородный, халькопирит и блеклая руда, иногда также сульфосоли меди и висмута. В последующем в продуктивные стадии вместо минералов железа главное значение приобретают минералы меди, цинка и свинца, а затем и серебра — халькопирит, борнит, блеклые руды, сфалерит и галенит, сульфосоли меди и свинца, а на некоторых месторождениях, кроме того, золото. Одновременно или вслед за этой группой минералов выделяются серебро, аргентит и в ряде случаев сульфосоли серебра. В следующие стадии минерализации, обычно постпродуктивные, кристаллизуются антимонит, киноварь, реальгар, характерные жильные минералы — барит, кальцит.

Примерно аналогичный ряд последовательной кристаллизации минералов был рассчитан Х. Ямазаки [Yamazaki H., 1965], исходя из уменьшения их энтропии и «энергетического эффекта» выделения. Этот ряд следующий: W, Mo, Sn, Fe, U, Sb, Bi, As, Cu, Sn, Sb, Au, Zn, Pb, Au, Ag, Hg. Такая последовательность, повторяющаяся на жильных свинцово-цинковых месторождениях в самых различных рудных районах мира, дает основание предполагать, что состав рудоносного раствора, вероятно, везде примерно одинаков, т. е. в верхние части земной коры всюду поступает «универсальный» раствор, различающийся лишь концентрацией компонентов [Овчинников Л. Н., Масалович А. М., 1974]. По-видимому, по мере подъема по зонам рудоподводящих каналов состав раствора постепенно изменяется — раствор эволюционирует. Верхние части фронта раствора обогащаются кремнекислотой, углекислотой и соединениями железа и кальция, а также другими компонентами, в значительной мере пополняющимися из вмещающих пород. Эти растворы содержат также значительные концентрации соединений мышьяка и сурьмы, по-видимому, магматогенного происхождения. В более глубоких частях поднимающегося фронта растворов содержа-

ния этих соединений убывают, но зато нарастают концентрации ионов висмута, меди, а несколько глубже — свинца и цинка. В еще более глубоких частях фронта растворов главное значение среди соединений металлов переходит к золоту, серебру, вновь к сурьме и мышьяку, а также ртути, барию и кальцию.

По представлению автора, эволюционирующий подобным образом фронт раствора перемещается постепенно все выше по зонам рудоподводящих каналов. В хрупких породах на глубине 5—6 км и в пластичных — на глубине 3—4 км от древней поверхности растворы достигают корней рудовмещающих разрывов, часть которых непосредственно соединяется с каналами. В случае проявления хрупких деформаций и раскрытия полостей в корнях разрывов растворы получают возможность поступать в них, т. е. протекает этап внутрирудных деформаций. Сначала корней разрывов достигает самая верхняя часть фронта растворов. Проникновение и подъем этой части фронта происходят до тех пор, пока новый тектонический импульс не сожмет корень разрывного нарушения и не прекратит к нему доступ раствора. Очевидно, последовательно проявляющиеся тектонические импульсы внутрирудного этапа каждый раз как бы отделяют от непрерывно поднимающегося фронта растворов порцию за порцией.

В связи с предполагаемой эволюцией растворов каждая порция его качественно и количественно отличается от предыдущей. Соответственно им кристаллизуются различные по составу парагенетические и характерные минеральные ассоциации. Вместе с тем последующие порции всегда содержат ряд соединений, характерных для предыдущих, поэтому в агрегатах следующих друг за другом стадий минерализации повторяется ряд минералов. Те же минералы, компоненты которых замещаются растворами из вмещающих пород, могут выделяться из стадии в стадию и оказаться «сквозными».

Следовательно, непрерывно поднимающийся из глубинного очага поток растворов разделяется на отдельные порции сравнительно неглубоко от древней поверхности. Причиной этого является периодическое приоткрывание корней рудовмещающих разрывов в результате ряда последовательных импульсов этапа внутрирудной тектоники.

Жильные свинцово-цинковые месторождения размещаются в самой разнообразной геологической обстановке. Они отличаются простотой диагностики рудовмещающих разрывов, рудных тел, их минерального состава, взаимоотношений с разнообразными геологическими элементами. Несмотря на свое ограниченное промышленное значение, жильные свинцово-цинковые месторождения важны в научном отношении. На их примере в деталях выясняются коренные различия систем рудовмещающих разрывов и рудных тел, а также геологической обстановки и условий локализации месторождений, формирующихся в нижних и верхних структурных ярусах земной коры. Устанавливаются главные черты крупных жильных месторождений и их отличия от месторождений небольшого масштаба. Выявляются закономерности образования богатых руд, рудные столбы различных типов и особенности внутрирудной тектоники. В результате свинцово-цинковые месторождения могут рассматриваться в качестве своеобразного эталона в классе жильных месторождений различных металлов.

1. Локализация месторождений и рудных тел в нижних структурных ярусах земной коры происходит преимущественно под эродировавшимися породами верхнего яруса. Последние, как правило, резко отличаются литологическим составом от залегающих глубже рудовмещающих толщ, являются менее метаморфизованными и более хрупкими. Рудовмещающие разрывы образуются, сосредоточиваясь в наиболее приподнятых участках нижнего яруса — в поднятых тектонических блоках и сводах антиклиналей и горст-антиклиналях различного типа. Основной причиной концентрации разрывов в этих структурных элементах является избирательная разрядка тектонических напряжений в приподнятых участках нижних ярусов, испытывающих минимальную литостатическую нагрузку. Рудоконтролирующими локальными и региональными элементами выступают разломы, служившие каналами для поднимающихся рудоносных растворов. Рудовмещающие разрывы, как правило, непосредственно сочленяются с ними.

В связи со значительной глубиной формирования разрывы унаследуют в породах нижних структурных ярусов обычно одно направление древней трещиноватости и отличаются прямолинейностью. Каждый разрыв характеризуется сравнительно од-

народным внутренним строением на значительном протяжении. Типичный морфологический тип рудных тел — выдержанные массивные жилы плитообразной формы. Вертикальный размах оруденения на месторождениях изменяется от многих сотен метров до 2—2,5 км. В рудных районах и узлах оруденение проявляется в вертикальном диапазоне, достигающем максимумом 3,5—4 км.

2. В верхних структурных ярусах оруденение формируется преимущественно на глубине от нескольких сотен метров до 1,5 км ниже древней доминерализационной поверхности, под экранирующими породами того же яруса. Последними выступают или более глинистые разности, или горизонты и магматические тела, значительно меньше подвергающиеся деформации и трещинообразованию. Разрывы в этих породах затухают вверх по восстанию. Таким образом, экранирующий эффект обуславливается нередко слабой деформированностью надрудных пород и определяется верхней границей распространения полостей разрывов.

Месторождения локализуются в различных складчатых и глыбовых структурах, в том числе и в тектонических блоках, погруженных в дорудные этапы развития. Роль рудоконтролирующих нарушений выполняют разнообразные геологические элементы — разломы, зоны расланцевания и трещиноватости, пояса деформированных штоков и даек, а в областях интенсивного проявления вулканизма — кальдеры и другие сложные по строению вулканические и вулкано-плутонические постройки. С региональными рудоконтролирующими разломами рудовмещающие разрывы обычно не сочленяются. Они преимущественно сопровождают локальные нарушения, оперяющие региональные разломы. Рудовмещающие разрывы в верхних структурных ярусах формируются в условиях значительно более тесной пространственной связи с магматическими и субвулканическими телами, возникающими непосредственно перед оруденением. Контакты их нередко используются рудовмещающими разрывами и рудными телами.

В связи с малой литостатической нагрузкой, проявленной сравнительно равномерно в кровле верхних структурных ярусов, подвергающихся трещиноватости, а также возможностью разрядки сравнительно невысоких (по значению) тектонических напряжений, происходит одновременное оживление трещин нескольких направлений. Формирующиеся разрывы унаследуют все или почти все эти трещины. В результате характерной чертой рудовмещающих разрывов и выполняющих их жильных рудных тел в образованиях верхних структурных ярусов выступают изогнутость, разветвленность тех и других, обилие оперяющих трещин и апофиз и изменчивость внутреннего строения. Один тип разрывов и рудных тел сменяет по простиранию и падению другой.

Типы рудных тел разнообразны — это ветвящиеся жилы сложного строения, зоны прожилкового, штокверкового, а также прожилково-вкрапленного оруденения, разобщенные линзы и гнезда руд. Вертикальный размах оруденения на месторождениях и рудных полях меньше по сравнению с нижними ярусами и изменяется от нескольких сотен метров до 700—800 м. В рудных районах и узлах оруденение проявляется в вертикальном диапазоне от 1,5 до 2,5 км, причем наименьший размах оруденения характерен для районов, где в разрезе преобладают пластичные, чаще глинисто-сланцевые толщи.

3. Рудовмещающие разрывы, сформировавшиеся в нижних структурных ярусах, по сравнению с разрывами верхних ярусов более притертые, не достигают древней доминерализационной поверхности и более «закрыты» для атмосферного кислорода. Благодаря значительной глубине размещения они многократно подвергаются приоткрыванию в процессе оруденения. В связи с этими особенностями в зонах разрывов нижних структурных ярусов обособляются чаще агрегаты четырех-семи характерных минеральных ассоциаций и в том числе нескольких рудных свинцово-цинковых ассоциаций. Интенсивность процесса минерализации нарастает постепенно и достигает максимума в середине его, когда происходит обособление нескольких продуктивных ассоциаций. Образуются преимущественно высоко- и среднетемпературные, существенно сульфидные, сравнительно богатые руды. В менее значительных по объему ранних допродуктивных ассоциациях преобладает кварц, а среди рудных минералов — сульфиды железа.

В верхних структурных ярусах в связи с относительной «открытостью» рудовмещающих разрывов для атмосферного кислорода и легкостью приоткрывания процесс минералообразования почти сразу же достигает максимальной интенсивности и затем, наоборот, постепенно затухает в связи со все большей и большей залечиваемостью полостей минеральными агрегатами. В начале его в обилии выделяются самые разнообразные жильные минералы — кварц, различные карбонаты, флюорит, барит. Среди рудных минералов помимо сульфидов кристаллизуются окисные соединения железа — гематит, магнетит. В период спада интенсивности минералообразования выделяются свинцово-цинковые агрегаты одной, реже двух продуктивных характерных минеральных ассоциаций. Помимо сульфидов кристаллизуются свинцовые, медные, висмутовые, серебряные сульфосолевые соединения сложного состава, а нередко также серебро и аргентит. В ряде случаев в рудах появляются иногда минералы олова, сурьмы и ртути. Образуются преимущественно средне-низкотемпературные, часто убогие руды, нередко не только кварцевого, но и карбонатного, флюоритового или баритового состава, в которых жильные минералы преобладают над рудными.

4. Для некоторых жильных свинцово-цинковых месторождений и особенно локализованных в верхних структурных ярусах устанавливается проявление вертикальной структурной и минеральной зональности отложения. Первая представляет собой изменение с глубиной: 1) внутреннего строения и морфологии главных рудовмещающих нарушений и системы оперяющих трещин; 2) внутреннего строения и морфологии рудных тел; 3) количества тектонической брекчии и глинки трения в зонах нарушений; 4) одних текстур руд другими. Для многих месторождений, сформировавшихся в верхних структурных ярусах, вертикальная структурная зональность проявляется резким изменением всех перечисленных геологических элементов в небольшом диапазоне — от нескольких сотен метров до 700—800 м. Такая зональность должна быть отнесена к контрастной в отличие от неконтрастной зональности, устанавливаемой на некоторых месторождениях нижних структурных ярусов. На этих месторождениях она обычно выражается в изменении лишь некоторых элементов в пределах растянутого вертикального интервала, колеблющегося от многих сотен метров до 2 км и более.

Минеральная зональность отложения на жильных свинцово-цинковых месторождениях, сформировавшихся в различных ярусах земной коры, выражается в смене с глубиной окисно-сульфидно-сульфосолевых руд существенно сульфидными. При этом, начиная от верхних уровней месторождений к нижним, постепенно уменьшаются или даже совершенно исчезают гематит и магнетит, сульфосоли Pb, Cu, Bi и Ag, другие минералы серебра и самородное золото, клейофан, а также касситерит, станнин, антимонит и киноварь (в случае присутствия этих минералов в рудах). Сокращается количество или исчезают различные карбонаты (кроме сидерита и мангансидерита) и барит. В рудах с глубиной появляются или непрерывно возрастают пирротин и арсенопирит; за счет увеличения роли этих минералов уменьшается отношение пирита к пирротину и пирита к арсенопириту. В связи с сокращением в минеральном веществе рудных минералов с глубиной относительно увеличивается количество раннего кварца. Линзо- и четковидные образования последнего слагают безрудные «корни» жильных минеральных тел.

Наряду с зональностью отложения для свинцово-цинковых месторождений достаточно широко устанавливается минеральная зональность пульсационного типа. Она проявляется в рудных районах, узлах, полях, месторождениях и в пределах отдельных рудных тел. При этом, с одной стороны, известны примеры концентрической зональности, выражающейся в смене от какого-либо центра (тектонического наиболее мобильного блока или штока интрузивных пород) ранних минеральных ассоциаций все более поздними к периферии участка. Подобная

зональность более характерна для рудных районов, узлов, реже полей. С другой стороны, выявляется линейная пульсационная зональность, представляющая ту же смену одних минеральных агрегатов другими разновозрастными агрегатами, но в одном, линейном направлении. Чаще она обуславливается вытянутостью тектонических блоков или расположением рудоконтролирующих разломов, выступающих в роли основных каналов, подводящих минерализованные растворы. Линейная зональность наблюдается также в пределах месторождений. В плоскости рудных тел в ряде случаев обнаруживается преимущественное обособление более поздних минеральных ассоциаций на флангах и в верхних частях рудовмещающих разрывов, «разрастающихся» в завершающие стадии внутрирудного этапа развития (чехловая зональность).

5. Наименьшей изменчивостью морфологии и внутреннего строения как в нижних, так и в верхних структурных ярусах характеризуются только рудоносные разломы и протяженные, сравнительно мощные зоны дробления, с которыми связано образование крупных жильных месторождений. Рудоносные разломы имеют «сквозной» характер и пересекают породы всех структурных ярусов. Они закладываются в дорудные этапы плутонической или вулканоплутонической деятельности. Эти нарушения многократно подновляются и обладают значительными (сотни — многие сотни метров и более) суммарными амплитудами перемещений. При этом амплитуды движений вдоль них непрерывно уменьшаются, начиная от периода заложения рудовмещающих трещин и кончая этапом внутрирудной тектоники. Тем не менее они составляют и в этот этап многие метры и даже первые десятки метров. Жильное оруденение крупного масштаба отличается сосредоточенностью в зонах рудоносных разломов и зонах дробления и слабой нарушенностью этих разрывов поперечными дорудными дизъюнктивами — главным образом дорудными сместителями, оказывающими незначительное влияние на локализацию руд. Участки крупных жильных свинцово-цинковых месторождений, как правило, линейно вытянуты в одном направлении.

Зоны рудовмещающих разломов приоткрываются на большом вертикальном диапазоне, а рудные тела характеризуются незначительной изменчивостью. Вертикальный размах оруденения достигает от многих сотен метров до 2 км и более. При этом крупные жильные тела свинцово-цинковых руд формируются в средней и нижней частях вертикального интервала оруденения, характеризующего данный рудный район или узел. «Корни» этих рудных тел определяют нижнюю границу оруденения. Продуктивные минеральные ассоциации обладают устойчивым составом, начиная от верхних до нижних уровней месторождений. Для крупных месторождений установлена вертикальная структурная зональность; минеральная зональность от-

ложения и тем более зональность пульсационного типа проявлены неконтрастно. Выявление четких элементов зональности скорее служит отрицательным признаком для благоприятного прогноза оруденения крупного масштаба.

Крупные месторождения образуются предпочтительнее в нижних структурных ярусах земной коры и приурочиваются к наиболее хрупким разностям пород, присутствующим в разрезе рудных районов и узлов. При этом крупные скопления руд локализуются при наличии слабопроницаемых надрудных горизонтов и толщ, контрастно отличающихся прочностными свойствами и литологическим составом от рудовмещающих пород. Пространственное сочетание перечисленных структурных, литологических, минералогических факторов, а также проявление наиболее благоприятных экранирующих горизонтов наблюдается на одном-двух, изредка трех участках каждого рудного района и узла, что и определяет специфику и сравнительную ограниченность обнаружения оруденения в крупном масштабе.

б. Формирование каждого типа жильных рудных тел в любом ярусе определяется внутренним строением рудовмещающего нарушения. Нарушения с наименее изменчивым внутренним строением, в частности зоны дробления, заключенные между тектоническими поверхностями, развитыми в их висячем и лежащем боках, локализуют преимущественно слабо изогнутые массивные жилы плитообразной формы с характерной брекчиевой текстурой руд. Наоборот, серии сближенных субпараллельных трещин, распадающиеся на серию ветвей и вновь соединяющиеся в плане и разрезе, контролируют ветвящиеся жилы сложного строения с относительно мощной «стволовой» частью и сопровождающими ее субпараллельными прожилками, гнездами и боковыми апофизами. Наряду с подобными жилами к сериям субпараллельных трещин приурочиваются зоны прожилкового и штокверкового оруденения. Промежуточное положение занимают зоны слабого и умеренного дробления пород, расланцевания, плоскости скольжения и тектонические швы, контролирующие вкрапленное и прожилково-вкрапленное оруденение, линзующиеся жилы и линзы массивных руд.

В рудных телах всех типов рядовые руды чередуются с богатыми, слагающими рудные столбы. Богатые руды размещаются в участках рудовмещающих разрывов, отличающихся наиболее сложным внутренним строением и морфологией. В сочетании с благоприятной литологической средой они представляют собой своеобразные ловушки для богатых руд. Установлено три группы таких ловушек: структурные, проявляющиеся в однородной литологической среде; структурно-контактовые, возникающие вблизи или на контакте различных пород или, наконец, перед экраном поперечных нарушений — ловушки-экраны и структурно-литологические, представляющие собой пересеченные разрывами горизонты или магматические тела

реакционноспособных пород, «улавливающих» рудные компоненты растворов.

В соответствии с различными разновидностями ловушек разработана классификация рудных столбов, в которой намечено 13 типов, различающихся масштабом оруденения. Причиной образования богатых руд служит резкое изменение термодинамических условий рудоотложения и гидродинамического режима главных струй (возможно, основных объемов) растворов, протекающих через ловушки. В частности, в их пределах происходит затормаживание потока главной струи экранирующими геологическими элементами и глинистыми «пробками», как бы оконтуривающими границы ловушек, что сопровождается в ряде случаев повышением концентрации рудных компонентов в растворе, циркулирующем в ловушке. Происходят быстрое падение внутреннего давления и температуры растворов, энергичное взаимодействие их с многократно увеличенной поверхностью раздробленных вмещающих пород в пределах ловушек, распадение проникающей сюда главной «струи» раствора на многочисленные «потоки», изменение направления движения последних вплоть до встречного, смешивание таких частных «потоков».

7. Руды локализуются в этап внутрирудной тектоники. При слабой дорудной подготовке рудоносных участков в начале этого этапа или непосредственно перед ним происходит образование или подновление рудоносных трещин и наряду с ними — поперечных дорудных ограничителей и сместителей, осложняющих рудовмещающую структуру. Создается обстановка для локализации оруденения небольшого масштаба. В условиях длительной дорудной подготовки участков оживляются многократно подновлявшиеся протяженные разрывы. При этом ранние поперечные трещины пересекаются рудовмещающими разрывами, а поздние выполняют лишь роль дорудных сместителей и не оказывают существенного влияния на локализацию руд. Создается обстановка для локализации оруденения крупного масштаба.

Образование и подновление рудовмещающих трещин происходят в обстановке как сжатия, так и растяжения. Амплитуды перемещений за период одной стадии минерализации достигают на крупных месторождениях от одного метра до первых метров, а на мелких — от сантиметров до первых десятков сантиметров. Кристаллизация руд протекает в процессе самых различных внутрирудных перемещений. Однако преобладают сложные движения, а среди них — сбросо-сдвиговые. Направления ранних движений вдоль трещин (в период кристаллизации минералов допродуктивных ассоциаций) преимущественно унаследуются в рудные стадии, но имеются случаи несовпадения направлений перемещений.

На всех месторождениях отрицательную роль для локализации руд играют обильное выделение раннего кварца и залечивание им трещинных полостей. В этих случаях последующей деформации подвергаются преимущественно зальбанды существенно кварцевых тел, где возникают убогие руды свинца и цинка.

В связи с малоамплитудными движениями этап внутрирудной тектоники вообще протекает своеобразно. В частности, узкие линзовидные или пластинчатые блоки пород, заключенные между оконтуривающими их рудовмещающими трещинами, перемещаются в этот этап как единые однородные тела. Этому способствует выжимание, выталкивание небольших по объему тектонических блоков движущимися крупными блоками. В результате направления относительных смещений вдоль субпараллельных оконтуривающих трещин оказываются противоположными. Несовпадение относительных направлений внутрирудных движений обнаруживается также на рудоносных участках, блокированных протяженными дорудными разрывами поперечных направлений (блокоразделяющими разрывами). Последние выступают главными нарушениями, по отношению к которым рудовмещающие трещины играют роль оперяющих разрывов. Соответственно движения вдоль них зависят от направления перемещений по блокоразделяющим разрывам. При развитии двух сопряженных систем блокоразделяющих разрывов движения как вдоль них, так и вдоль смыкающихся с ними рудоносных трещин не совпадают по направлению. В обоих случаях разнонаправленные перемещения вдоль субпараллельных рудовмещающих трещин ведут к локализации руд, в том числе и рудных столбов в неодинаково ориентированных перегибах этих разрывов, что затрудняет прогнозирование и поиск богатых руд.

8. Внутрирудные движения периодически приоткрывают «корни» рудовмещающих разрывов на глубине 3—5 км от древней поверхности. Такое приоткрывание каждый раз отделяет от фронта непрерывно поднимающегося раствора одну порцию, которая и проникает в трещинные полости. Раскристаллизация ее приводит к возникновению характерной минеральной ассоциации. Вероятно, рудоносный раствор является всюду качественно универсальным, отличаясь в каждом рудном районе преобладанием тех или иных соединений металлов, определяющих (в случае их кристаллизации) металлогеническую специализацию районов. По мере подъема происходят эволюция такого раствора и накопление в верхней части фронта его компонентов, извлекаемых из вмещающих пород (Fe, SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Ca, K, Na, частью Mn и CO<sub>2</sub> и др.), а также находившихся в растворе соединений W, Mo, Sn, U, Bi, As, Sb. Перечисленные соединения поступают в зоны разрывов в составе ранних порций растворов. Концентрация рудных компонентов — Cu, Pb, Zn, Ag,

Au и др. — сравнительно увеличивается в средней части поднимающегося фронта растворов. Соответственно соединения перечисленных металлов кристаллизуются из более поздних порций растворов.

Жильные месторождения других металлов — вольфрама, олова, молибдена, меди, висмута, урана, золота, сурьмы — обладают почти всеми перечисленными выше закономерностями. Их рудоносные участки, как и участки свинцово-цинковых месторождений, в зависимости от локализации в нижних или верхних структурных ярусах резко различаются глубиной формирования, геологической позицией, строением и морфологией рудовмещающих разрывов и рудных тел, составом руд, вертикальной структурной и минеральной зональностью.

Крупные месторождения жильного класса в большинстве случаев характеризуются проявлением значительных объемов минерального вещества, которое, в свою очередь, связано с развитием оруденения в многократно подновляющихся рудоносных разломах, а также в протяженных и сравнительно мощных зонах дробления древнего заложения. При этом преобладающая часть руд локализуется в каком-либо одном выдержанном или в серии таких сближенных нарушений, распространяющихся на большую глубину. Это как бы повторяет рассмотренные выше особенности оруденения сосредоточенного типа. Так же, как и на свинцово-цинковых месторождениях, рудные минералы вольфрама, олова, молибдена, меди и других металлов распределяются в плоскости жил неравномерно; главные запасы их с более высокими содержаниями полезных компонентов сосредоточиваются в рудных столбах различных типов. Образование руд и особенно локализация рудных столбов во многом зависят от развития этапа внутрирудной тектоники, протекающей сходно с тектоникой, затрагивающей участки свинцово-цинковых месторождений.

Таким образом, свинцово-цинковые месторождения представляют собой своеобразный эталон класса жильных месторождений, и структурные условия их локализации во многом отражают общие закономерности формирования этого класса.

*Ажгирей Г. Д.* Геологический очерк Центрального Кавказа в пределах Северной Осетии и сопредельных территорий.— В кн.: Геология Центрального Кавказа. М., изд. Университета дружбы народов, 1968, с. 3—37.

*Архангельская В. В.* Эволюция состава руд свинцово-цинковых месторождений в гранитоидах, возникших в различные эпохи развития земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 6, с. 54—59.

*Атанасов А. Н.* О структурном контроле свинцово-цинкового оруденения Згидского рудного поля.— Геология рудных месторождений, 1964, т. 6, № 2, с. 102—108.

*Афанасьев Г. Д., Гурбанов А. Г., Суханов М. К.* Новые данные о геологическом строении восточной части зоны Главного Кавказского хребта на примере Горной Осетии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 8, с. 5—24.

*Ачев Б. Н., Жемковцев Б. А., Никогосова Л. Р.* Структурные условия локализации свинцово-цинкового оруденения в песчано-глинистых отложениях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 11, с. 89—98.

*Барнс М. П., Саймос Дж. Г.* Рудные месторождения района Парк-Сити, включая рудное тело Мейфлауэр.— В кн.: Рудные месторождения США. М., Мир, 1972, т. 1, с. 257—282.

*Башкина Э. Ф.* Об условиях локализации свинцово-цинкового оруденения на Садонском месторождении.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, Наука, 1972, с. 275—281.

*Беликов Б. П.* Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М., Наука, 1970. 276 с.

*Бербанк У. С., Людке Р. Дж.* Геология и рудные месторождения западной части гор Сан-Хуан, штат Колорадо.— В кн.: Рудные месторождения США. М., Мир, 1972, т. 1, с. 385—402.

*Бетехтин А. Г.* О причинах движения гидротермальных растворов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 457—478.

*Бёмер М., Штол И.* Закономерности размещения и развития эндогенного оруденения в неовулканитах Центральной Словакии.— В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М., Мир, 1971, с. 136—145.

*Бёрч Фр., Шерер Дж., Спайсер Г.* Справочник для геологов по физическим константам. М., Изд-во иностр. лит., 1949. 304 с.

*Билибин Ю. А.* К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1951, 2-я сер., ч. 80, вып. 2, с. 81—87.

*Бирюков В. И.* Структура свинцово-цинкового месторождения Кугитанг.— В кн.: Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 604—607.

*Бондаренко П. М., Лучицкий И. В.* О полях напряжения в складках, возникающих вследствие продольного изгиба.— Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 4, с. 878—880.

*Бриджмен П. В.* Исследования больших пластических деформаций и разрыва. Влияние высокого гидростатического давления на механические свойства материалов. М., Изд-во иностр. лит., 1955. 444 с.

*Вольфсон Ф. И.* Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1962. 305 с.

*Вольфсон Ф. И.* Вертикальный размах оруденения гидротермальных месторождений.— В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М., Наука, 1972, с. 232—240.

*Вольфсон Ф. И., Некрасов Е. М.* Условия проявления внутрирудной тектоники на примере свинцово-цинковых и некоторых золоторудных месторождений.— Труды Ин-та ЦНИГРИ, 1967, вып. 75, с. 119—150.

*Вольфсон Ф. И., Левин В. Н., Лукин Л. И.* Закономерности размещения эндогенной минерализации в Карамазаре.— В кн.: Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара. М., Недра, 1972, с. 4—17.

*Вольфсон Ф. И., Яковлев П. Д.* Структуры рудных полей и месторождений. М., Недра, 1975. 271 с.

*Геологический очерк/Ю. С. Шихин, В. Н. Байков, Е. Н. Ищенко и др.—* В кн.: Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара. М., Недра, 1972, с. 18—104.

*Геология свинцово-цинковых месторождений Кавказа и закономерности их размещения/Ш. А. Азизбеков, А. А. Амирасланов, А. Г. Асланян и др. М., Госгеолтехиздат, 1962. 167 с.*

*Гераков А. Н., Константинов М. М.* Гидродинамические условия формирования рудных столбов жильных месторождений.— Труды Ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР, 1976, вып. 293, с. 59—65.

*Гзовский М. В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория. М., Изд-во АН СССР, 1963, ч. III и IV. 544 с.

*Гзовский М. В.* Основы тектонофизики. М., Наука, 1975. 533 с.

*Григоревич В. В.* Структурный контроль полиметаллического оруденения в Горной Дигории.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Северной Осетии. Орджоникидзе, Ир, 1969, с. 81—85.

*Доков Р. Д.* Роль дизъюнктивных нарушений в локализации сульфидного оруденения в свинцово-цинковых месторождениях Маданского рудного района (НРБ).— Геология рудных месторождений, 1964, т. 6, № 3, с. 98—102.

*Жариков В. А.* Скарновые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., Недра, 1968, с. 220—302.

*Заугольник Т. Ф.* Структурный контроль оруденения на Октябрьском полиметаллическом месторождении.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Северной Осетии. Орджоникидзе, Ир, 1969, с. 75—80.

*Заягинцев Л. И., Томашевская И. С.* Зарождение и развитие трещинных структур в горных породах.— Труды Ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР, 1976, вып. 293, с. 105—116.

*Зембатов С. С., Хетагуров Г. В.* Вещественный состав руд и закономерности их локализации на Левобережном месторождении.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Северной Осетии. Орджоникидзе, Ир, 1969, с. 57—64.

*Златогурская И. П.* Первичная зональность на Згидском полиметаллическом месторождении.— Сов. геология, 1958, № 6, с. 145—156.

*История изучения и очерк геологического строения Восточного Карамазара/В. Н. Байков, В. Ф. Базиль, Е. Г. Краснов и др.—* В кн.: Рудные поля Карамазара. Душанбе, Ирфон, 1972, т. 2, с. 5—34.

*Карпова Е. Д., Шехтман П. А.* Гидротермальные рудные месторождения Богемского массива и Рудных гор.— В кн.: Проблемы геологии на XXIII сессии Межд. геол. конгресса. М., Наука, 1971, с. 300—312.

*Кобилев Г. А.* Стадии минерализации и эпигенетических изменений в эндогенных месторождениях.— Сов. геология, 1964, № 7, с. 141—146.

*Котляр В. Н.* Основы теории рудообразования. М., Недра, 1970. 463 с.

*Краснов Е. Г.* Канмансур-Караташкотаское рудное поле.— В кн.: Рудные поля Карамазара, т. 2. Душанбе, Ирфон, 1972, с. 133—171.

*Крейтер В. М.* Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1956. 271 с.

*Кришна Рао Б., Некрасов Е. М.* Геологическая структура жильного свинцово-цинкового месторождения Бачита в гранитоидах фундамента Северного Кавказа.— Геология рудных месторождений, 1969, т. 11, № 4, с. 121—127.

*Кузнецов И. Г.* Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1951, геол. сер., вып. 131. 118 с.

*Кутина Ян.* Применение принципа равных расстояний при поисках рудных жил.— В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М., Мир, 1971, с. 109—118.

*Кушнарев И. П.* Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М., Недра, 1969. 150 с.

*Ласки С., Хогланд А.* Центральный рудный район, Нью-Мексико.— В кн.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. М., Изд-во иностр. лит., 1953, с. 154—175.

*Лейе Ю. А., Тихоненков Э. П.* Структурные условия локализации рудных тел и рудных столбов на некоторых месторождениях линейно-трещинного типа.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, Наука, 1972, с. 270—274.

*Лисицын А. Е., Малинко С. В.* К характеристике минералообразующих растворов (по результатам изучения жидких включений в кварце).— Геохимия, 1961, № 9, с. 789—795.

*Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Кушнарев И. П.* Микроструктурный анализ. М., Наука, 1965. 124 с.

*Любогощинская Г. П.* Некоторые особенности в морфологии рудных тел и распределении минерализации месторождений Боорду и Гранитная горка.— Труды Ин-та геол. АН КиргССР, 1958, вып. 10, с. 109—124.

*Ляхов Ю. В., Дмитриев Л. К.* Физико-химические условия минералообразования на Дарасунском месторождении (Восточное Забайкалье) по включениям в минералах.— Минерал. сб. Львов. ун-та, 1975, № 29, ч. 1, вып. 3, с. 48—56, ч. 2, вып. 4, с. 17—22.

*Макаровский О. В.* Опыт применения рудной сейсморазведки для изучения строения полиметаллической зоны Северной Осетии. Тезисы докл. IV конференции по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа. Ессентуки, 1974, с. 145—147.

*Милановский Е. Е., Хаин В. Е.* Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1963. 357 с.

*Музейбюв К. И.* Стадийность и зональность оруденения Мехманинского полиметаллического рудного поля.— В кн.: Минералогия и рудные месторождения. Баку, Элм, 1974, с. 236—247.

*Накамура Т., Хунахаси М.* Рудные жилы, связанные с неогеновым вулканизмом Японии.— В кн.: Вулканизм и рудообразование. М., Мир, 1973, с. 183—195.

*Нарсеев В. А.* О выделении рудных столбов на месторождениях золота по данным декрипитации кварца.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, Наука, 1972, с. 177—180.

*Некрасов Е. М.* Структурные особенности свинцово-цинкового месторождения Замбарак в Восточном Карамазаре.— Геология рудных месторождений, 1959, т. № 3, с. 62—73.

*Некрасов Е. М.* Структурные условия локализации свинцово-цинкового оруденения в месторождениях Садонского рудного пояса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 2, с. 20—41.

*Некрасов Е. М.* Некоторые закономерности образования жильных рудных тел в трещинах, ограниченных поперечными дорудными разрывами (на примере Какадур-Ханикомского месторождения).— Труды Ин-та ЦНИГРИ, 1967, вып. 68, с. 138—154.

*Некрасов Е. М.* Изменение содержания железа в сфалеритах в зависимости от структурных условий локализации оруденения на месторождении Холст.— Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, 1970, № 9, с. 92—100.

*Некрасов Е. М.* Вертикальная структурная зональность жильных месторождений свинца и цинка.— Геология рудных месторождений, 1975, т. 17, № 4, с. 91—97.

*Некрасов Е. М.* Вертикальная структурная зональность на месторождениях золота с рудными телами жильного и прожилкового типов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 3, с. 111—125.

*Некрасов Е. М., Романов В. И.* Влияние поперечных дорудных нарушений на структуру и внутрирудную тектонику на примере месторождения Кадат.— Геология рудных месторождений, 1965, т. 7, № 5, с. 47—55.

*Некрасов Е. М., Редькин С. Ф.* Морфология и внутреннее строение жильных рудных тел в различных ярусах среднего структурного этажа.— Сов. геология, 1969, № 3, с. 64—81.

*Николаев С. В.* Физико-механические свойства пород палеозоофузивов Кураминской зоны.— Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та гидрогеол. и инж. геол., 1975, вып. 79, с. 18—28.

*Образцова З. А.* О роли рудовмещающих пород в формировании гипогенных руд полиметаллических месторождений.— В кн.: Вопросы геологии и генезиса полезных ископаемых. Л., Изд-во ЛГУ, 1966, т. 1, с. 26—38.

*Овчинников Л. Н.* Плутоногенные гидротермальные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., Недра, 1968, с. 443—490.

*Овчинников Л. Н., Масалович А. М.* Состав, внутреннее строение и некоторые свойства гидротермального рудообразующего раствора.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., Наука, 1974, с. 236—244.

*О путях поступления рудообразующих растворов при формировании полиметаллического месторождения Верхний Згид/Г. И. Бочарова, С. Ф. Редькин, Н. Е. Савва, С. И. Саламова.* Геология рудных месторождений, 1973, т. 15, № 6, с. 89—94.

*Орлов И. И.* Структурные особенности серебряно-свинцового месторождения Канимансур.— Геология рудных месторождений, 1960, т. 2, № 5, с. 94—106.

*Петровская Н. В.* О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании.— Геология рудных месторождений, 1965, т. 7, № 1, с. 3—13.

*Прокопенко Н. М.* Стадии минерализации в свинцово-цинковых месторождениях Садонского района.— В кн.: Геология Центрального Кавказа. М., изд. Университета дружбы народов, 1968, с. 72—92.

*Рундквист Д. В.* О факторе времени при формировании метасоматических пород, жил, прожилков грейзеновых месторождений.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1965, ч. 94, вып. 1, с. 10—27.

*Рыжов П. А.* Геометрия недр. М.—Л., Углетехиздат, 1952. 604 с.

*Рыпинская Е. Г., Невский Л. Н., Гуриева В. М.* Условия локализации полиметаллического оруденения на Садонском и Згидском месторождениях.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Северной Осетии. Орджоникидзе, Ир, 1969, с. 47—51.

*Сафонов Ю. Г., Лукин Л. И.* Канимансурское рудное поле.— В кн.: Особенности структур гидротермальных рудных месторождений в различных структурных этажах и ярусах. М., Наука, 1968, с. 108—126.

*Скотт Дж. Б.* Структура рудных месторождений района Санта-Барбара, Чиуауа, Мексика.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. М., Мир, 1964, вып. 2, с. 324—376.

*Сорокин В. И.* Особенности формирования структуры Нижне-Згидского месторождения.— Геология рудных месторождений, 1968, т. 10, № 3, с. 105—108.

*Титов В. Н., Бабенко В. М.* Месторождение Северное Кантау.— В кн.: Геология свинцово-цинковых м-ний Кансайского рудного поля. М., Наука, 1965, с. 57—66.

*Уиссер Э.* Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. М., Мир, 1964, вып. 2, с. 9—196.

*Фаулер Г., Хернон Р., Стоун Г.* Горнорудный район Тачко, Гереро.— В кн.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. М., Изд-во иностр. лит., 1953, с. 225—241.

*Хоббс С. У., Фрикленд В. К.* Рудный район Кёр Д'Ален, штат Айдахо.— В кн.: Рудные месторождения США. М., Мир, 1972, т. 1, с. 403—422.

*Цирихова Э. М.* Типы руд Садоны и их взаимоотношения.— В кн.: Минеральное сырье. М., Недра, 1966, вып. 11, с. 93—102.

*Шадлун Т. Н., Добровольская М. Г.* Рудные формации свинцово-цинковых месторождений.— В кн.: Рудные формации эндогенных месторождений. М., Наука, 1976, т. 2, с. 149—296.

*Щербина В. В.* К вопросу о зональности рудных месторождений (факторы, влияющие на зональность отложения).— В кн.: Конференция: Проблемы постмагматического рудообразования с особым вниманием к геохимии рудных жил. Изд-во Чехосл. АН, 1963, т. 1, с. 264—266.

*Янишевский Е. В.* О факторах формирования рудных столбов.— В сб.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, Наука, 1972, с. 231—235.

*Янкович С.* О температурном градиенте на месторождениях, образовавшихся на субвулканическом уровне.— В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М., Мир, 1971, с. 146—151.

*Атанасов А. Н.* Структура на оловно-цинково месторождение Маджарово. Годишник Софийск. ун-та. Биол-геол.-географ. ф-т. 1959, Кн. 2, геология. Т. 52, с. 311—348.

*Brana V.* Zacamintele metalifere ale subsolubui Rominesc. Bucuresti, Ed. stiint., 1958. 260 s.

*Brigo L., Omenetto D.* Le mineralizzazioni piombozincifere della zona di Raibl. Nuovi aspetti giacimentologici.— Ind. mineralia, 1976, vol. 27, N 2, s. 49—56.

*Brusca C., Dessau G.* I giacimenti piombo—zincifere di S. Giovanni (Iglesias) nel quadro della geologia del Cambrico Sardo.— Ind. mineralia, 1968, vol. 19, N 9, s. 477—494, N 10, s. 539—556.

*Budin F. J.* Der Blei-Silver-Zinkers bergbau 2 „Bawdwin“ in den nordlichen Shan-Staaten der Burmanischen Union. Montan Rundschau, 1963, vol. 11, N 5, s. 317—323.

*Byerlee J. D.* The frictional characteristics of granite under high-confining pressure.— J. geoph. research, 1967, vol. 72, N 14, p. 3639—3648.

*Fruklund V. C.* Ore deposits of the Couer d'Alene district, Shoshone county, Idaho. Washington, U. S. gov. print off, 1964, 103 p.

*Geologie des Erzgang-Reviers, Mineralogie des Ganginhalts und Geschichte des Bergbaus im Oberharz/F.* Buschendorf, H. Dennert, W. Hannak e. a.— Beih. Geol. Jahrb., 1971, N 118. 211 s.

*Georgescu B., Musateanu C., Borcla M.* Cercetari privind prepararea mineureului complex de la Tarna Mare (Filonul Mihai).— Stud. Tehn. si econ., 1970, N 45, s. 61—82.

*Gough D.* Structural analysis of ore shoots at Greenside lead mine, Cumberland, England.— Econ. geol., 1965, vol. 60, N 7, p. 1459—1477.

*Handin I., Hager R. V.* Experimental deformation of sedimentary rocks under confinings pressure: test at high temperature.— Bull. amer. assoc. petrol. geol., 1958, vol. 42, N 12, p. 2892—2934.

*Hafner W.* Stress distribution and faulting. Geol. soc. Amer. Bull., 1951, N 62, p. 373—398.

*Hernon R. M., Jones W. R., Moore S. L.* Some geological features of the Santa Rita quadrangle, New Mexico. 4-th Field conference, New Mexico geol. soc., 1953, p. 117—130.

*Hüttenhain H., Ohnemüller W.* Das Westfeld der Grube Hilfe Gottes bei Bad Grund als Teilglied der Oberharzer Blei-Zink-Erzgänge. N. J. Miner. Abhandl., 1957, Bd. 91, Hf. 1/3, s. 361—378.

*Икэда Сюсаку.* Зональное распределение руд и разведка рудника Акенобе (Япония). «Кодзан тисицу». Mining geol., 1970, vol. 20, N 2, p. 114—124.

*Intimale M. M., Oosterbosch R.* Geologie et geochimie du gisement de

Kipushi, Zaire. J. Gisements stratiformes et provinces cupriferes.— Centenaire de la societe geologique de Belgique, Liege, 1974, p. 123—164.

Koch G. S., Link R. F. Distribution of the metals in the Don Tomas vein, Frisco mine, Chihuahua, Mexico.— Econ. geol., 1963, vol. 58, N 7, p. 1061—1070.

Kutina J. Problems of the origin of primary zoning in ore veins, ore deposits and larger units.— В кн.: Конференция: Проблемы постмагматического рудообразования с особенным вниманием к геохимии рудных жил. Изд-во Чехосл. АН, 1965, т. 2, с. 111—146.

Jankovič S. Olovo-cinkova lezista Jugoslaviie. Rudarski glasnik, 1965, N 3, s. 31—62.

Jensen M. K., Dessau G. Ore deposits of southwestern Sardinia and their sulfur isotopes.— Econ. geol., 1966, vol. 61, N 5, p. 917—932.

Laub G. Das Fundgebiet des Magdgrabts bei St. Andreasberg (Harz). Aufschluss, 1974, vol. 25, N 6, s. 336—349.

Lovering T. S. The mineral belt of the Colorado Front Range.— In: Ore deposits as related to structural features. Princeton univ. Press., New Jersey, 1942, p. 79—93.

Lovering T. S. Temperatures and depths of formation of sulfide ore deposits at Gilman, Colorado.— Econ. geol., 1953, vol. 53, N 6, 689—707.

Lovering T. S., Goddard E. N. Geology and ore deposits of the Front Range, Colorado. Geol. survey. Prof. paper. 1950, N 223. 319 p.

Metz R., Richter M., Schürenberg H. Die Blei-Zink-Erzgänge des Schwarzwaldes. Beih. Geol. jahrb., 1957, N 29. 278 s.

Milev V. R. Some regularities in the distribution of silver-lead-zinc ore deposits in the Sakaro-Rodopskaya district the PR of Bulgaria.— Списание Бълг. геол. дружество, 1968, vol. 29, № 3, с. 249—259.

Nagell R. H. Ore control in the Morococha district, Peru.— Econ. geol., 1960, vol. 55, N 5, p. 962—984.

Pachuca mining district, Hidalgo, Mexico/A. R. Geyne, C. Jr. Fries, K. Segerstrom e. a. U. S. geol. surv. Prof. paper., 1961, N 424-D. 222 p.

The Pachuca-Real del Monte mining district/A. R. Geyne, C. Fries, K. Segerstrom e. a. Rocks and miner., 1970, vol. 45, N 1, p. 3—7.

Pelissonnier H. Essai d'interprétation tectonique du champ filonien de Chibras, près Taouz (Maroc). Ann. mines, 1956, vol. 145, déc., p. 25—40.

Petersen U. Regional geology and major ore deposits of Central Peru.— Econ. geol., 1965, vol. 60, N 3, p. 407—476.

Pilger A., Stadler G. Das Rhein-River Blei-Zink-vererzung.— Forstschrittein der Geologie von Rheinland und Westfalen. 1971, b. 17, s. 57—60.

Piša M. Minerogeneze Pb-Zn-Ložiska v Bohutině u Příbrami.— Geologických ved., 1966, N 7, s. 5—164.

Salvadori I., Zuffardi P. Contributo alla conoscenza della paragenesi del giacimento piombo-zincifero di Montevecchio (Sardegna). Rend. soc. mineral. Ital., 1965, N 21.

Sander B. Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Wien, 1948, t. 1, 215 s; 1950, t. 2, 409 s.

Singewald Q. D. Alma district, Colorado.— In: Ore deposits as related to structural features. Princeton univ. press., New Jersey, 1942, p. 93—95.

Sperling H. Beziehungen zwischen Querflexuren und Mineralisations zonen der Oberharzer Gänge (westlich Clausthal). Z. Erzberg. und Metal., 1958, Bd. 11, N 8, s. 379—382.

Steven T. A., Ratte J. C. Relation of mineralization to caldera subsidence in the Creed district, San Juan Mountains, Colorado. U. S. geol. serv. profess. paper., 1960, 400-B. 147 p.

Stojkovič J., Čobič T. Distribucija cinka, olova i srebra u rudnoj žilci br. 2 ležišta „Srebrenica“. — Geološki glasnik, 1972, 16, 263—271.

Stone J. G. Geology and ore deposits of the Cantera mine, Zacatecas, Mexico. — Econ. geol., 1956, vol. 51, N 1, p. 80—95.

Харагути Масатоси, Тадзима Юсинобу. Свинцово-цинковая минерализация рудника Тоёха, с особым рассмотрением сфалерита и серебра. «Кодзан тисицу». Mining geol., 1969, vol. 19, N 1, p. 9—18.

Yamazaki Hiraku. Thermodynamic consideration on the origin of the zonal arrangement of ore deposits. — В кн.: Конференция: Проблемы постмагматического рудообразования с особым вниманием к геохимии рудных жил. Изд-во Чехосл. АН, 1965, т. 2, с. 277—284.

- Айвенго (США) 141, 183  
 Айн-Барабар (Алжир) 142  
 Акатуевское (СССР) 207  
 Акенобе (Япония) 142, 179, 183  
 Амбала (Индия) 142  
 Аметист (США) 29, 158, 180, 183, 185, 194  
 Апиан (Бразилия) 141  
 Архонское (СССР) 5, 7, 13, 14, 17, 19, 23, 59, 61—69, 70, 73, 74, 76, 77, 78, 80, 81, 161, 171, 221, 225, 232  
 Асио (Япония) 142  
 Аугусте-Виктория (ФРГ) 142, 157, 183  
 Аули (Алжир) 142  
 Байладорес (Венесуэла) 141  
 Бая-де-Ариеш (Румыния) 155  
 Бая-Маре (Румыния) 142, 155, 180, 194  
 Бая-Сприе (Румыния) 142, 164, 165, 166, 194  
 Банкер-Хилл (США) 141, 152, 158, 183, 185  
 Банска-Быстрица (ЧССР) 142, 155  
 Банска-Штьявица (ЧССР) 23, 142, 155, 158, 161, 179, 183, 194  
 Барвинское (СССР) 145  
 Бахра (Саудовская Аравия) 142  
 Бачитское (СССР) 7, 18, 20, 23, 25, 26, 32, 42—47, 181, 201, 205, 221  
 Бачорское (СССР) 143  
 Беганьское (СССР) 145, 155, 158, 162, 180, 206, 222  
 Береговское (СССР) 145, 155, 158, 162, 180  
 Битаровское (СССР) 25, 32  
 Благодарское (СССР) 143, 207, 222  
 Богутин (ЧССР) 142, 179, 183, 185, 196, 220  
 Бокира (Бразилия) 141, 143  
 Боорду (СССР) 23, 143, 162  
 Боровица (Югославия) 151, 183  
 Боудвин (Бирма) 23, 142, 143, 158, 183, 186, 190, 197, 205  
 Брумпиано (Италия) 143, 192  
 Бульдог-Маунтин (США) 158, 183  
 Бхотанг (Индия) 143  
 Вазанти (Бразилия) 141, 143, 184  
 Вакацкое (СССР) 7, 13, 14, 23, 85  
 Верхне-Згидское (Згидское) — СССР — 5, 7, 11, 13, 14, 17, 25, 48—56, 58, 176—178, 201, 202, 206, 226, 231  
 Вырли-Бряг (Болгария) 208  
 Габрово (Болгария) 151  
 Газминское (СССР) 23, 164  
 Галина (США) 152  
 Гайнакканское (СССР) 23, 111, 114, 117, 119, 120, 135, 206, 231  
 Глессер (США) 23  
 Гонзалито (Аргентина) 141  
 Граунд-Хог (США) 23, 141, 183, 185, 187, 197  
 Граф Мольтке (ФРГ) 142  
 Гринсайд (Великобритания) 142, 183  
 Гудасское (СССР) 23, 111, 114, 118, 209, 231  
 Гурулевское (СССР) 23  
 Даутское (СССР) 23, 143, 180  
 Демоназагатское (СССР) 85  
 Джарташ (СССР) 23  
 Желтимасское (СССР) 114  
 Дженнамаре (Италия) 142, 151, 158, 183  
 Дрьенка (ЧССР) 155  
 Дьендешороси (Венгрия) 23  
 Екатерино-Благодатское (СССР) 206  
 Желтое (СССР) 13, 20, 77  
 Замбаракское (СССР) 23, 111, 114, 117, 120, 121, 122, 123, 124, 126, 127, 128, 137, 158, 165, 166, 175, 204, 206, 207, 221, 231  
 Запокровское (СССР) 23  
 Звездал (Болгария) 142, 151, 183  
 Захабад (Иран) 145  
 Зихан (Тасмания) 142, 180, 183  
 Злетово (Югославия) 151, 183  
 Инглезиас (Италия) 151, 183, 187, 192, 205  
 Ингуртоза (Италия) 151, 158, 183  
 Кататское (СССР) 7, 13, 14, 15, 19, 87, 102—107, 209, 231  
 Кандукт (СССР) 59  
 Казкудукское (СССР) 145  
 Кайракты (СССР) 143  
 Какадур-Ханикомское (СССР) 5, 7, 13, 14, 15, 19, 23, 87, 91—102, 209, 227, 231  
 Калар-Дашт (Иран) 142  
 Каменское (СССР) 23, 143  
 Кангиара (Австралия) 142

- Канджольское (СССР) 111, 114, 117, 120  
Канимансурское (СССР) 114, 118, 120, 159, 162, 165  
Кантера (Мексика) 23, 141, 146, 150, 184, 185, 190, 194  
Капник (Венгрия) 164  
Караташ-Котанское (СССР) 23, 111, 114, 115, 159, 206  
Касапалка (Перу) 23, 141, 146, 155, 158, 159, 184, 187, 190, 194, 197  
Кеймет (Канада) 23  
Кемп-Берд (США) 183  
Кено-Хилл — Галина-Хилл (Канада) — 141, 143, 183, 192, 207  
Кескен (Турция) 142  
Кипуш (Заир) 142, 143, 183, 185  
Китами (Япония) 164, 179  
Коаусталь (ФРГ) 142, 152, 181, 183, 185, 187, 195, 197  
Контамин (М'Фис) — Марокко — 185  
Красная Горка (СССР) 143, 162  
Кремниц (Хемниц) — Венгрия — 158, 183  
Кугитанг (СССР) 23, 145, 192, 205, 206, 207, 222  
Кутна Гора (ЧССР) 142  
Кужальское (СССР) 23, 143  
Лаки-Билль (США) 141, 183  
Лаки-Фрейди (США) 141, 158, 165, 183  
Лашкерекское (СССР) 23, 111, 114, 115, 159  
Лаун-Хилл (Австралия) 142  
Левобережное (СССР) 5, 7, 13, 14, 15, 19, 23, 87, 88, 89, 90, 91, 99, 208—209  
Лешул-Урсулай (Румыния) 143  
Линарес (Испания) 142, 143  
Линторф — Зельбек (ФРГ) 164, 183  
Луарское (Луарский участок) — СССР — 7, 61, 73, 80  
Маджарово (Болгария) 23, 142, 145, 151, 159, 162, 163, 183, 185, 194, 206, 222  
Маина-Катошевици (Югославия) 151  
Макалендер (Кения) 142  
Матильда (Перу) 141  
Мейфлауэр (США) 158, 183, 185  
Мердждард (Турция) 145  
Мерисское (СССР) 164  
Мехманинское (СССР) 23, 158, 179, 180  
Минерал-Хилл (Австралия) 142  
Монтевеккьо (Италия) 23, 142, 143, 151, 159, 183, 185, 187, 188—189, 196, 197  
Монте-дель-Лаго (Италия) 143  
Морнинг-Стар (США) 23, 141, 152, 158, 183, 195  
Москито-Крик (Австралия) 142  
Мпанда (Танзания) 23, 142, 143, 158, 183, 185  
М'Фуати (Конго) 142, 143  
Нагибанья (Венгрия) 142  
Наугарзанское (СССР) 114  
Нахлек (Иран) 142, 145  
Нигаду (Канада) 183, 197  
Нижне-Згидское (СССР) 5, 7, 23, 25, 48, 49, 56—59  
Ново-Широкинское (СССР) 145, 155, 159, 207  
Ногкауское (СССР) 7, 13, 25, 26, 32  
Нортгемптон (Австралия) 142  
Нэпьер Даунз (Австралия) 142  
Огуэла (Мексика) 141  
Октябрьское (СССР) 7, 19, 59, 63, 64, 65, 66, 68, 69, 70, 76, 77, 78, 80, 82  
Онтарио (США) 158, 183  
Оппу (Япония) 164  
Осаридзава (Япония) 142  
Осогово-Руэн (Болгария) 183  
Парраль (Мексика) 184, 197  
Пачука — Реаль-дель-Монте (Мексика) 23, 141, 146, 158, 162, 181, 184, 185, 187, 190, 194, 195, 206  
Пейрбрюн (Франция) 142  
Пейдж (США) 141, 165, 183  
Пильзун (Перу) 141  
Пионерское (Пионерский участок) — СССР — 7, 18, 20, 59, 63, 64, 68, 69—70, 76, 77, 79, 82, 220  
Покровское (СССР) 23  
Понтпэн (Франция) 141, 183  
Почекуевское (СССР) 143  
Пояна-Рускэ (Румыния) 143, 180  
Пршибрам (ЧССР) 23, 142, 143, 144, 161, 181, 183, 185  
Пулакайо (Перу) 142  
Райбл (Италия) 142, 143, 183, 185, 187, 192, 194, 205, 206  
Рамблер (Канада) 183  
Розиклэр (США) 183, 194  
Савинское (СССР) 207  
Садонское (СССР) 5, 7, 11, 13, 14, 17, 18, 20, 25—42, 43, 188, 190, 195, 196, 201, 204, 205, 206, 207  
Саже (Болгария) 145, 151, 158  
Сан-Кристобаль (Перу) 141, 143, 184, 197  
Сан-Франциско дель — Оро (Дель — Оро) — Мексика — 141, 164  
Санкт-Андреасберг (ФРГ) 23, 142, 152, 155, 171, 179, 181, 183, 187, 190, 195  
Саннисайд (США) 158, 179, 183  
Санга-Барбара (Мексика) 23, 141, 161, 184, 187, 197

Саншайн (США) 23, 141, 152, 183, 185, 195  
Саргипали (Индия) 23, 142, 143, 197  
Сардобское (СССР) 111, 114, 117, 118, 120, 206  
Северное Кантау (СССР) 221, 222  
Силбак Премьер (США) 141  
Смирновское (СССР) 206  
Сребреница (Югославия) 142, 151, 159, 183, 185, 212  
Стуризинское (СССР) 7, 13, 85  
Такобское (СССР) 143  
Тарна-Маре (Румыния) 155  
Тары-Эканское (СССР) 111, 114, 117, 120, 121, 123—126, 128, 158, 175, 181, 206, 227—229  
Тачко (Мексика) 23, 141, 159, 161, 229—230  
Теллурайд (США) 158  
Терри-Таннел (США) 158  
Тоёха (Япония) 142, 164, 183  
Тызыльское (СССР) 143  
Уч-Очак (СССР) 111, 114, 115, 117, 120, 135—139, 159, 179, 202, 206, 207, 210, 211  
Фаснальское (СССР) 7, 13, 14, 85, 86, 181  
Фортуна (США) 183, 196  
Фреснильо (Мексика) 23, 141, 146,

159, 164, 165, 184, 194  
Фриско (Мексика) 23, 141, 184, 187, 197  
Хильфе-Готтес (ФРГ) 158  
Холстинское (СССР) 5, 7, 13, 14, 19, 23, 59, 62, 70—75, 77, 78, 83, 129, 191, 205, 229  
Хосокура (Япония) 142, 183, 187  
Христиан-Левин (ФРГ) 23, 142, 158, 164  
Хулкани (Перу) 141  
Чаркас (Мексика) 141  
Чиллаго (Австралия) 142  
Чолок-Терек (СССР) 143  
Чибаргатинское (СССР) 145  
Чугур-Джилгинское (СССР) 23, 111, 114, 117, 120, 129—134, 137, 158, 164, 176, 191, 202, 203, 204, 206, 207, 222, 223, 225, 226  
Чучукулакское (СССР) 143  
Шауинсляйнд (ФРГ) 23  
Шевчуковское (СССР) 206, 207  
Шибра (Марокко) 227  
Шиндлер-Тафельсгрунд (ФРГ) 23  
Эвджилер (Турция) 142  
Эльбрусское (СССР) 143, 202, 206, 207, 222  
Эль-Оро (Мексика) 146, 165  
Энкантада (Мексика) 141

Предисловие . . . . .	3
<b>Глава I. Геология, структура и закономерности размещения жильного свинцово-цинкового оруденения в Садонском рудном поясе.</b>	5
Особенности размещения оруденения в рудном поясе . . . . .	5
Структура глубокосформированных месторождений, локализованных в гранитах фундамента рудного пояса . . . . .	25
Структура гипабиссальных и близповерхностных месторождений, локализованных в песчанико-сланцевых породах верхнего складчатого комплекса . . . . .	86
<b>Глава II. Геология, закономерности размещения и структура свинцово-цинковых месторождений жильного и прожилково-вкрапленного типов, размещающихся в Карамазарской провинции</b>	108
Основные закономерности размещения оруденения жильного и вкрапленного типов в Карамазарской провинции . . . . .	108
Месторождения верхнего структурного яруса, представленные сериями рудных тел в системе субпараллельных разрывов, наложенных на тектонические блоки . . . . .	120
<b>Глава III. Коренные различия жильных месторождений свинца и цинка, формирующихся в разных структурных ярусах земной коры.</b>	140
Геологическая обстановка и время формирования оруденения . . . . .	146
Глубина формирования месторождений . . . . .	150
Геологическая позиция оруденения . . . . .	154
Вертикальная структурная зональность . . . . .	159
Минеральная зональность . . . . .	164
<b>Глава IV. Структурные особенности и условия локализации крупных жильных месторождений</b>	174
Структурные факторы оруденения . . . . .	183
Литологический фактор оруденения . . . . .	185
Минералогический фактор рудообразования . . . . .	192
Фактор глубины формирования и контрастности экранирующих толщ . . . . .	193
<b>Глава V. Структуры рудных тел и рудных столбов</b>	195
Некоторые особенности внутреннего строения рудных столбов . . . . .	199
Причины образования богатых руд . . . . .	205
<b>Глава VI. Особенности этапа внутрирудной тектоники</b>	209
Амплитуды и направления перемещений . . . . .	219
Особенности проявления внутрирудной тектоники на рудоносных участках, блокированных системами дорудных ограничителей и сместителей . . . . .	221
Влияние глинки трения и брекчин вмещающих пород на интенсивность внутрирудных движений . . . . .	225
Особенности внутрирудных движений вдоль трещин, залеченных кварцем . . . . .	231
О возможных причинах стадийности процесса минерализации . . . . .	232
О возможных причинах стадийности процесса минерализации . . . . .	233
<b>Заключение</b> . . . . .	236
<b>Список литературы</b> . . . . .	245
<b>Указатель месторождений</b> . . . . .	252

ЕВГЕНИЙ МИХАЙЛОВИЧ НЕКРАСОВ

## СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЖИЛЬНЫХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Редактор издательства Т. В. Колошина  
Обложка художника В. А. Савельева  
Художественный редактор Е. Л. Юрковская  
Технический редактор Н. Гришанова  
Корректор Р. Т. Баканова

ИБ № 1639

Сдано в набор 10.07.79. Подписано в печать 30.01.80. Т-01734. Формат 60×90<sup>1/16</sup>.  
Бумага типографская № 1. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 16,0.  
Уч.-изд. л. 17,62. Тираж 1000 экз. Заказ 428/6575—4. Цена 2 р. 60 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19  
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

2р.60к.

3256

49

НЕДРА