

Министерство образования и науки Республики Казахстан

**Казахский национальный технический университет
имени К.И. Сатпаева**

А.Б. Байбатша

**МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЛАГОРОДНЫХ
МЕТАЛЛОВ**

*Рекомендовано в качестве монографии
ученым советом университета*

Алматы, 2014

А.Б. Байбатша. Модели месторождений благородных металлов:
Монография – Алматы, КазНТУ. – 452 с.

Описаны геологические условия формирования и залегания различных геолого-промышленных типов месторождений благородных металлов (золота, серебра и платиноидов), представляющие модели геологического объекта и отражающие достигнутую степень его изученности. Приведены сведения о геохимической характеристике, области применения и экономической конъюнктуре, основных промышленных минералах и прочих источниках сырья, экономических параметрах и качестве сырья, промышленно-генетической классификации месторождений, типах промышленных месторождений по каждому рассмотренному металлу. Описаны наиболее представительные и важные (эталонные) примеры месторождений, которые расположены в различных регионах мира и модели наиболее представительных месторождений благородных металлов Казахстана.

Для специалистов, студентов, магистрантов и докторантов в области геологии и недропользования.

Ил. – 75, табл. – 15, список лит. – 248 наим.

Рецензенты:

Поцелуев А.А. – доктор геолого-минералогических наук, профессор, зав. кафедрой Национального исследовательского Томского политехнического университета (Россия);

Беспяев Х.А. – доктор геолого-минералогических наук, зав. лабораторией ТОО «Институт геологических наук имени К.И. Сатпаева»;

Асанов М.А. – кандидат геолого-минералогических наук, доцент Казахского национального технического университета имени К.И. Сатпаева.

Научный редактор:

Кулкашев Н.Т. – кандидат геолого-минералогических наук, доцент.

*Рекомендовано к изданию решением Ученого совета
КазНТУ от 27 декабря 2013 г., протокол № 5*

© Байбатша А.Б.

ISBN

Посвящается 80-летию

*известного ученого-геолога
и государственного деятеля
Каратая Турысова*

*Казахского национального
технического университета
имени К.И. Сатпаева*

ВВЕДЕНИЕ

Разработки по моделированию месторождений благородных металлов во многом определили основной принцип систематики их для целей прогноза и поисков. В основу этой систематики положены особенности геотектонической позиции и установленные или предполагаемые формы связей определенных типов оруденения с группами продуктивных на благородные металлы геологических формаций, а также с рудоконтролирующими структурами и режимами их развития.

Каждый геолого-промышленный тип месторождений по существу соответствует формационно-промышленному, представляя собой сочетание типов руд и морфологической категории рудных тел с формационной принадлежностью оруденения. Такой подход позволяет обосновать опережающий прогноз возможной масштабности оруденения как при разведке рудных полей, так и при оценке металлогенического потенциала рудных районов.

Формы моделирования разнообразны и зависят от используемых моделей и сферы применения моделей. По характеру моделей выделяют предметное и знаковое моделирование.

Предметным называется моделирование, в ходе которого исследование ведется на модели, воспроизводящей определенные геометрические, физические, динамические либо функциональные характеристики объекта моделирования оригинала: в частном случае аналогового моделирования, когда оригинал и модель описываются единичными математическими соотношениями, например оди-

наковыми дифференциальными уравнениями; электрические модели используются для изучения механических, гидродинамических, акустических и других явлений.

При *знаковом* моделировании моделями служат схемы, чертежи, формулы, предложения в некотором алфавите (естественного или искусственного языка) и т.п. Важнейшим видом такого моделирования является математическое (логико-математическое) моделирование, производимое выразительными и дедуктивными средствами математики и логики. Поскольку действия со знаками всегда в той или иной мере связаны с пониманием знаковых конструкций и их преобразований, построение знаковых (информационных) моделей или их фрагментов может заменяться мысленно-наглядными представлениями знаков или операций над ними (мысленное моделирование). По характеру той стороны объекта, которая подвергается моделированию, различают моделирование его структуры и моделирование его поведения (функционирования, протекающих в нем процессов и т.п.).

В зависимости от детальности изучения геологических объектов моделирование может производиться в различных масштабах – от рудных районов, рудных узлов, рудных полей до локальных рудоносных структур отдельных месторождений. Необходимость моделирования природных объектов диктуется тем, что при изучении сложных природных систем приходится учитывать многие факторы различной физической природы, участвующие одновременно в формировании рудных полей и месторождений. Поэтому понятие закона заменяется при изучении геологических объектов более широким и менее строгим понятием модели. В геологии модель обеспечивает лишь приближенное представление о составе, строении, происхождении объекта. При этом даже самая совершенная модель позволяет судить не обо всех, а лишь о некоторых свойствах системы. Прежде всего, это касается проблем расшифровки природы рудообразующих систем (Коробейников, 2007).

Каждая стадия геологоразведочных работ обеспечивает получение собственного комплекса геологических, геофизических, минералогических и геохимических характеристик. В соответствии с получаемыми данными и разрабатываются определенные геологические модели рудных объектов. Целью разработки моделей

рудных объектов является создание их обобщенных образов как непротиворечивого сочетания характеристик, доступных для выявления имеющимися средствами, методами.

Различные по содержанию модели в процессе прогнозно-металлогенических, поисковых, оценочных и разведочных работ выполняют различные функции, взаимно дополняя друг друга. В зависимости от стадий геологоразведочных работ выделяются *качественные прогнозно-поисковые модели* рудных полей и месторождений и *количественные геолого-промышленные модели* месторождений и рудных тел, в том числе параметрические, морфометрические, концентрационные, градиентно-векторные и многофакторные модели.

Модель геологического объекта отражает достигнутую степень его изученности, а модели свойств геологических объектов должны разрабатываться на базе типовых геологических моделей. При этом моделируются лишь обобщенные представления о его составе, строении или отдельные, наиболее существенные его свойства. Тем самым моделируются не истинные геологические структуры и свойства полезных ископаемых, а некоторые представления о них, получаемые при заданной детальности геологоразведочных работ.

По своему содержанию и назначению геологические модели рудных объектов разделяются на две группы – на *геолого-структурные* (или модели геологического строения) и *генетические* (модели процессов рудообразования).

По способу представления информации модели подразделяются на графические (геологические карты, планы, разрезы, блок-диаграммы, проекции, графики соотношений различных количественных параметров), табличные, текстовые. По способу описания признаков геологических тел, по содержанию, по способу представления геологических материалов модели бывают и смешанными. Они могут содержать и качественные и количественные характеристики. Информация, содержащаяся в такой модели, может представляться в форме геологической карты, разрезов к ней и сопровождается таблицами, текстами с описаниями признаков оруденения, дополняющими графическую геологическую информацию.

Геолого-структурные модели составляются на основе обобщения фондовых и литературных данных по хорошо

изученным эталонным объектам. Разработке моделей предшествует анализ критериев прогнозирования конкретной рудной формации (Коробейников, 2008).

Модели месторождений сгруппированы в три большие группы в соответствии с главными геологическими процессами, с которыми связаны полезные ископаемые: 1) магматические; 2) экзогенные; 3) метаморфические. Каждая группа включает несколько классов. Например, группа месторождений, связанных с магматическими процессами, включает два класса: плутоно- и вулканогенные месторождения. Каждый класс месторождений включает несколько видов и т.д.

В основу настоящей монографии положены материалы, полученные при разработке *Государственной научно-технической Программы* «Новые технологии для углеводородного и горно-металлургического секторов и связанных с ними сервисных отраслей» на 2009-2011 годы по теме № 723 «Разработка моделей образования месторождений и научно-обоснованных критериев промышленной оценки черных, цветных и благородных металлов» и проекта № 747 «Разработка дистанционных методов геологических исследований, прогноза и поисков рудных месторождений в Казахстане» на 2012-2014 годы по бюджетной подпрограмме «*Грантовое финансирование научных исследований*», в которых принимал участие большой коллектив ученых и специалистов.

Автор выражает глубокую благодарность всем исполнителям названных научно-исследовательских тем.

В подготовке монографии к изданию принимали участие:

Кулкашев Н.Т. – в научном редактировании;

Бекботаева А.А. – в сборе материалов и оформлении.

1. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА

1.1. Геохимическая характеристика

Атомная масса золота 196,97 и оно занимает 79-е место в периодической системе элементов Д.И. Менделеева. Известно 14 изотопов золота, но стабилен лишь один – ^{197}Au . Остальные радиоактивны и распадаются. Изотоп ^{198}Au используется для определения содержания золота в породах и минералах. Оно имеет две степени окисления: +1 и +3. Величина радиуса иона Au^{1+} равна 0,137 нм, а Au^{3+} – 0,085 нм. Более устойчивы соединения золота +3. Однако оно химически инертно и имеет ярко выраженную тенденцию к металлическому состоянию.

Массовая концентрация золота в земной коре, по А.П. Виноградову, $43 \cdot 10^{-8} \%$, в ультраосновных породах $5 \cdot 10^{-7} \%$, основных – $4 \cdot 10^{-7} \%$, кислых – $45 \cdot 10^{-8} \%$. Содержания эти низки и почти не отличаются. Однако детальные исследования последних лет показали, что содержание золота от кислых пород к основным увеличивается.

При кристаллизации расплавов золото концентрируется вместе с сульфидами меди, никеля, железа и металлов группы платины. Особенно тесную связь в медно-никелевых рудах оно имеет с наиболее халькофильным из них – палладием.

При формировании гранитоидных магматических комплексов (очень часто многофазных) золото совместно с рядом элементов (медь, свинец, цинк, серебро, сурьма, висмут, железо, мышьяк, сера, теллур и др.) накапливается в постмагматических гидротермальных растворах, переносится этими растворами, возможно, в форме полисульфидных, гидросульфидных и хлоридных комплексных соединений и в результате образуются постмагматические концентрации золота в скарнах, грейзенизированных породах, а также в гидротермальных высоко-, средне- и низкотемпературных месторождениях. Наиболее крупные из них – гидротермальные месторождения.

В гидротермальных рудах золото находится в самородной видимой форме, в форме минералов-соединений с другими элементами (в основном теллуридов), а также в виде тонкодисперсной рассеянной вкрапленности в сульфидах (пирите, халькопирите, арсенопирите и др.).

В зоне гипергенеза при окислении золото-сульфидных руд самородное золото (особенно крупные золотишки) химически устойчиво, переносится механическим путем и накапливается в россыпях. Наиболее важное промышленное значение имеют аллювиальные, а также древние прибрежно-морские россыпи. Россыпное золото имеет более высокую пробу в связи с появлением у золотишек внешней высокопробной каймы. По мере удаления от коренных источников пробность золота увеличивается.

При окислении сульфидных руд, содержащих тонкодисперсное золото, последнее может растворяться и мигрировать. Такие явления хорошо изучены на медно-колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождениях Урала и Центрального Казахстана. В зоне окисления колчеданных руд возникает четко выраженная вертикальная зональность. Самой верхней является подзона гидроксидов железа. Под ней располагается подзона ярозита, ниже которой находится маломощная зона сыпучки (раздробленный кварц, барит, пирит). Еще ниже следует зона вторичного сульфидного обогащения меди и зона первичных сульфидных руд. Во всех подзонах зоны окисления возникали высокие концентрации гипергенного самородного золота. Но особенно богата им зона сыпучки. Следовательно, при окислении руд золото растворялось, мигрировало и возникла зона его гипергенного обогащения, приуроченная к сыпучке. Наиболее вероятной формой переноса золота является, по видимому, его растворимый сульфат.

Таким образом, на поверхности земли золото мигрирует как в механической, коллоидной, так и в химически растворимой форме. Большую роль при этом играют органические соединения. Часть золота, выщелачиваемого из горных пород и эндогенных руд, выносится реками в Мировой океан. Предпо-

лагают, что в морской воде устойчив комплекс золота AuCl_2^- . Содержание золота в морской воде в 2-3 раза ниже кларкового для земной коры. Однако общие количества его в гидросфере огромны (5-6 млн т). Попытки извлечения этого золота в промышленных масштабах пока не увенчались успехом.

Содержание золота в осадочных породах низкое, если не считать россыпей. Повышенным содержанием золота обладают часто лишь углеродисто-кремнистые (черные) сланцы. Золото в них, по-видимому, не только кластогенное, но и хемогенное.

В процессе метаморфизма древних прибрежно-морских россыпей, представленных золотоносными конгломератами, имели место лишь перекристаллизация руд и местная миграция золота. К этому типу относятся крупнейшие в мире месторождения золота в протерозойских конгломератах ЮАР и менее значительные месторождения Центральной Африки. В процессе метаморфизма докембрийских колчеданных месторождений происходили перекристаллизация как сульфидов, так и золота и увеличение размера золотин. При этом миграция золота была лишь местной.

Таким образом, в геохимическом цикле миграции золота главные промышленные концентрации его связаны с постмагматической гидротермальной деятельностью и с образованием россыпных месторождений самородного золота.

1.2. Области применения и экономическая конъюнктура

Области применения золота разнообразны. Во-первых, подавляющая часть добываемого золота хранится в виде слитков в национальных банках государств и служит обеспечением их золотовалютных резервов и валютой при международных платежах и расчетах. Во-вторых, золото с глубокой древности применяется для изготовления ювелирных изделий и чеканки монет. Третьей областью применения золота является промышленность: золочение металлов (гальванопластика – электролиз комплексной солью $\text{KAu}(\text{CN}_2)$), сварка в особо от-

ветственных деталях ракет, изготовление химически стойкой аппаратуры, радиоэлектроника. Наконец, золото применяется в медицине (стоматология).

Суммарная добыча золота с древних времен до открытия Америки (1493 г.) составила около 12570 т. Затем в период с XVI по XIX век включительно было добыто 15160 т. Предполагается, что в начале XXI века его суммарная добыча за всю историю человечества составит не менее 110 тыс. т.

В настоящее время добыча золота производится в 84 странах мира, где в последние годы добывается около 2500 т ежегодно. При этом более 65% суммарной добычи приходится на ЮАР, США, Австралию, Индонезию, Китай, Канаду, Россию. В ЮАР действует 49 рудников (с общей добычей около 400-600 т золота в год), в США – 97 (более 330 т), в Канаде – 200 (более 150).

В России в последние годы добывается 140-150 т золота в год, в том числе в регионах: Дальневосточном (включая Якутию и Северо-Восток) – 64 %, Восточно-Сибирском – 24 %, Уральском – 4 %, Западно-Сибирском – 1 %.

Казахстан в связи с принятием Правительственной программы «Золото Казахстана» наращивает производство золота и в ближайшие годы получение металлического золота достигнет 70 т/год.

Наиболее крупными потребителями золота являются страны Азии и Европы. Ювелирная отрасль промышленности потребляет 86 %; золота, электронная – около 5 %, на чеканку золотых монет затрачивается – 3 %, стоматологию – 2 %.

Цены на золото на мировом рынке в последнее время имеют тенденцию к росту. Например, рост цены золота в Лондонской бирже металлов выглядит следующим образом, \$/унция (1 тройская унция составляет 31,1035 г): в 2007 г. – 803, в 2008 г. – 939, в 2010 г. – 1193, а в 2013 г. – 1400±200.

1.3. Основные промышленные минералы и прочие источники сырья

Главный минерал золоторудных месторождений – *самородное золото*. Оно образует обособления в виде прожилков, зерен, пленок, дендритов, реже кристаллов и их агрегатов. Выделяется тонкодисперсное золото размером до 10 мкм, мелкое – до 0,1 мм, среднее – до 1 мм, крупное – до 5 мм и самородки – более 5 мм или 10 г по массе [160].

Классификация природного золота по В. Моисеенко (2008): пикозолото имеет размеры от 288 до 600 пм; нанозолото – от 0,6 до 250 нм; микроскопическое золото – от 0,25 до 80 мкм; макрозолото – от 0,08 до 1 м [139].

Одним из наиболее крупных является самородок Плита Холтермана (Австралия) общей массой 127,0 кг; самый крупный самородок, найденный в России, – Большой Треугольник массой 36,022 кг. В Казахстане самое крупное самородное золото "Конская голова" весом 16,6 кг найдено в речке Каратокель (Рудый Алтай) в 1914 г.

Другие золотосодержащие минералы (их более 15), как правило, не являются промышленными. К ним относятся интерметаллические соединения:

электрум	(Au,Ag),
аурикуприд	AuCu ₃ ,
ауростибит	AuSb ₂ ,
родит	Au(Rh,Ir,Pd),
кюстелит	Ag(Au)
и теллуриды:	
калаверит	AuTe ₂ ,
сильванит	(Au,Ag)Te ₄ ,
креннерит	(Au,Ag)Te ₂ ,
петцит	Ag ₃ AuTe ₂ и др.

1.4. Экономические параметры и сведения о качестве сырья

Требования промышленности к месторождениям золота определяются прежде всего содержанием металла, масштабами (запасами) и качеством руд. Промышленными считаются коренные месторождения с содержанием золота в рудах 1-5 г/т и более (в зависимости от масштабов и типа месторождения) и россыпи с минимальным содержанием 0,1 г/м³.

Качество золота определяется его пробностью – содержанием золота в 1000 единицах по массе, т.е. в промилле (‰). В золоте содержится свыше 40 элементов-примесей, в том числе серебро, платиноиды, медь, железо, свинец, висмут, сурьма. При аффинаже (очистке) золота указанные и другие ценные примеси улавливаются. Пробность золота возрастает от низкотемпературных к высокотемпературным месторождениям, от молодых по возрасту к древним и от малоглубинных к глубинным.

Месторождения и проявления золота известны в 120 странах мира. В 40 основных из них оценены прогнозные ресурсы золота, которые в 1995-2000 гг. составляли 105-180 тыс. т. Основная часть этих прогнозных ресурсов (40-60 тыс. т) сосредоточена на флангах и глубоких горизонтах (3-4 км), разрабатывающихся более 100 лет месторождений золотоносных конгломератов района Витватерсранд в ЮАР. Мировые подтвержденные запасы золота (без учета запасов России) на начало 1997 г. составляли 50840 т, а общие запасы – 91350 т. Большая часть мировых подтвержденных запасов сосредоточена в месторождениях ЮАР (43,3 %), США (9,9 %), Канады (6,5 %), Австралии (4,9 %) и Индонезии (4,7 %) (табл. 1.1).

К уникальным месторождениям золота принадлежит *Витватерсранд* – пока единственное в мире с запасами 25 тыс. т. К весьма крупным относятся месторождения коренного золота с разведанными запасами свыше 100 т и россыпи, со-

держащие более 50 т металла, к крупным – соответственно от 50 до 100 и от 25 до 50 т, к средним - от 10 до 50 и от 1 до 25 т и к мелким – месторождения с запасами менее 10 т для коренных и менее 1 т золота – для россыпных месторождений.

Таблица 1.1. Запасы золота в некоторых странах мира, т

Страна, часть света	Запасы общие	Запасы подтвержденные	Их % от мира	Содержание Au в коренных, г/т	Содержание Au в россыпных, г/м ³
Россия	-	-	-	4,7	1,2
ЕВРОПА	2532	1034	2	...	
АЗИЯ	14212	8480	16,7
Армения	312	220	0,4	5,2	...
Индонезия	3100	2400	4,7	3	0,4
Казахстан	1700	770	1,5	4,2	0,7
Кыргызстан	1050	350	0,7	4,1	1,2
Китай	2100	810	1,6	4	1,3
Узбекистан	2770	2000	3,9	2,3	0,25
Филиппины	1850	1060	2,1	3,4	0,6
Япония	585	250	0,5	9	...
АФРИКА	43328	23977	47,2
Зимбабве	640	290	0,6	2,59	0,6
Мали	615	350	0,7	3,2	1,05
ЮАР	39000	22000	43,3	4,91	0,3
АМЕРИКА	24913	12842	253		
Аргентина	980	425	0,8	4,2	0,95
Бразилия	3825	625	1,2	5	2,6
Венесуэла	480	280	0,6	9	1,4
Доминикан	373	335	0,7	4	...
Канада	4500	3280	6,5	2,9	0,4
Мексика	1170	590	1,2	2,5	
Перу	790	280	0,6	2,4	0,3
США	9200	5050			0,3
Чили	1715	1088	2,1	4,5	0,7
ОКЕАНИЯ И АВСТРАЛИЯ	6365	4507	8,9

Разведанные запасы золота Казахстана оцениваются на уровне 1700 т (4 % от мировых запасов), по этому показателю Республика занимает 7 место в мире после ЮАР, США, Австралии, России, Канады, Узбекистана и Индонезии.

1.5. Промышленно-генетическая классификация месторождений

Золото, с одной стороны, относится к одному из наиболее ценных видов минерального сырья, но, с другой стороны, оно является одним из наиболее трудно классифицируемых объектов. В общем-то, до самого последнего времени, как будто бы, не существует всеми общепринятого варианта генетической классификации золоторудных месторождений. Их классифицируют по разным принципам, потому что разделять различные генетические группы скоплений золота весьма и весьма затруднительно. Разделять приходится минеральные объекты, сложенные самыми различными видами горных пород и минералов, в которых золото встречается в виде ничтожной примеси. Если подавляющее большинство других металлов учитывается при содержании нескольких процентов или десятых и сотых долей процентов, то для золота характерны тысячные и десятитысячные доли процента.

Как известно, одна десятитысячная доля процента широко применяется в обиходе и обозначается как г/т, причем в запасах месторождения приходится учитывать содержание в десятые и сотые доли г/т, т.е. приходится классифицировать минеральные скопления, сложенные в основном минералами, не имеющими к оценке ценности золота никакого отношения, но которые содержат еле уловимые, ничтожные примеси компонента. Поэтому классификаций золота очень много, и большинство из них носит не столько генетический, сколько вещественный, химико-минералогический характер. Например, многие месторождения делятся по содержанию сульфидных минералов на: сульфидные, малосульфидные, полисульфид-

ные, безсульфидные и т.д. Выделяются месторождения по морфологическим признакам: пластовые, жильные (с выделением самых разнообразных подтипов), штокверковые, коры выветривания и многие другие.

Генетические модели являются моделями геологических процессов, обуславливающих формирование и геологическое строение металлогенических зон, рудных районов, рудных узлов, рудных полей и месторождений. Они позволяют прогнозировать условия локализации этих рудных объектов. Такая особенность генетических моделей используется для установления рудоконтролирующих факторов, критериев прогнозирования и для выделения рудоперспективных площадей. Основой для разработки генетической модели являются геотектонические и структурные модели, геофизические и геохимические поля, выявляемые аэрокосмическими и наземными методами.

Если же говорить о собственно генетическом подходе, то нам представляется наиболее удачным вариант классификации золоторудных месторождений, приведенный в *табл. 1.2*.

Таблица 1.2. Промышленно-генетические типы (модели) месторождений золота

Типы месторождений		Примеры месторождений	
генетические	минеральные и промышленные	зарубежные	казахстанские
Контактово-метасоматический (скарновый)		Ольховское, Чибижек (Зап. Сибирь, Россия), Натальевское, Синохинское и др. (Горный Алтай), Кейбл, Элкхорм, Оурей и др. (США), (Никел Плейт (Канада), Санта Фе (Мексика), (Холтен, Суаин (КНДР) и др.; Эртсберг (о. Новая Зеландия)	Саякские, Сулушоки, Ешкиольмес

Плутоногенный гидротермальный	Золото-кварцевой формации; золото-сульфидной формации; золото-кварц-сульфидной формации	Кочкарь, Березовское (Урал, РФ), Дарасун (Забайкалье, РФ), Мурунтау (Узбекистан), Колар (Индия), Мазерлоуд, Грасвелли (США), Бендиго (Австралия) др.	Васильковское, Степняк, Бестобе, Акбакай
Вулканогенный гидротермальный	Золото-кварц-халцедон-сульфидной формации; золото-серебро-кварц-адуляровой формации; золото-сульфидной (золото-полиметаллической и колчеданно-золоторудной) формации	Балей, Дукат, Карамкен (Россия); Зод (Армения); Крипл-Крик и серебро-золоторудные – Комсток и Топопа, Сильвертон-Теллурайд (США); м-я штатов Гуанахуато, Сакатекас, Чихуахуа, Дуранго, Сан-Луис-Потоси, Эль-Оро в шт. Мехико (Мексика); Баия-Сприя, Сэкэрымб, Нагиаг (Румыния);	Таскора, Архарлы, Игилик, Майкаин, Риддер-Сокольное, Нурказган, Шокпар, Каратас
	Стратиформные типа Карлин	Карлин, Кортец, Голд-Куорри, Джеррит-Каньон и др. (США)	Суздальское, Майкаин
Выветривания	Железные шляпы колчеданных и других золото-содержащих руд	Рио-Тинто (Испания)	Варваринское, Тохтаровское, Суздальское, Майкаин
	Золоторудные коры химического выветривания	Бразилия и Австралия	
	Элювиальные золотоносные коры выветривания	Боддингтон, Хедгес (3. Австралия) и м-ия Гвинеи	

	Аллювиальные россыпи		Долины рр. Колыма, Индигирка, Яна, Анадырь, Омолон, Алазея, Лены Витима, Ангары, Урала (Россия), в Таджикистане и Узбекистане; долины р Юкон и его притоков, Макензи (Аляска и Канада), бассейн р.Сакраменто (США); в Африке, ЮАР, Гане, Ю. и Ю-В Австралии, в Бразилии, Колумбии и Венесуэле и др.; м-ия Египта и Ближнего Востока	В Восточном и Южном Казахстане, в Мугалжаре
	Прибрежно-морские россыпи		Ном (Аляска)	
Метаморфизованный	Золотоносных конгломератов		Витватерсранд (Ю. Африка) Блайнд-Ривер (Ю. Канада); р-н Жакобина (штат Минас-Жираис, Бразилия), Таркваа (Гана)	
	Полигенно-метаморфические	черносланцевой формации	Карлин, рудный р-н Хоумстейк (США), Сухой Лог, Артемьевское, Копыловское и др. (Россия, Бодайбинский р-н), Морру-Велью (Бразилия), Мурунтау, Дау-Гыз, Мютенбай и др. (Узбекистан, Кызылкумская золотоносная провинция), Кумтор (Кыргызстан)	Бакыршык и др.
		древних зеленокаменных поясов	Поркьюпайн, Киркленд-Лейк, Норанда, Джайэнт-Йеллоунайф, Дисковери, Тундра Голд-Майн (Канадский щит), Колар, Хетти (штат Майсур, Индия), Калгурли, Норсмен, Кулгарди, Маунт-Магнет и др. (Ю-З Австралия)	
		типа «несогласия»	Джабилука, Рейнджер, Набарлек, Олимпик Дамм (Австралия), Раббит-Лейк, Ки-Лейк и др. (Канада)	
Техногенный		Целики, отвалы горно-добывающих предприятий и отходы (хвосты) перерабатывающих предприятий		

1.6. Модели промышленных типов месторождений

Металлогения золота различна для различных периодов геологической истории. В архее месторождения золота формировались в связи с подкоровой базальтовой магмой, обусловившей возникновение зеленокаменных поясов, в пределах которых эти месторождения и сосредоточены.

Начиная с протерозоя, более существенное значение в образовании месторождений золота начинает играть коровая гранитная магма. В этот период золоторудные месторождения формировались в тектонически активные (геосинклинальные) и платформенный этапы, а также в этапы тектоно-магматической активизации платформ.

На ранней стадии тектонически активного этапа, в период базальтоидного магматизма, значительных месторождений золота уже не возникало. Известно лишь убогое золото в колчеданных и скарновых рудах. В среднюю стадию, в период главных фаз складчатости и образования гранитных батолитов, местами появлялись гидротермальные золоторудные месторождения. Главная масса постмагматических, преимущественно гидротермальных месторождений золота возникла на поздней стадии геосинклинального этапа. Они связаны с двумя магматическими формациями. С формацией гипабиссальных малых интрузий ассоциированы плутоногенные гидротермальные месторождения золота, а с андезит-липаритовой формацией – вулканогенные гидротермальные золото-серебряные образования.

В платформенный этап в нижнем структурном ярусе возникали метаморфогенные, а в верхнем – скопления вторичного золота в зоне окисления первичных руд и россыпи.

При интенсивной тектоно-магматической активизации, сопровождавшейся платформенными гранитами, местами также формировались гидротермальные месторождения золота.

В геологической истории образования золотых месторождений Земли выделяется четыре главные эпохи. В наиболее древнюю – архейскую эпоху (3,5-2,5 млрд лет) формировались крупные золоторудные месторождения зеленокаменных поясов, известные в Канаде, Южной Африке, Индии и Западной Австралии. С протерозойской эпохой (2,2-1,8 млрд лет) связано возникновение крупнейших стратиформных месторождений, в том числе феноменальных золотоносных конгломератов *Витватерсранда* (ЮАР). В верхнепалеозойскую эпоху, отвечающую концу герцинского цикла (300-200 млн лет), возникли многочисленные месторождения золотых руд, преимущественно плутоногенной гидротермальной группы. В мезозой-кайнозойскую эпоху, соответствующую альпийскому циклу, наряду с подобными месторождениями широкое развитие получили вулканогенные гидротермальные месторождения, в том числе золото-серебряные.

1.6.1. Модели мантийных и внутрикоровых рудообразующих систем

Формирование эндогенных рудных месторождений обычно осуществляется тремя путями: 1) внутрикоровыми эндогенно-экзогенными рудообразующими процессами, 2) глубинными мантийными и 3) совмещенными корово-мантийными (полигенными и полихронными). Благодаря наибольшей изученности внутрикоровых рудообразующих процессов первоначально основное внимание уделялось первой группе рудных объектов.

Во второй половине прошлого века, благодаря успехам глубинной геологии и геофизики, а также развитию гипотезы плюмтектоники и палеодиапиризма, появились дополнительные доказательства в рудогенезе мантийных рудообразующих систем. Такие рудообразующие системы включают источники рудного вещества и рудообразующих флюидов – гидротермальных растворов, энергию

рудобразующих процессов, геотектоническую обстановку рудообразования и глубинность рудоподстилающих блоков земной коры и верхней мантии, пути и способы транспортировки рудообразующего вещества в места рудоотложения и другие сопутствующие явления. На это ранее обращали внимание ведущие ученые страны и зарубежья В.А. Обручев, М.А. Усов, К.И. Сатпаев, С.С. Смирнов, В.И. Смирнов, Ф.Н. Шахов, Д.С. Коржинский, Л.Н. Овчинников, R.A. Rona, D.W. Buchnam, H.D. Holland, R.L. Larson и др.

Ниже показаны региональные и локальные признаки проявления в земной коре мантийных и коровых рудообразующих систем: дистанционные аэрокосмофотографические, глубинные геофизические, в том числе сейсмотомографические, минералого-геохимические, изотопные показатели для разных типов рудных полей и месторождений. Показано, что формирование крупных и уникальных рудных месторождений осуществлялось путем взаимодействия внутрикоровых и мантийных магмо-термофлюидодинамических систем [105].

Мантийные магмо-термофлюидодинамические металлоносные системы

В глубинных слоях Земли происходят глобальные процессы преобразования консолидированного вещества благодаря внутримантийному диапиризму и высокотемпературному метасоматизму. Именно высокотемпературные глубинные флюиды, проникавшие из зон внешнего ядра – нижней мантии, обеспечивали амфиболлизацию-флогопитизацию перидотитов верхней мантии с образованием отдельных слоев преобразованных разуплотненных пород. В результате этих процессов здесь возникла «зона вторичных амфиболитов» (Anderson, 1987; Voettecher e.a., 1979; Рябчиков и др., 1980; Летников, 2006).

Для объяснения природы эндогенного рудообразования привлекается модель диапиризма, мантийно-корового метасоматизма (Коробейников, 2006). Согласно представлениям многих геологов, диапиры возникают в результате подъема легкого, сильно разогретого вещества из пограничной области внешнего ядра и нижней мантии Земли. Часть из них, поднимаясь в верхнюю мантию, формируют астеносферные линзы, которые служат потенциальными источниками магмы. Разогрев и разуплотнение мантии в краевых частях поднимающихся диапиров приводили к увеличению объема вещества и к образованию сводовых поднятий в складчатых областях. Краевая часть формирующейся сводовой структуры представляет собой относительно неглубокий приразломный-компенсационный прогиб. Такие наложенные синклинали, возникавшие в бортах и на выклинивании офиолитовых, вулканогенных, террейновых поясов, следует рассматривать в качестве компенсационных структур проявившихся диапиров. В таких компенсационных грабен-синклиналях впоследствии и формировались рудоносные черносланцевые формации (рис. 1.1).

Наряду с подъемом формирующегося диапира происходит частичное плавление и миграция в кору по тектоническим зонам мантийных магм, возникавших путем фракционного плавления (Рингвуд, 1981). Высоконагретые летучие компоненты, отделяясь от диапира и поднимаясь вверх, прогревали породы земной коры и путем магматического замещения вовлекали их в магнообразование. Типичными производными таких процессов считаются породы габбро-плагитогранитной формации, широко представленные в складчатых и офиолитовых поясах и в черносланцевых толщах наложенных компенсационных синклиналей. В верхних горизонтах земной коры формировались вулканоплутонические толеит-андезитоидные металлоносные ассоциации.

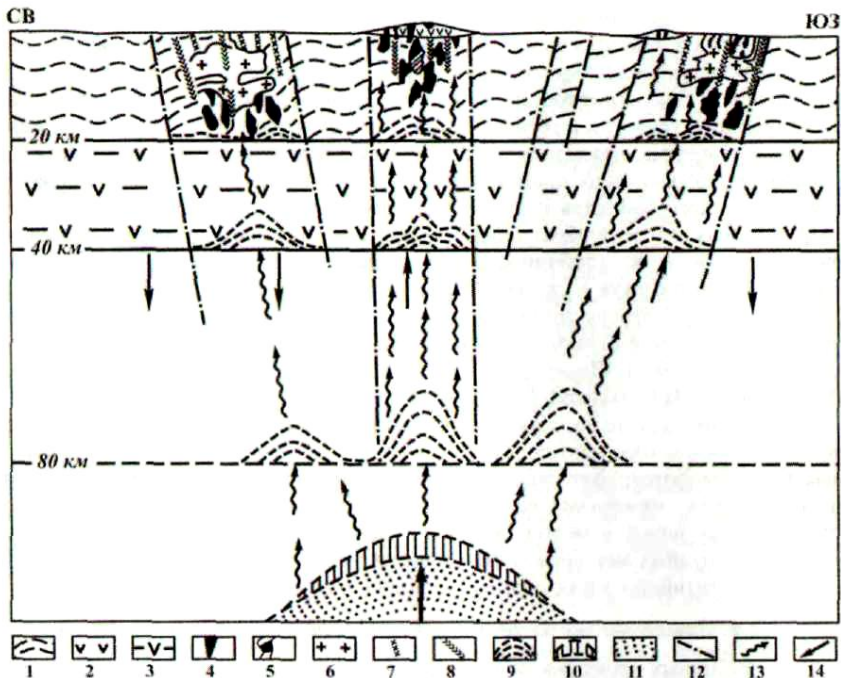


Рис. 1.1. Модель формирования комплексных золотоплатино-платиноидных руд в черносланцевых горизонтах офиолитового пояса Северо-Восточного Казахстана [105]: 1 - седиментная кора; 2 - излившиеся андезитобазальты; 3 - комплекс высокометаморфизованных пород; 4 - гипербазиты; 5 - габброиды; 6 - гранитоиды; 7 - дайки диорит-лампрофиров, плагиогранит-порфиров; 8 - дайки диабазов долеритов, порфиритов; 9 - внутрикоровые диапиры зоны формирования средних, кислых и основных расплавов; 10 - глубинные расплавы диапира; 11 - зоны частичного плавления образований диапира; 12 - глубинные разломы I и II порядков; 13 - глубинные флюидопотоки; 14 - направление движения магмогенерирующей области диапира

Такие выплавки магм продуцировались поднимавшимся диапиром на глубинах 120-60 км. В земной коре они создавали промежуточные очаги на глубинах 20-5 км, в которых происходили процессы дифференциации магм, их насыщение поступающими глубинными металлоносными

флюидами. В наиболее приподнятой части мантийного диапира (в разломах рифтогенного типа) обособились внутрисинклинальные поднятия. Здесь недифференцированные базит-ультрабазитовые магматиты формировали офиолитовые ассоциации. Они сменялись известково-щелочными сериями с небольшими объемами средне- и кремнекислых пород, образующих малые интрузии и дайки (см. *рис. 1.1*).

Условия образования золотоносных термофлюидных систем

В гипербазит-базитовых образованиях верхней мантии и земной коры содержания золота и платиновых металлов составляют от 0,5 до 47 г/т Au при средних значениях 8-10 мг/т Au в мантии и 3-12 мг/т в земной коре. Если породы базит-гипербазитовых формаций обогащены сульфидной серой, то они несут повышенные концентрации Au и МПГ до $n \cdot 10^{-5}$ мас.% вместо $n \cdot 10^{-7}$ в рядовых пробах из аналогичных пород, небогатенных серой. Гипербазиты, альнеиты, кимберлиты, лампроиты формировавшиеся на значительных глубинах верхней мантии при активном участии внутримантийного щелочного метасоматоза обычно обеднены золотом до 0,5-3 мг/т вместо обычных значений 8-10 мг/т в исходных магматитах. Широко проявившийся мантийный метасоматоз обеспечивал перераспределение благородных металлов не только во внешних, но и во внутренних геосферах Земли. Геохимическими исследованиями перекристаллизованных при внутримантийном метасоматозе гранатах из глубинных перидотитовых включений в кимберлитах Сибирской платформы было установлено [105] двукратное сокращение содержаний золота по сравнению с исходными породами: коэффициент распределения золота K_H^{Au} составил 0,5-0,6 (*рис. 1.2*).

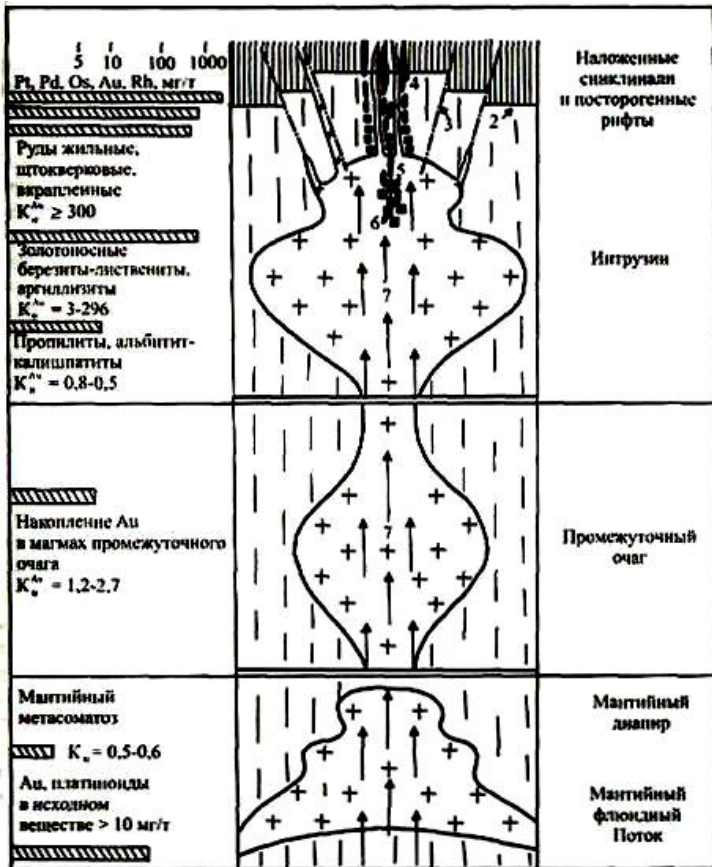


Рис. 1.2. Мантийно-коровая модель формирования золото-платиноидно-редкометалльных месторождений в черносланцевых толщах орогенно-рифтогенных структур протерозоя-фанерозоя [105]: 1 - гипербазит-базит-плагιοгранитные интрузии; 2 - компенсационные синклинали и посторогенные рифты; 3 - региональные глубинные разломы; 4-6 - руды: 4 - жильные, 5 - штокверковые, 6 - вкрапленные; 7 - флюидный мантийный поток

В Кроме того, высокие концентрации тяжелых металлов в нижних частях мантии возможно связаны с явлениями накопления их в остаточных сильно флюидизированных расплавах благодаря фракционированию металлов между

жидкой, твердой и флюидной фазами кристаллизующихся магм и привносим металлов глубинными флюидами в промежуточные очаги. начальную стадию кристаллизации толеитовых магм коэффициенты распределения между твердыми, жидкими и флюидными фазами составили K_p^{Au} 1:3:1,3 и 2,5:1:21 в конечную стадию. Для гранитоидных магм эти геохимические показатели составили 2:1:5 в начальную стадию кристаллизации и 5,5:1:(53-114) в заключительную стадию. Трансмагматические растворы также могли транспортировать Au, поскольку при кристаллизации магм в промежуточных камерах выявлено 2-2,5-кратное накопление этого элемента в продуктах их кристаллизации [105].

Следовательно, внутри мантийные процессы преобразования глубинного вещества (амфиболизация перидотитов, перекристаллизация гранатов перидотитов) сопровождалась перераспределением и выносом благородных металлов флюидами до 50 % от общего их количества в исходных породах мантии. Это и обеспечивало возникновение металлоносных магмо-термофлюидных глубинных систем в мантии.

Внутрикоровые гранитоидно-гидротермально-метасоматические рудообразующие системы

Рассматривается вариант модели формирования эндогенных золоторудных и комплексных золотоплатиноидно-редкометалльных месторождений, размещенных в различных структурах земной коры. Все золотые и комплексные благороднометалльно-редкометалльные объекты (с Bi, Te, Se, Tl, W, Mo, Nb) составили единый генетический и формационный ряд рудных объектов, образованных при внедрении флюидонасыщенных магм габбро-плагиогранитного, габбро-диорит-гранодиоритового, габбро-сиенит-гранитного рядов в офиолитовых, вулканических, террейновых поясах, в зонах тектоно-магматической активизации. В наиболее крупных

рудных полях и месторождениях широко проявились протяженные на глубину 1,2-4 км рудно-метасоматические колонны с элементами рудно-метасоматической зональности. Они формировались под воздействием внутрикоровых и мантийных рудообразующих магмо-флюидодинамических систем [105].

Рудообразующие внутрикоровые системы формировались в связи с развитием флюидонасыщенных гранитоидных интрузий и сопровождающих гидротермально-метасоматических процессов, магмо-рудно-метасоматические системы такого типа возникали и развивались через промежуточные очаги в земной коре на глубинах 15-5 и 5-1 км. Здесь магматические процессы сопровождались метасоматозом площадного типа (контактный и щелочной аутометасоматоз): образование магнезиально-известковых золотоносных скарнов, послескарновых метасоматитов-грейзенов (редко), альбит-калишпат-биотитовых, серицитовых, березит-лиственитовых, гумбеитовых, эйситовых, аргиллизитовых, пропилитовых метасоматитов с образованием крупных рудно-метасоматических колонн протяженностью 1,2-4 км по вертикали (при совмещении внутрикоровых и мантийных магмо-термобарофлюидных колонн). В нижних частях таких рудно-метасоматических колонн размещены ранние метасоматиты (амфиболовые, альбит-калишпат-биотитовые или пропилитовые); в средних – грейзены, березиты-листвениты, гумбеиты с золотоплатиноидными рудами; в верхних – эйситы, аргиллизиты с золотосеребряными, золото-палладий-теллуридно – сурьмяными рудами. В нижележащих щелочных метасоматитах иногда проявляется вкрапленная золотоплатино-редкометаллическая минерализация. Это обобщенная модель рудно-метасоматической зональности, составленная по данным конкретных месторождений для типового рудного поля.

Золоторудные, золотоплатиноидные рудные районы, рудные поля и месторождения располагаются в террейновых, вулканогенных, офиолитовых поясах, окраинных частях сводовых поднятий и срединных массивов с двухъярусным вулканогенно-терригенным или карбонатно-сланцевыми разрезами верхней части земной коры умеренной мощности в 35-48 км. Региональные закономерности формирования и размещения таких рудных районов, рудных полей и месторождений в складчатых поясах определялись рифтогенными структурами горсто-грабенового типа, осложненных ограничивающими региональные структурные блоки (с черносланцевыми толщами) глубинными продольными разломами I порядка, а также сквозными поперечными разломами II порядка, участками их пересечений с зонами трещиноватости II и III порядков. Все они отражают собой сложноблочное строение оснований верхнекоровых рудоносных структур. Глубинные разломы фиксируются сериями разрывов-сколов, зон трещиноватости, гранитоидами повышенной основности, телами базит-гипербазитов, дайками долерит-диабазового, диорит-лампрофирового, порфиорового составов, площадными и локальными метасоматитами. Глубина проникновения таких разломов достигает 20-220 и даже 300 км (по данным глубинных сейсмических зондирований по профилям ГСЗ-МОВЗ) (Бакыршыкский, Мурунтауский, Зун-Холбинский, Сухоложский, Нежданинский и другие рудные районы) (см. *рис. 1.1, 1.2*).

Рудные поля характеризуются сложноблочным внутренним строением и располагаются в узлах наиболее усложненных продольных и поперечных складчато-разрывных структур регионального типа в зонах активного проявления палеодиапиризма. Самые крупные золоторудные и комплексные золотоплатиноидные рудные поля и месторождения локализованы в блоках с неоднократным проявлением глубинного мантийного и внутрикорового

магматизма и метасоматизма. Размещение таких рудных объектов в рифтогенных блоках земной коры контролировалось разломами, зонами трещиноватости, дробления, милонитизации и метасоматического замещения пород на участках развития черносланцевых толщ, прорванных интрузиями гипербазит-базит-плагиогранитных, диорит-гранодиорит-гранитных, диорит-сиенит-порфировых, гранитных комплексов и даек, штоков долерит-диабазового, диорит-лампрофирового, гранодиорит-сиенит-порфирового рядов. Гидротермально-метасоматические процессы протекали в верхних частях земной коры при распаде глубинной магмо-флюидной системы над мантийными диапирами. Они обеспечивали разуплотнение исходных пород благодаря явлениям гидратации-метасоматоза с увеличением объемов измененных пород на 12-22 об.%. Избыточное объемное разрастание отдельных крупных блоков глубинных пород, подверженных мантийно-коровому метасоматизму, приводило к диапиризму и рифтообразованию. Все это способствовало заложению новых разломов, разрывов II порядка, зон трещиноватости и горсто-грабенных структур компенсационного типа. Одновременно происходило подновление ранне заложенных разрывных структур (Коробейников, 2006, 2007).

Краевые участки развивавшихся диапировых куполов представляли собой приразломные компенсационные прогибы, в которых формировались рудоносные черносланцевые формации или вулканогенно-осадочные блоки. Внутригеосинклинальные поднятия и рифтогенные компенсационные впадины, прогибы возникали в боках структур с наибольшим подъемом мантийного диапира. Ряд из них развивался на выклинивании рифтогенов или в бортах зеленокаменных, вулканических, офиолитовых поясов на участках активного рифтогенеза и связан со становлением базитовых, гипербазит-базит-плагиогранитных интрузивных серий в разломах глубокого заложения. Например,

золоторудные поля Саралы в Кузнецком Алатау, Зун-Оспы, Зув-Холбы в Восточном Саяне, Бакыршыка в Западной Калбе, Кумтора и Мурунтау в Тянь-Шане; Вамского и Дукатского в Приамурье. Нередко в таких структурно-формационных зонах наблюдается совмещение разноглубинных магматитов рудно-метасоматических колонн с возникновением рудно-метасоматической зональности регионального и локального типов (Коробейников, 2007).

Региональная и локальная эндогенная зональность рудных полей

Региональная металлогеническая зональность проявляется как смена различных формационных типов руд и сопровождающих метасоматитов относительно интрузивных тел по простирацию отдельных структурно-формационных зон, на участках их осложнения дугowymi, линейно-поперечными, очагово-кольцевыми, линейно-продольными (по отношению к осям складчатых систем) структурными. Они фиксируются гранитоидными интрузивами, дайковыми поясами и разнообразными метасоматитами. Эти метасоматиты формировали протяженные и мелкие рудно-метасоматические зоны, протяженность которых составляет 8-12 км. Здесь золотые, комплексные золотоплатино-редкометаллльные руды парагенетически связаны с многообразными орогенно-рифтогенными гранитоидными интрузиями повышенной основности: с ранними субдукционными коллизионными габбро-плагаогранитными и поздними рифтогенными габбро-сиенит-гранитными, диорит-сиенит-порфировыми интрузиями. Все они относятся к интрузивным сериям мантийного и внутрикорового типов.

В пределах складчатых поясов, складчатых и рифтогенных подвижных зон проявлялись геосинклинальные, орогенные и посторогенные-рифтогенные магматиты с сопровождающими метасоматитами и Au-Ag, Au-W, Au-Pt, Pd, Bi, Te, Sb рудами. В начальный этап развития складчатых

поясов возникали близповерхностные вулканоплутонические зоны с сопутствующими пропилитами, метасоматическими кварцитами, серицитовыми, аргиллизитовыми метасоматитами с прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализацией промышленного значения. Они связаны с эффузивно-интрузивным базальтоидным магматизмом. Затем формировались гипабиссальные-среднеглубинные гранитоидные интрузии повышенной основности (гранитоиды «пестрого состава», по терминологии Ю.А. Кузнецова) с метасоматитами и рудами золотоскарновой, золотоскарново-магнетитовой, золото-редкометалльно-альбитит-фейзеновой, золото-кварцево-березитовой, золото-кварцево-сульфидной, золото-серебряно-сурьмяной формаций. На этапе рифтогенеза и тектономагматической активизации структур формировались гипабиссальные-малоглубинные габбро-диорит-гранодиоритовые, габбро-сиенит-гранитные, андезитовые магматиты с сопровождающими пропилитами, эйситами, аргиллизитами с золото-медно-скарновыми, золото-медно-порфиоровыми, золото-серебряно-теллуридными, золото-антимонитовыми, золото-аргентит-киноварными близповерхностными рудами. Обычно золотое, золото-серебряное, золото-редкометалльное (с W, Mo, Bi, Te, Se, Sb, Tl) оруденение проявляется в связи со становлением I и II фаз гранитоидных интрузий, даек пестрого состава, а с III и IV фазами интрузий гранодиорит-порфиорового типа связаны молибден-вольфрамовые и оловянные руды с редкими элементами Bi, Te, Se, Tl, Sb, Nb, Ga, Sr, Sc. В пределах наиболее крупных металлогенических зон появляется региональная магмо-рудно-метасоматическая и геохимическая зональность. Она обусловлена глубиной становления интрузий (2-7 км), метасоматитов и руд (0,5-4 км) и величиной эрозионного среза отдельных структурных блоков этих зон. Например, на Урале проявились металлогенические зоны с совмещенными золото-платиносодержащими скарнами внизу рудно-

метасоматических колонн и золото-платиноидными медно-порфировыми рудами вверху этих колонн – *Гумешевское* и *Тарутинское* скарново-медно-порфировые (с Au, Pt, Pd) месторождения.

Для золотогенерирующих гранитоидов Сибирского перикратонного металлогенического пояса выявлена региональная зональность в распределении минеральных типов комплексного оруденения: в гранитоидных массивах залегают руды грейзеново-редкометалльного типа; в контактах интрузивов – жильные золото-платиноидно-редкометалльно-сульфидные, а далее – сульфидно-антимонитовые золотоносные на удалении от гранитоидов. Флюидный режим таких интрузий отвечал высокой их восстановленности при близкой активности HF и HCl в минералообразующих системах – магмах-флюидах. Это и обеспечило формирование комплексных золото-платиноидно-редкометалльных руд в общих металлогенических поясах. В рудном поясе Цыньлинь южной части Китайской платформы выявлена такая металлогеническая зональность рудных зон (Хэ Ин, 1998). Здесь с северо-запада на юго-восток пояса при погружении основания архейского массива зональность оруденения соответствует такой последовательности: Au→Mo→W→Pb, Zn. Она обусловлена сменой типов эндогенных руд: золотокварцевые жилы→золотоносные брекчии и штокверки; молибден-порфировые→молибден-вольфрам-скарновые. Подобные закономерности размещения комплексного эндогенного оруденения установлены и в пределах металлогенического пояса Нанлинь в Южном Китае.

В юго-восточной части Сибирской платформы установлены три складчатые системы, различные по времени своего образования: наиболее древняя Алданская, протерозойская Станового хребта и Байкальская. С северо-запада на юго-восток при погружении основания платформы зональность оруденения изменяется по следующей схеме: Au-W, Mo-Sn, Pb, Zn. В Забайкальском складчатом регионе

проявились интенсивные процессы рифтогенеза и тектоно-магматической активизации. Примером структур с совмещенным комплексным оруденением является известный золото-молибденовый пояс, выделенный С.С. Смирновым.

Продуктивные гранитоидные интрузии контролировались рифтогенными глубинными разломами. Они несут следы магматического замещения и щелочно-кислотного автометасоматоза, а непродуктивные интрузивы таких изменений лишены. Для продуктивных интрузий свойственны: повышенная основность, натриево-калиевая специализация пород ($\text{Na}:\text{K}=1,5-2,5$ %), резко выраженный щелочно-кислотный автометасоматоз; развитие магнезиально-известковых скарнов, послескарновых метасоматитов и пород двух петрохимических рядов: диоритов-монцонитов и плагиогранитов-гранодиоритов; преобладание Cl над F во флюидной фазе интрузий ($\text{Cl}:\text{F}=2-50$). Породы и минералы продуктивных гранитоидных интрузий и сопровождающих метасоматитов (магнезиальных, известковых скарнов, послескарновых метасоматитов) обогащены Au ($\bar{x}=3-7$ мг/т, $V > 80$ %, $K_H \geq 2-3$ для гранитоидов и $\bar{x}=10-350$ мг/т, $V \geq 100$ %. $K_H \geq 5-250$ для скарнов, послескарновых метасоматитов). Для непродуктивных интрузий – $\bar{x}_{Au} = 0,5-3$ мг/т, $V_{Au} < 70$ %, $K_H^{Au} \leq 0,8-1,7$ и сопровождающих метасоматитов – $\bar{x}_{Au} = 5-8$ мг/т, $V_{Au} < 80$ %, $K_H^{Au} < 1-4$.

Для продуктивных интрузий намечается общая тенденция к накоплению Au до $K_H=1,1-2,5$ от образований ранней фазы к поздним дифференциалам II и III фаз. Выявленная тенденция накопления золота в породах и минералах поздних дифференциатов таких интрузии свидетельствует о накоплении его в остаточных расплавах ($K_H^{Au} = 1,1-2,7$) и особенно во флюидах области субсолидуса ($K_H^{Au} = 53-300$). Установлено многократное накопление Au при формировании поздних фаз (III-IV) симметрично-зональных дайковых тел габбро-долеритов (*Саралинское* золоторудное поле). Здесь в ранних габбро-долеритах выявлены содержания Au 1,8-2,9

мг/т. а в поздних габбро-долеритах III-IV фаз внедрения – 3,4-14 мг/т и $K_H^{Au} = 1,1-7,5$. Выявленные тенденции свидетельствуют о накоплении золота в поздних порциях магматического расплава. Это связано с особенностями дифференциации магм в промежуточном очаге и привнесом золота в магматическую камеру глубинными флюидами. Коэффициенты распределения золота между жидкой, твердой и флюидной фазами кристаллизовавшихся расплавов составили 1,3:1:3 в начальную и 2,5:1:21 в конечную стадии кристаллизации толеитовых магм и 2:1:5 и 5,5:1:53-114 гранитоидных расплавов (Коробейников, 1987).

Трансмагматические флюиды (при гранитизации и в повторных магматических камерах) также могли привносить золото в промежуточные магматические камеры, поскольку при кристаллизации толеитовых и гранитоидных расплавов в этих промежуточных камерах выявлено 2-2,7 и 2-5,5-кратное накопление металла в продуктах их кристаллизации. Кроме того, установлено его существенное накопление ($K_H^{Au} = 1,7-114$) в минералах магнезиальных скарнов, формировавшихся в магматический этап становления интрузий.

1.6.2. Типовые мантийно-коровые модели рудообразующих систем золоторудных полей и месторождений

При образовании крупных и сверхкрупных месторождений благородных и редких металлов в различных структурах земной коры происходило взаимодействие между коровыми и мантийными рудообразующими системами. Взаимодействие глубинного мантийного вещества с образованиями земной коры осуществлялось путем проникновения высокотемпературных газов-флюидов, магматических расплавов и твердых тел, образующих диапировые магмо-термофлюидодинамические системы на границах земного ядра с нижней мантией и в пределах верхней мантии-земной коры [12, 105].

Плюмтектоника, рифтогенез, диапиризм и рудообразующие системы

Золотые, золотосеребряные и комплексные золотоплатиноидно-редкометалльные (Au, Ag, Pt, Pd, Os, Rh, Ir, Bi, Te, Tl, W, Mo, Be, Nb, REE) рудные ассоциации промышленного значения проявляются в различных геологических обстановках (Коробейников, 1999, 2006, 2007). Такие нетрадиционные комплексные руды золота серебра, платиновых и редких металлов выявлены в золоторудных, скарново-железорудных (с Au, Pt, Pd), медно-молибден-порфировых (с Au, Bi, Te, Se, Tl, W, Sc, Pt, Pd, Os), редкометалльно-редкоземельно-карбонатитовых (с Au, Pt, Pd, Os), редкометалльно-альбитито-грейзеновых (с Au, Be, Ta, Nb, Pt, Pd), золото-сульфидно-черносланцевых (с Au, Pt, Pd, Ir, Os, Bi, Te, Se, Tl), колчеданно-полиметаллических (с Au, Bi, Te, Se, Tl, W, Pt, Pd), океанских железо-марганцевых и сульфидных образованиях. В генетическом отношении они относятся к полигенным образованиям, включающим осадочно-гидротермальные и магматогенно-гидротермальные парагенезисы (рудные поля, месторождения *Сухой Лог* в Восточной Сибири, *Бакыршык-Васильевское* в Казахстане, *Мурунтау* в Узбекистане, *Кумтор* в Кыргызстане, *Воронцовское* и *Светлое* на Урале и др.).

Комплексные рудные поля и месторождения нетрадиционного типа формировались в рифтогенных зонах складчатых поясов, сводово-глыбовых и террейновых структурах (с черносланцевыми металлоносными горизонтами), в зонах тектоно-магматической активизации (ТМА). В их образовании участвовали либо внутрикоровые гранитоидно-рудно-мегасоматические, либо мантийные магмо-термофлюидодинамические, либо совмещенные полигенно-полихронные рудообразующие системы. Например, на крупнейшем золотоплатиновом месторождении *Сухой Лог* по абсолютному возрасту обособились два геологических события: гидротермальное рудообразование в

439± и 320±16 млн лет при формировании черносланцевых толщ 900-800 млн лет назад и их метаморфизма 500-550 млн лет назад, что свидетельствует о значительном отрыве во времени рудоотложения от процессов образования сланцевых толщ и их регионального метаморфизма (Лаверов и др., 1997). Наиболее крупные рудные объекты возникали на участках активного проявления плюмтектоники, рифтогенеза, палеодиапиризма, метасоматизма. Формирование таких комплексных месторождений обеспечивалось процессами глубинного палеодиапиризма и гидротермально-метасоматическими явлениями в условиях их наложения на ранее образованные осадочным путем черносланцевые толщи в компенсационных синклиналиях.

Все эти явления активного проникновения энергии и вещества в земную кору происходило на фоне длительно развивавшихся мантийно-коровых палеодиапиров, возникавших под воздействием глубинных высокотемпературных магмо-флюидных потоков в расколах мантии и земной коры (см. *рис. 1.1, 1.2*). Возникавшие рудные поля и месторождения фиксируются дистанционными, наземными глубинными геофизическими, в том числе сейсмотомографическими, геохимическими методами в форме аномалий по границам нижнекоровых, верхнемантийных неоднородностей блоков разуплотненных горных пород. Выявляются ореолы перераспределения, мобилизации, обмена и накопления металлов при воздействии глубинных флюидных систем. Комплексные рудные поля и месторождения размещаются по границам таких полей и окружены отрицательными и пониженными значениями их напряженности и располагаются над гравитационными ступенями глубинных сейсмических, палеомагнитных зон, отражающих следы воздействия былых флюидопотоков.

Тектонические процессы, происходящие в различных слоях Земли, приводят к появлению высоконапряженных электрических и электромагнитных полей (Воробьев, 1980).

Именно тектоно-магматические процессы порождают в горных породах механоэлектрические явления, а разряд этой энергии инициирует и поддерживает энергетически вторичные тектономагматические процессы в разных слоях Земли. На глубинах 15-5 км породы земной коры имеют наименьшую проводимость. А это приводит к возникновению здесь электрических полей наибольшей напряженности. Этими причинами можно объяснять локализацию здесь богатых руд.

Разработанная теория вихревых токов в жидком ядре позволяет говорить о плазменном состоянии в ядре, а во внешнем ядре идет сильная ионизация атомов (Воробьев, 1980). Кроме того, энергетической основой глубинной тектоники, рифтогенеза, палеодиапиризма могли служить периодически повторяющиеся объемные деформации и их упругие последствия (по Глухманчуку, 1992), если принять их геосолитонную природу. Именно импульсная дегазация ядра и мантии Земли, в условиях сверхвысоких давлений и температур, обеспечивала появление плюмов как геосолитонных образований или самоорганизующихся систем по И.Р. Пригожину. Фиксируемые глубинными геофизическими методами (сейсмическим или навигационным зондированием) блоки отрицательных и пониженных гравитационных и магнитных зон, вероятно, подтверждают структурные ловушки для глубинных металлоносных флюидов как продуктов внутримантийных магмо-флюидодинамических систем. Возникавшие периодически силовые-волновые поля, энергетически обусловленные тепловым воздействием этих систем в верхней мантии и земной коре, трансформировались затем в объемные минералого-геохимические поля, благодаря явлениям перераспределения вещества и его «стягивания» в благоприятные зоны разуплотненных пород на глубинах 1-10 км.

Ниже кратко описаны типы месторождений золота, имеющие наиболее важное промышленное значение: контактово-метасоматические, гидротермальные, метаморфогенные, осадочно-метаморфогенные, месторождения выветривания и россыпные.

1.6.3. Контактново-метасоматические (скарновые) месторождения

Многие авторы считают, что выделять скарновые месторождения в качестве самостоятельного типа нецелесообразно, так как основная золоторудная составляющая таких месторождений практически ничем не отличается от плутоногенно-гидротермальных месторождений. В принципе, такие месторождения можно назвать как плутоногенно-гидротермальными месторождениями, наложенными на скарны и скарнированные породы.

Действительно, месторождение представлено совокупностью кварцевых жил различного размера и масштаба, штокверкообразными зонами минерализации, метасоматическими зонами окварцевания, наложенными на собственно скарновые, а чаще на апоскарновые образования. При этом, как обычно, в гидротермальных месторождениях в качестве жильного минерала выступает не только кварц (который конечно резко преобладает над всеми остальными), а также кальцит и другие карбонаты, альбит и другие полевые шпаты, серицит, хлорит и т.д. Следовательно, получается, что в большинстве случаев золоторудная минерализация скарновых месторождений отличается от плутоногенных гидротермальных месторождений только составом вмещающих пород. Генетически же золото и в том, и в другом случае связано, преимущественно, с интрузивным магматизмом гранитоидного умеренно-кислого характера.

Скарновые месторождения золота обычно принадлежат к нормальным известковым скарнам гранат-пироксенового со-

става с наложенным гидратным преобразованием, сопровождающимся выделениями сульфидов, в том числе золотосодержащих.

В Казахстане есть небольшие скарновые месторождения подобного типа, это *Саяк-4* в северо-восточном Прибалхашье (впрочем, надо отметить, что на других участках, которые называются *Саяк-1*, *3* с медной минерализацией, золото сосредоточено гораздо больше, чем на участке *Саяк-4*, в котором медных минералов содержится мало и вообще не содержится), *Сулушоки* в Центральном Казахстане, *Ешкиольмес* в северной части Центрального Казахстана и др.

В России наиболее известные скарновые месторождения расположены на юге Западной Сибири (*Ольховское*, *Чибизжек*) и в Горном Алтае (*Натальевское*, *Синюхинское* и др.). Есть месторождения и на западе США и в прилегающей части Канады (*Никельплейт*, *Оурей* и т.д.), эти месторождения мелкого масштаба.

Ольховское месторождение сложено ниже- и среднекембрийскими карбонатными и песчано-туфогенными породами. Они собраны в крупные складки и разбиты сбросами, прорваны гранитоидами ордовикского возраста, а также дайками диабазов, диорит-порфиритов, кварцевых порфиров и аплитов.

У северного выступа гранитного массива карбонатные породы преобразованы в гранат-пироксеновые скарны, на которые наложено золотосодержащее сульфидное оруденение. Среди рудных тел выделяются линзы, трубы и жилы, осложненные апофизами. В гранитах и приконтактовых роговиках известны кварц-сульфидные жилы и штокверки. В истории минералообразования, согласно Д. Тимофеевскому, намечается пять стадий: 1) скарновая; 2) пирротиновая; 3) кварц-пиритовая; 4) полиметаллическая; 5) карбонатная. Золото ассоциируется преимущественно с минералами полиметаллической стадии, для которой характерны халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды, висмутин, теллуриды золота и серебра. Около-

рудные изменения выражаются в березитизации кислых пород, хлоритизации и серицитизации основных пород и слабой серпентинизации известняков. *Ольховское* месторождение относится к среднеглубинным и среднетемпературным образованиям.

На *рис. 1.3* и *1.4* приведены примеры рудно-метасоматической зональности *Ольховско-Чибижевского* и *Саякского* контактово-метасоматических (скарновых) рудных полей.

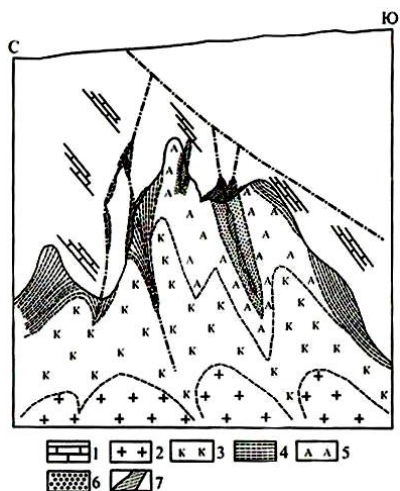


Рис. 1.3. Размещение различной золоторудной и золото платиноидной минерализации в контактах Ольховского гранитоидного массива (схематический разрез): 1 - контактовые мраморы и кальцифиры C_2 ; 2 - гранодиориты и плагиограниты $\text{C}_3\text{-O}$; 3 - зона калишпатизации гранитоидов; 4 - зона биотитизации гранитоидов; 5 - зона альбитизации гранитоидов; 6 - березитизированные гранитоиды; 7 - жилы кварц-золотоплатиноидно-сульфидного состава и контактово-метасоматические золотоплатиноидно-сульфидные залежи

Такие скарны несут Au, Ag, Pt, Pd, Bi, Te, W, Mo, Sn минерализацию промышленного значения, г/т: Au 5-28, Pt 1-7,2, Pd 0,1-1,3. Для руд установлена ступенчато-последовательная природа накопления Au, Ag, Pt, Pd. Золото и

платиновые металлы в рудах в форме самородных металлов, их сплавов, теллуридов, селенидов (80-20 %) и ультрадисперсных примесей (до 80 %) в сульфидах, оксидах, кварцах, карбонатах. Из платиновых металлов на месторождении Куру-Тегерек (Кыргызстан) установлены сперрилит ($PtAs_2$), куперит (PtS), ниглиит ($PtSn$), купроплатина ($PtCu$), палладит (PdO), поликсен (Pt, Fe), платина Pt .

В скарново-рудных полях *Саяжской группы* в Казахстане проявилась минералогическая зональность руд в соответствии с фациальностью контактовых метасоматитов (*рис. 1.4*): 1) внутренняя гранатовая золото-виттихенит-молибденит-борнит-халькопиритовая; 2) средняя эпидот-актинолитовая золото-висмутин-халькопирит-пирротиновая; 3) внешняя кварц-кальцит-хлоритовая золото-геродорфит-арсенопирит-кобальтиновая; 4) жильная кварц-хлорит-галенит-сфалеритовая зоны (по Л.А. Мирошниченко, В.И. Фомичеву). Во внутренней скарновой зоне сконцентрированы медные руды с золотом, молибденом, висмутом, теллуrom, внешняя зона обогащена кобальтом, никелем, мышьяком, селеном и особенно золотом. Золото в рудах нескольких генераций пробы от 550 до 990 ‰. Эта внутренняя золото-виттихенит-молибденит-борнит-халькопиритовая зона приурочена непосредственно к контакту карбонатных пород с гранодиоритами. Сложена она гранатовыми и пироксен-гранатовыми скарнами с линзовидными скоплениями магнетита и обильной сульфидной минерализацией. Руды внутренней зоны представлены халькопиритом II генерации, борнитом, молибденитом I и II генераций. Халькопирит и борнит содержат мелкие включения золота III генерации (пробы 550-880 ‰), гессита II генерации, виттихенита, галенита II генерации, сфалерита II генерации блеклой руды, эмплектита II генерации, клаптолита, реже сильванита, креннерита, калаверита, галеновисмутита, козалита,

матильдита, бенжаминита, буланжерита, антимонита, станнина, шеелита.

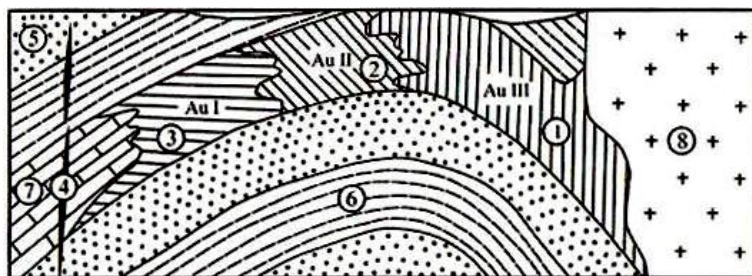


Рис. 1.4. Рудно-метасоматическая зональность скарновых комплексных месторождений Саякской группы (по Л.А. Мирошниченко и др., 1970). Зоны: 1 - гранатовая золото-виттехенит-молибденит-халькопиритовая; 2 - эпидот-актинолитовая золото-висмутин-пирротиновая; 3 - кварц-кальцит-хлоритовая золото-герсдорфит-арсенопирит-кобальтиновая; 4 - жильная кварц-хлорит-галенит-сфалеритовая; 5 - песчаники; 6 - туфоалевролиты; 7 - известняки; 8 - гранодиориты

На месторождении *Саяк-IV* кобальт-медные руды образуют обособленные залежи и примыкают к собственно медным типам или залегают под ними в низах скарновых тел. Золотоносные медно-сульфидные руды приурочены к сложным скарновым залежам на удалении от контакта с гранодиоритовым интрузивом в кровле и почве скарновых залежей.

1.6.4. Плутоногенные гидротермальные месторождения

Гидротермальные месторождения золота наиболее распространены. Н. Петровская (1973), М. Бородаевская и И. Рожков (1978) и другие геологи придают первостепенное значение для их подразделения глубинам возникновения, выделяя месторождения глубинные (5-10 км и более), среднеглу-

бинные (5-1,5 км) и малоглубинные, или приповерхностные (менее 1,5 км).

Можно сказать, что все гидротермальные месторождения золота полистадийные, причем в истории их формирования выделяются ранние стадии, убогие по содержанию золота, средние золотоносные или, как их называет Н. Петровская (1973), продуктивные стадии, и поздние стадии, не имеющие существенного значения для накопления золота. Продуктивные стадии большинства этих месторождений лежат в одних и тех же рамках – 250-150°C.

Плутоногенные и вулканогенные гидротермальные месторождения существенно отличающиеся по условиям образования, нахождения и составу руд. В гидротермальных месторождениях золота выделяются формации: золото-кварцевая, золото-сульфидная, золото-кварц-сульфидная, золото-кварц-халцедон-сульфидная, золото-серебряно-кварц-адуляровая, золото-кварц-арсенопиритовая, золото-кварц-антимонитовая, золото-кварц-висмутиновая, золото-баритовая, золото-карбонатная.

Наиболее представительные плутоногенные гидротермальные месторождения принадлежат к относительно простым и нерезко различающимся золото-кварцевой и золото-кварц-сульфидной формациям. Им свойственны березитизация и лиственитизация околорудных пород. Для вулканогенных гидротермальных месторождений типичны более сложные формации, такие как золото-кварц-халцедон-сульфидная, золото-серебряно-кварц-адуляровая, золото-сульфидная (колчеданная). Для них типична пропилитизация, алунитизация и аргиллизация околорудных пород, свидетельствующие о кислом характере рудообразующих растворов.

Плутоногенные гидротермальные месторождения связаны с гранитоидными батолитами средней стадии геосинклинального этапа, с малыми гипабиссальными интрузиями поздней стадии и с гипабиссальными интрузиями этапа активизации платформ. Они широко распространены в золотоносных про-

винциях с геосинклинальным и платформенным гранитным и щелочно-гранитным магматизмом всех металлогенических эпох. Им свойственны руды сравнительно простого кварцевого состава, массивной и прожилковой текстуры, зернистой структуры.

До относительно недавнего времени этот класс месторождений, т.е. плутоногенные гидротермальные месторождения считались наиболее широко распространенным в мире. Однако теперь многие, причем самые крупные, самые богатые месторождения, такие как *Мурунтау* в Узбекистане, месторождения *Бодайбинского района* (Россия), *Хоумстейк*, *Поркьюпайн*, *Кирклендлейк* в Канаде, *Колар* в Индии, *Морровелио* в Бразилии перешли в разряд иного класса. Теперь тип плутоногенно-гидротермальный нельзя считать самым крупным, но все же, представители его достаточно многочисленны и в настоящее время. Как уже сказано в разделе о скарновых месторождениях, морфологически плутоногенно-гидротермальные месторождения представлены, чаще всего, самыми различными по форме и размерам жилами, штокверками и штокверкообразными телами, зонами окварцевания и т.п. среди самых различных пород. В связи с чем, можно выделить несколько разновидностей таких месторождений:

- связанные с глубоко эродированными гранитоидными массивами;
- связанные с сериями даек и малыми интрузиями в надапикальной части гранитоидных интрузий, расположенных на глубине;
- привязанные к различным складчатым структурам терригенных песчано-сланцевых толщ;
- приуроченные к зонам активизации (точнее в современном смысле, к проявлениям магматизма в предрифтовой стадии);
- некоторые авторы считают такой разновидностью и скарновые месторождения.

Месторождения, связанные с глубоко эродированными гранитоидными массивами. Это одиночные жилы или серии жил, штокверкообразные зоны и зоны минерализованных трещинных структур и т.п. располагающиеся или, попросту, секущие различные умеренно-кислые интрузивные породы. На территории СНГ эталонным месторождением является знаменитое, но к настоящему времени, по-видимому, уже отработанное месторождение *Кочкарь* в Челябинской области, сюда же относятся и многочисленные месторождения Северного Казахстана, такие как *Стенняк*, *Бестобе* и др. Вмещающие гранодиориты, диориты, кварцевые диориты и др. подвержены окварцеванию, серицитизации, особенно часто, березитизации, нередко и лиственизации. Месторождения отличаются высокими содержаниями полезных компонентов с различным содержанием сульфидных минералов.

Месторождения, связанные с надапикальными частями еще не вскрытых гранитоидных массивов. Такие месторождения пространственно связаны с дайковой серией интрузивных пород, нередко с малыми интрузиями среди всевозможных осадочных, метаморфических, эффузивных, туфогенных, туфогенно-осадочных пород. Эталоном является знаменитое месторождение *Березовское* (Россия), с его характерной морфологией в виде лестничных жил. Таким же эталоном являются еще более известные месторождения *Бендиго* в Австралии, *Мазерлоуд*, *Грасвелли* в штате Калифорния и многие другие месторождения США, Канады, России и других стран. Они очень похожи на предыдущий вид месторождений, но располагаются не внутри интрузивного тела, а скорее в надинтрузивном пространстве с разнообразной серией околорудных изменений, среди которых преобладают, уже упомянутые выше окварцевание, березитизация, серицитизация, лиственизация и т.п. Во всем остальном, они очень похожи на вышеописанные месторождения, связанные с глубоко эродированными интрузиями.

К этому типу относится ряд месторождений Центрального Казахстана, особенно, его северной части. В Восточном Казахстане имеется много представителей как этого, так и предыдущего подтипа в пределах Западно-Калбинской зоны.

1.6.5. Вулканогенные гидротермальные месторождения

По минеральному составу и промышленным типам к этому классу относятся месторождения следующих формаций: золото-кварц-халцедон-сульфидной; золото-серебро-кварц-адуляровой; золото-сульфидной (золото-полиметаллической и колчеданно-золоторудной).

Вулканогенно-гидротермальные месторождения золота почти всегда содержат серебро в переменных количествах. Можно сказать, что существует природный непрерывный ряд месторождений от собственно золоторудных с содержанием серебра близким к нулю, через золоторудные месторождения с существенным содержанием серебра, затем золотосеребряные месторождения и, наконец, серебряные месторождения, в которых золота практически нет. Разделить этот ряд на фрагменты с резкими границами почти невозможно, поэтому можно сказать, что золотые месторождения плавно переходят в золотосеребряные и серебряные. Тем более, что наибольшая концентрация и тех, и других, как будто бы, вплоть до самого последнего времени, наблюдается в северной Америке, а точнее, на юго-западе США и в Мексике. В США много золоторудных и золотосеребряных месторождений, наиболее известными из которых являются три: *Крипл-Криг* (собственно-золоторудные и два золотосеребряных) и серебро-золоторудных, это *Комсток* и *Тонопа*, сюда же относят *Сильвертон-Теллурайд*. Мелких же месторождений на территории бывших мексиканских штатов много. В самой же Мексике золоторудных и золотосеребряных месторождений десятки, если не сотни. Эти месторождения рассыпаны на территории таких штатов, как *Гуанохуато*, *Сакатекас*, *Чихуахуа*, *Дуранго*,

Сан-Луис-Потоси и др. Наиболее знаменитыми рудными районами являются *Гуанохауто* и *Пахуко*, главное золоторудное месторождение – *Эльоро*. В целом, Мексика знаменита именно серебром. Кстати, все эти месторождения называются низкотемпературными субвулканическими месторождениями **мексиканского типа**. Для всех этих месторождений характерны низкие температуры образования, почему они, даже в Казахстане и России, сохранили название «эпитермальные».

В большинстве случаев, они приурочены к краевым вулканическим поясам, т.е. к активным континентальным окраинам и связаны с чисто вулканическими структурами, с кальдерами, с вулканическими депрессиями, жерловыми фациями, очень часто, с экструзивными куполами (т.е. с субвулканическими, полуинтрузивными пробками, запирающими вулканические каналы). Самое знаменитое месторождение *Крипл-Криг* приурочено к более-менее изометричной форме – кальдере, заполненной вулканическими эффузивными, а главное, различными туфогенными образованиями с общим фонолитовым составом. Причем, наиболее богатым участком месторождения является вулканическая брекчия, явно вулканическое жерло, которое называется Крессонов раздув, где концентрация золота наиболее велика. По всей остальной площади кальдеры золото также распределено неравномерно, образуя сгущения кварцевых жил или штокверкообразных участков.

В целом, для этого типа месторождений характерно, кроме низких температур образования, также крайне неравномерное распределение полезных компонентов, очень неоднородные текстуры руд, в большинстве случаев, не очень высокая пробность золота, во многих случаях, широкое распространение теллуридных минералов: каллаверит, нагиагит, креннерит, сильванит, гессит и др. Форма рудных тел преимущественно жильная, но чаще встречаются неправильные жилы, а скорее, сложные, переходящие в минерализованные зоны дробления и штокверкообразные тела. Нередко список

рудных минералов очень велик, включая, кроме самородных элементов и теллуридов, сульфосоли серебра (прустит, пираргирит, полибазит, стефанит, штромееерит), а также сульфиды свинца, цинка, висмута, сурьмы и прочие. Жильный минерал, в основном представлен кварцем, но часто и халцедоном, иногда кремнистой массой, но кроме того, присутствует адуляр, карбонаты, флюорит, каолинит, серицит, хлорит и т.п. Околорудные изменения представлены окварцеванием, окремнением, пропилизацией, аргиллизацией, каолинизацией, серицитизацией и т.п. Встречаются очень крупные месторождения золота, но большинство из них средних и малых размеров, но, как правило, с высокими содержаниями золота.

Кроме США и Мексики такие месторождения известны в Румынии (*Баия-Сприя*, *Сэкэрымб* или *Нагаг*), месторождения Филиппинского архипелага, островов Фиджи и в других районах островодужного происхождения. На территории России главное месторождение располагается на Дальнем Востоке, это месторождение *Балей* и месторождения Магаданской области (*Дукат* и др.). В Казахстане к этому типу относятся небольшие месторождения северо-восточного Прибалхашья (*Таскора*), Жонгария (*Архарлы*, *Игилик*) и некоторые другие.

Стратиформные месторождения типа Карлин

Стратиформный тип месторождений золота установлен сравнительно недавно и представлен, в основном, американскими месторождениями, которые по типу главного месторождения называются *Карлин*. Эта группа месторождений (*Карлин*, *Кортец*, *Голд-Квуорре*, *Джеррид-Каньон* и др.) обычно связана с карбонатными и силикатно-карбонатными породами известнякового состава с повышенным содержанием углеродистого вещества, с окварцеванием, серицитизацией и карбонатизацией. Руды имеют простой химический и минеральный состав, причем сульфиды на 90-95 % представлены пиритом, весьма характерна форма выделения золота, она субмикроскопическая и микроскопическая, тонко рассеянная

во вмещающих породах. Месторождение *Карлин* достаточно крупное, по крайней мере, сумма запасов превышает 1500 т. По генезису такие месторождения связаны с гидротермальными растворами немагматогенного происхождения. Большинство авторов считает их флюидно-метаморфогенными образованиями, но у них, во всяком случае, четко выражен структурный контроль, связанный с напластованием пород.

Этот тип является относительно новым, пока слабо изученным, и многие считают, что в Казахстане вполне возможно открытие подобных месторождений. Например, *Суздальское месторождение*, расположенное в Семипалатинском Прииртышье, сопоставляется по ряду признаков с «карлинским типом» золоторудных месторождений

1.6.6. Месторождения выветривания

Железные шляпы колчеданных и других золотосодержащих руд, т.е. месторождения типа кор выветривания, чаще всего, глинистых или латеритных, фактически представляют собой элювиальные россыпи, только располагающиеся внутри глинистой или латеритной массы. Такие месторождения, как и полагается элювиальным и делювиальным россыпям, тесно связаны с коренными, чаще всего, гидротермально-жильными источниками.

В Казахстане примером таких образований являются некоторые месторождения Житыкаринского (*Варваринское, Элеваторное, Тохтаровское* и др.) и Семейского (*Суздальское* и др.) районов.

Первичные колчеданные руды месторождений состоят на 80 % из пирита, второстепенное значение имеют сфалерит, халькопирит, блеклые руды; нерудные минералы представлены кварцем и баритом. Золото в сульфидных рудах устлавливается по данным химического анализа. Зона окисления характеризуется следующей зональностью: 1) глины, 2) бурые железняки, 3) ярозиты, 4) кварц-баритовая сыпучка с ярози-

том, 5) кварц-баритовая сыпучка с самородной серой, 6) колчеданная сыпучка и первичные колчеданные руды. Общая мощность зоны окисления может достигать 30-70 м.

Глины, перекрывающие «железную шляпу», заполнили воронку проседания над сульфидными рудами, образовавшуюся за счет обрушения верхней части сульфидной залежи при ее окислении.

Бурые железняки, слагающие основную по объему часть «железной шляпы», являются промышленной золотой рудой. Нижняя граница их развития совпадает с уровнем грунтовых вод. Бурые железняки представлены скорлуповато-натечными, ячеистыми агрегатами. Самородное золото обнаруживается в бурых железняках скорлуповато-натечной текстуры.

Подзона ярозитов сложена массивным ярозитом с примесью барита, кварца и конкреций бурого железняка. Характерны колломорфные текстуры и многочисленные каверны, выполненные кристаллами ярозита, в ассоциации с которыми встречается самородное золото, галогениды серебра. Кварц-баритовая сыпучка с ярозитом, залегающая ниже ярозитовых руд, характеризуется неоднородным составом: зерна кварца, барита цементируются ярозитом. Подзона кварц-баритовой сыпучки с самородной серой залегает между ярозитизированной и колчеданной сыпучками. В ее составе установлены барит, кварц, сера, самородное золото, галогениды серебра, реже ярозит, магнетит. Характерной чертой строения сыпучки этой подзоны является ее слоистость, обусловленная чередованием слоев существенно баритовых, кремнистых, серных. Горизонтальная слоистость подчеркивается тончайшими прослойками темно-зеленого и черного цвета, в которых концентрируется большое количество золота и галогенидов серебра.

Среднее содержание золота в рудах зоны окисления в целом в 5-7 раз выше, чем в первичных рудах. Распределено оно неравномерно. Наиболее высокие концентрации приурочены к нижней части ярозитов и к подзоне кварц-баритовой сыпучки с

серой. Форма выделений гипергенного золота весьма разнообразна: кристаллики, тонкие пленки. Золото нижней части зоны окисления, как правило, содержит значительное количество серебра, меди и железа. Запасы золота в «железных шляпах» обычно небольшие. Только отдельные крупные колчеданные месторождения в зоне окисления содержат до 100 т золота (месторождение *Рио-Тинто* в Испании).

Золоторудные месторождения кор химического выветривания

При гипергенном перераспределении золота в корях выветривания образуются два типа рудных концентраций: остаточные и химического переотложения. С первым типом связаны элювиальные россыпи, представляющие собой месторождения собственно золотоносных кор выветривания, ко второму типу принадлежат давно известные месторождения «железных шляп».

Элювиальные золотоносные коры выветривания

Для возникновения золоторудных месторождений в корях выветривания необходимо сочетание следующих условий: рудоносного субстрата, благоприятной структурной и палеоклиматической обстановки и последующей сохранности рудных образований. Установлено, что промышленные концентрации золота в корях выветривания образуются только по породам с повышенным исходным содержанием золота и не образуются в корях выветривания пород с кларковыми или близкими к ним содержаниями (Росляков Н.А., 1981). Коренным источником элювиальных россыпей в подавляющем числе случаев являются минерализация жильных месторождений золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формаций, содержащих свободное золото относительно крупных фракций; в меньшей степени – золотосодержащие зоны листовитизации и карбонатно-кремнистых метасоматитов, прожилково-вкрапленная минерализация месторождений медно-

порфировой формации, железорудные месторождения железистых кварцитов, зоны окисления которых являются объектами добычи золота в Бразилии и Австралии.

Морфологически различают два типа золотоносных кор выветривания: линейно-трещинный и карстовый. Характерными примерами линейно-трещинного типа являются золотоносные коры выветривания, развитые по зонам прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализации и зонам гидротермальной переработки терригенных и терригенно-карбонатных пород. В разрезе такие коры выветривания имеют клиновидную форму (рис. 1.5). Они отличаются сложным строением, причем их мощность и продуктивность определяются степенью эндогенной тектонической и метасоматической переработки. Наиболее мощные коры выветривания (зоны окисления) развиваются в участках сгущения разломов и зон трещиноватости, контролирующих развитие золото-сульфидной минерализации.

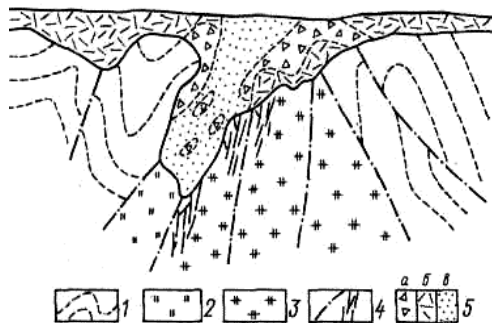


Рис. 1.5. Геологический разрез золотоносной коры выветривания линейного типа: 1 - смятые в складки кварц-мусковитовые сланцы; 2 - золотосодержащие карбонат-кварцевые метасоматиты; 3 - мусковит-кварц-карбонатные породы; 4 - тектонические разрывы и трещинные зоны; 5 - продукты коры выветривания: а - дезинтегрированные, б - начального выщелачивания и гидролиза, в - гидролиза

Формирующиеся в результате гипергенных процессов золотоносные коры выветривания относятся к гидрослюдисто-каолинитовому минеральному типу. Профиль выветривания

их, как правило, неполный с преимущественным развитием продуктов начальных стадий выветривания. В разрезе таких кор выделяются (снизу вверх): подзона частичного окисления (глинисто-щебенистый каолинит-гидрослоудистый горизонт) и подзона интенсивного окисления с частичным выщелачиванием (глинистый структурный гидрослоудисто-каолинитовый горизонт).

Гипергенный процесс, как установлено Г.В. Нестеренко (1988), направлен к переводу неустойчивых в зоне гипергенеза соединений и форм золота в более устойчивую самородную форму, а также некоторому укрупнению и «облагораживанию». Первично рассеянное в сульфидах золото при их разложении частью сохраняется на месте (остаточное золото), а частью переходит в раствор и перераспределяется (химически переотложенное). Облагораживание самородного золота осуществляется путем осаждения из гипергенных растворов высокопробного золота (с пробой 990-1000), а также вследствие выщелачивания серебра и других примесей из эндогенных реликтовых золотин. Количественное соотношение между новообразованным и остаточным золотом в коре выветривания меняется во времени в сторону преобладания новообразованного. Степень укрупнения в целом невысокая.

Промышленное значение золотоносные коры выветривания получают только в границах развития коры выветривания в результате уменьшения объема горной массы за счет выноса неустойчивых компонентов, а также вторичного обогащения (2-10-кратного) золотом по отношению к его содержанию в первичных породах. Золото обнаруживается в глинистом материале по всему разрезу коры выветривания. Оно присутствует преимущественно в виде пылевидных и тонкодисперсных частиц (1-50 мкм), более крупные разности составляют не более 10-15 %. Выделяется несколько разновидностей самородного золота: очень высокопробное (990-1000 ‰), неоднородное многофазное с пробностью 900-590 ‰ и губчатое золото, об-

разующее нередко теснейшие субграфические срастания с гидроксидами железа и марганца.

Наиболее типичным примером золотоносной коры выветривания карстового типа являются золоторудные месторождения Южной Якутии (Республика Саха). Первичная эндогенная минерализация месторождений приурочена к полосе региональных разломов в зоне стратиграфического контакта карбонатных пород нижнего кембрия и песчаников нижней юры. Золотоносные метасоматиты сложены кварцем, пиритом (до 5-10 %), адуляром, марказитом, халькопиритом, арсенопиритом, пирротином, галенитом, сфалеритом, выделениями самородного золота, теллуридами. В процессе выветривания и карстообразования они превратились в скопления рыхлых окисленных руд в карстовых воронках. Рудные тела в карстовых воронках представлены пластообразными залежами вследствие суффозионного вымывания карбонатных пород, прогнутыми в средней части (рис. 1.6).

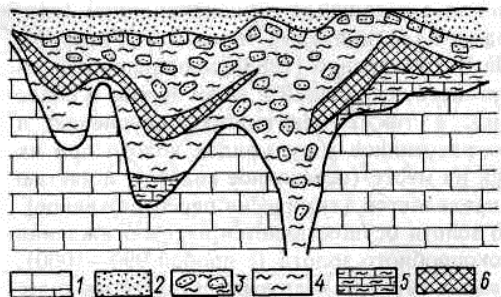


Рис. 1.6. Геологический разрез золотоносной коры выветривания карстового типа: 1 - доломиты и известняки; 2 - аркозовые песчаники, превращенные в дресву; 3 - грубообломочные песчанниковые карстовые отложения; 4 - карстовые глинистые пески; 5 - кора выветривания (реликтовая глина по карбонатным породам); 6 - золотоносные рудные тела

Золотоносные продукты выветривания представлены глыбово-обломочным и щебнисто-глинистым пестроцветным материалом. До 40 % общей массы составляет каолинит,

встречаются кварц, гидрослюды, монтмориллонит, гидроксиды железа и марганца. Золото в основной массе тонкое, тонкодисперсное, требующее применения особой технологии извлечения.

Золотооруденение в латеритных корах выветривания установлено в Западной Австралии (месторождение *Боддингтон*) и Гвинее. Местоорождение *Боддингтон* приурочено к бокситоносным латеритным корам выветривания, развитым в основном по габбро и долеритам. Мощность бокситоносных латеритов достигает 25 м. Для латеритов характерна зональность строения (сверху вниз): 1) поверхностная корка, сложенная гидроксидами железа; 2) бокситовая зона, состоящая из пизолитов гиббсита, гётита и содержащая в среднем более 30 % глинозема; 3) глинистая зона, состоящая из глин и бокситов; 4) выветрелые материнские породы.

Золото в местоорождении этого типа связано с пластообразными залежами, приуроченными к нескольким зонам в пределах латеритного профиля. Распределение золота относительно равномерное, средний размер золотин 3-5 мкм, содержание золота 1,6 г/т, подтвержденные запасы местоорождения 96 т, а общие около 300 т. К северу от местоорождения *Боддингтон* расположено местоорождение *Хедгес*, такого же типа с подтвержденными запасами золота 17,6 т и содержанием в руде 2,2 г/т золота.

1.6.7. Местоорождения россыпей

Золото вообще является наиболее типичным компонентом почти любых видов россыпей. Среди россыпных местоорождений золота известны аллювиальные, элювиальные, делювиальные, пролювиальные и латеральные, как современные, так и древние. Только аллювиальные, в особенности долинные и террасовые россыпи имели большое значение в добыче этого металла.

Примерами россыпных месторождений могут служить аллювиальная россыпь *Туора Тас* (Восточная Сибирь, Россия) и латеральное (прибрежно-морское) россыпное месторождение золота *Ном* на побережье Сьюардского полуострова Аляски и многие другие.

Аллювиальные россыпи

Что же касается речных, т.е. аллювиальных россыпей, то они известны буквально во всех районах земного шара, и размеры россыпей самые различные: от очень крупных до самых миниатюрных. Наиболее знаменитыми районами распространения золотоносных россыпей в мире являются районы северо-восточной части России, т.е. районы Магаданской области, Чукотки и северо-восточной Якутии (Республика Саха). В основном россыпи приурочены к долинам таких рек как Колыма, Индигирка, Яна, Анадырь, Омолон, Алазея и т.д. и к их более мелким притокам. Знамениты также и Ленские россыпи, центром которых является район г. Бодайбо в северном Прибайкалье, где россыпи приурочены к долинам многочисленных притоков Лены, Витима и т.д. Менее знаменитые россыпи – в бассейне р. Ангары, в Енисейском кряже, на реках Урала, а, вообще-то, золотоносные россыпи известны или были известны практически во всех районах СНГ, где палеозойские и более ранние комплексы выходят на поверхность.

В частности, россыпи известны в Восточном и Южном Казахстане, в Мугалжаре, Таджикистане, Узбекистане и т.д., не говоря уже о громадных территориях Сибири.

За пределами СНГ знаменитые золотоносные россыпи известны в Северной Америке, это, прежде всего, верховье реки Юкон и его притоки, реки Макензи, много россыпей было в штате Калифорния, в бассейне реки Сакраменто. Также были знаменитые золотые лихорадки в Африке, ЮАР, Гане, в южной и юго-восточной Австралии, в Бразилии, Колумбии, Венесуэле и т.д. Россыпное происхождение, по-видимому, имели

и многочисленные в древности месторождения Египта и Ближнего Востока.

Типовой разрез аллювиальных россыпей, в общем-то, известен. Верхняя часть аллювиальных отложений, как правило, безрудная и носит названия «торфа». Золото концентрируется в самой нижней части разреза речного аллювия, эта часть, чаще всего, представлена относительно крупнозернистым окатанным материалом (это галечник, называемый на старательском жаргоне «речниками»). Под ними располагается основная часть россыпей, приуроченная к русловому элювию, которая обычно называется «песками». В самой верхней части эти пески, т.е. элювий, в значительной степени окатаны, эта часть россыпи содержит максимальные концентрации полезного компонента, она обычно называется «перемытым элювием». Элювий или, так называемые пески, залегают на коренных породах, подстилающих отложения речной долины, верхняя часть которых залегающая непосредственно под россыпью называется «плотиком», в углублениях и трещинках которого оруденение может распространяться на какое-то расстояние внутрь или на глубину. Совокупность этих частей разреза россыпи, т.е. верхней части плотика, песков, которые вверху частично перемыты, т.е. окатаны и речников называется «пластом», которая и является рабочей частью россыпи. Мощность пласта измеряется сантиметрами и десятками сантиметров, очень редко достигая одного метра, т.е. мощность рудных залежей россыпного происхождения обычно не превышает 1 м.

Чаще всего россыпи являются поликомпонентными и, кроме, золота, которое почти всегда представлено самородным золотом, здесь встречаются или могут встречаться серебро, платиноиды и многие ценные рудные минералы. Однако последние редко накапливаются в масштабах пригодных для промышленной разработки, если не говорить о некоторых исключениях, таких как чистейший горный хрусталь, касситерит, барит, минералы вольфрама и многое другое. Обычно участки концентрации таких минералов не совпадают с участ-

ками максимальной концентрации золота. Наиболее часто встречающимся спутником является серебро, содержание которого очень часто намного превышает содержание золота.

В любом случае россыпные месторождения могут представлять из себя очень ценные рудные объекты в силу легкости и простоты своей разработки, допускающей добычу с помощью экскаваторов, бульдозеров, драг и т.п. без всякого применения или почти без применения взрывных работ, что делает разработку месторождения золота максимально дешевой. Поэтому требования промышленности к качеству минерального сырья в отношении золотоносных россыпей на порядок, если не на более, ниже требований к коренным месторождениям.

К сожалению, типичные россыпи, представляющие собой рыхлый материал и залегающие на дневной поверхности или близко к ней, в подавляющей части золотоносных районов мира уже или выработаны полностью, или, во всяком случае, сильно истощены.

Казахстан в этом отношении пока изучен слабее, чем многие другие регионы мира и СНГ. Так что россыпные месторождения пока еще представляют интерес для изучения и разработки.

Прибрежно-морские россыпи

Для морских (прибрежных) или литоральных россыпей золото малохарактерно, дельтовые россыпи также мало типичны как золоторудные объекты, если не считать одного уникального исключения, т.е. знаменитейшего района Витватерсранд, о котором будет речь идти отдельно.

1.6.8. Метаморфизованные месторождения

Месторождения золотоносных конгломератов

Этот тип месторождений можно назвать самым важным, поскольку в нем сосредоточено если не больше половины, то,

во всяком случае, близком к половине всех мировых запасов золота. Несколько десятилетий назад, во второй половине XX века, большая часть мировой добычи золота приходилась на один единственный район, округ *Витватерсранд* в Южной Африке, и до сих пор в мире пока нет такого участка земной коры, где золото было бы сконцентрировано в таком количестве (общие запасы *Витватерсранда*, с учетом уже добытых, составляет примерно 60 тыс. т.). Пока *Витватерсранд* является единственным уникальным месторождением такого масштаба, другие месторождения типа золотоносных конгломератов немногочисленны, а по масштабам не имеют ничего общего с Витватерсрандом. В сущности, пока известно только три района, которые можно отнести к золотоносным конгломератам. Это Южная Канада вблизи северного побережья озера Гурон – так называемый район *Блайнд-Ривер* или *Альгома*, или *Эллиот-Лейк*. Второе – это район *Жакобино* в штате Минасжирайис в Бразилии. Третье – *Таркваа* в Гане. Из этих трех районов два – *Блайнд-Ривер* и *Жакобино* представляют собой не столько золоторудные, сколько урановые объекты и только *Таркваа* является золотоносным объектом. На территории СНГ месторождений этого типа промышленного масштаба пока не известно.

В генетическом отношении самые главные объекты *Витватерсранда* представлены совокупностью древних дельтовых россыпей нижнепротерозойского возраста. Здесь в разрезе нижнепротерозойских отложений выделяется несколько горизонтов, сложенных кварцитами со структурой конгломератов, которые на поверхности выделяются в виде параллельных возвышенностей, называемых по-английски «рифами», а по-голландски «банкетами» (*reefs* и *bankets*). В некоторых случаях эти рифы представлены не конгломератами, а сланцевыми толщами, но это редкое исключение, т.е. видно, что это бывшая терригенная толща, сложенная песчано-глинистыми породами с прослоями конгломератов, подвергшимися метаморфизму. Обломки или галька конгломератов в большей ча-

сти сложена кварцем, а также различными осадочными и метаморфическими, вулканогенными породами. Золото располагается, в основном, в цементе конгломератов, но по трещинкам проникает и в кварцевую гальку. Кроме золота встречаются урановые минералы, платиноиды, алмазы и многое другое.

В целом, район *Витватерсранд* представляет собой синклиний, в пределах которого выделяются несколько главных рудных районов, участков, приуроченных, в основном, к северному и северо-восточному крыльям синклинория. Это участки Главный Ранд или Большой Ранд, который переходит в Западный или Дальний Ранд. На северо-восточном крыле совокупность нескольких участков объединяется под общим названием Восточный Ранд. В северо-западном углу синклинория располагается участок Клеркс-Дорп, а в юго-западной части внутри синклинория выделяется участок Одендалс-Рюст. Северная часть синклинория с участками Клеркс-Дорп, Большой и Восточный Ранд расположены в провинции Трансвааль, а участок Одендалс-Рюст и вся южная часть синклинория, расположенная южнее реки Вааль, относится к Оранжевой провинции.

Месторождения черносланцевой формации

Кварцево-жильные месторождения региональных терригенных толщ высокоуглеродистого состава являются полигенно-метаморфическими. В широких геологическом кругах такие месторождения называются «черносланцевыми», поскольку, все они приурочены к осадочным и метаморфизованным породам, с повышенным содержанием углеродистого вещества. Некоторые авторы, в частности, Старостин В.И. и Авдонин В.В. (2010) считают, что к этому типу месторождений можно отнести и месторождение *Карлин*, однако для большинства таких месторождений характерна более высокая углеродистость вмещающих пород. Вмещающие породы обычно представлены различными песчанистыми, сланцевыми,

глинисто-сланцевыми и другими осадочными и вулканогенно-осадочными породами, претерпевшими в разной степени изменения, связанные с метаморфизмом. Вообще, черносланцевые месторождения, в частности, урановые могут быть почти не затронуты процессами метаморфизма.

Золоторудные месторождения в большинстве своем всегда несут признаки метаморфического преобразования, прежде всего, рассланцованность. Все-таки, наименее метаморфизованные месторождения несут золото в виде вкрапленного и прожилково-вкрапленного, рассеянного оруденения, слабо связанного с какими-либо проявлениями кварцево-жильного характера. А месторождения, в которых метаморфизм проявлен более интенсивно, зачастую почти ничем не отличаются от типичных гидротермальных кварцево-жильных и штокверковых месторождений. Не всегда явственно проявлены признаки интрузивного воздействия.

Эталонными месторождениями являются американский рудный район *Хоумстейк* и российские месторождения Бодайбинского района (*Сухой Лог*, *Артемьевское*, *Копыловское* и др.). Российские месторождения, так называемого суходожского типа, представлены песчано-сланцевыми углеродистыми толщами, в значительной степени измененные гидротермальными и метаморфическими процессами, с широким развитием наложенного окварцевания, но, все-таки, с преобладанием тонко рассеянного золота и сульфидных минералов (пирита), с малым количеством кварцевых прожилков и жил. Здесь признаки первично седиментогенного происхождения, связанного с отложениями песчано-сланцевых осадков, выражены явственно и ощутимо. Что же касается американского месторождения *Хоумстейк*, а также бразильского месторождения *Морру-Велью*, в целом, они явно связаны с наложенными зонами окварцевания, которые местами носят послонный характер, а во многих случаях в участках с максимальной дислоцированностью складчатых толщ приобретают штокообразный характер и часто имеют очень сложную форму.

Таким образом, месторождения безусловно метаморфогенно-гидротермального происхождения, но их первичная седиментогенная природа у большинства исследователей сомнения не вызывает. Гораздо слабее первично-осадочная природа золотого оруденения выражена в месторождениях Узбекистана на объектах Кызылкумской золотоносной провинции (*Мурунтау, Дау-Кыз, Мютенбай* и др.). Всегда эти месторождения назывались эталонными плутоногенными месторождениями кварцево-жильного штокверкового типа. Действительно, эти месторождения представлены огромным количеством жил переходящими в штокверкообразные зоны, с прожилковым оруденением. Вмещающие песчано-сланцевые породы бесапанской свиты никто не относил к черным сланцам, но современные исследователи считают, что все-таки первичное оруденение носит черносланцевый характер, который в значительной степени затушеван метаморфическими преобразованиями. Все же отнесение месторождений *Мурунтауского* типа к разряду черносланцевых пока еще далеко не является единогласным.

В целом, образование метаморфогенных месторождений черносланцевого типа можно упрощенно изобразить в следующем виде. По мнению Ермолаева и Созинова, процесс начинается с отложения исходных осадков, обогащенных углистым веществом, которое происходит в прибрежной зоне шельфовых и окраинных морей. При этом на суше углеродистое вещество выпадает в виде гумусовых компонентов, а в водной среде в виде сапропеля. Исходным материалом для гумусовых отложений служат остатки наземных растений, а для сапропеля – это взвешенный в морской воде планктон, как животный, так и растительный (фитопланктон, зоопланктон). Эти углеродистые вещества служат добавками в песчано-глинистые отложения, как прибрежной зоны, так и мелководного шельфового моря. Поскольку в прибрежной зоне вполне возможны некоторые колебания уровня морской воды, то неизбежно происходит перемешивание гумусовых частиц с

сапропелевыми. В любом случае, образуются осадочные породы песчанистого, глинистого и известково-глинистого характера, которые могут образовывать самые различные комбинации. Этот процесс Ермолаев и Созинов называют первым этапом формирования черносланцевых толщ.

Второй этап эти авторы видят в сорбции песчано-глинистыми осадками растворенных в морской воде металлических компонентов. В результате осадки обогащаются этими компонентами, а углистое вещество зачастую образует с ними очень прочные металлоорганические или металлоуглеродные соединения, являющиеся нерастворимыми.

Третий этап заключается в метаморфизме или катагенезе песчано-глинистых толщ, перекрывающихся более поздними отложениями. В условиях слабого метаморфизма или интенсивного катагенеза происходит, хотя бы, частичное разрушение этих прочных нерастворимых металлоорганических комплексов, а значит, начинается и постепенное растворение, переход в подвижное состояние полезных компонентов, связанных с углеродистым веществом песчаников, глинистых сланцев, аргиллитов, алевролитов, мергелей, глинистых известняков, известковых сланцев и т.п. пород. Если метаморфизм будет очень глубоким, то довольно быстро весь полезный груз этих метаморфизирующихся песчано-сланцевых толщ будет растворен метаморфическими водами и, скорее всего, будет вынесен за пределы этих метаморфизованных пород в виде гидротермальных растворов. Сама же формирующаяся черносланцевая толща окажется лишенной этих полезных компонентов. Поэтому требуется какое-то сочетание благоприятных условий растворения и многократного переотложения небольших порций полезных металлов, которые многократно растворяются и переотлагаются непосредственно в пределах самой родоначальной материнской песчано-сланцевой толщи.

Поскольку растворение полезных компонентов происходит по всему объему накопленных осадков, а перемещение метаморфическими водами происходит по каким-то наиболее

благоприятным горизонтам, то, вполне возможно, постепенное увеличение концентрации этих полезных компонентов на путях движения метаморфических вод. Они не могут мигрировать на дальние расстояния, так как при слабых растворяющих процессах последние зачастую сменяются процессами накопления, выпадения осадков на участках каких-то барьеров, будь-то химических (геохимических) или просто физических (физико-литологических).

Такая длительная циркуляция подземных вод в пределах этой материнской рудообразующей толщи с учетом фактора геологического времени может привести к очень значительному увеличению концентрации металлических компонентов, которые первоначально были рассеяны по всему громадному объему толщи вмещающих пород. А в каких-то зонах повышенной пористости, где происходит фильтрация нагретых вод, в участках отложения рудного вещества на каких-то барьерах могут формироваться рудные тела линзообразной, лентообразной или, попросту, пластовой формы, залегающей согласованно с напластованием.

Этот длительный процесс многоактного растворения, перераспределения и перераспределения с какой-то локальной концентрацией металлов и является содержанием четвертого этапа формирования черносланцевых толщ. Так образуются месторождения многих металлов, в том числе и золота. И для некоторых металлов урана, ванадия и т.д. этой первичной концентрации может быть уже достаточно для формирования промышленных месторождений, хотя и с довольно низкими содержаниями полезных компонентов.

Для золота гораздо большее значение имеют процессы наложения более позднего и более интенсивного метаморфизма на уже сформировавшиеся залежи бедных, возможно, непромышленных руд. Это происходит под воздействием гидротермальных растворов метаморфического происхождения, чья деятельность приводит к изменениям первичных пород с их окварцеванием, карбонатизацией, альбитизацией, се-

рицитизацией, хлоритизацией, амфиболизацией и, в том числе, пиритизацией и развитием многих других сульфидов и рудных минералов. Например, таких как шеелит, вольфрамит, магнетит, касситерит и т.д., при этом происходит образование кварцевых жил и прожилков, содержащих много других минералов.

Таким способом образуются жильные, штокверковые и т.п. месторождения, которые, если углерод почти полностью вынесен из преобразующихся пород, очень трудно отличить от обычных гидротермально-плутоногенных месторождений. Поэтому и провести резкую границу между месторождениями предположительно черносланцевого происхождения и типичными плутоногенными месторождениями трудно. Конечно, очень важным дополнительным фактором, способствующим формированию, так называемых, черносланцевых месторождений, является процесс обогащения морской воды рудными компонентами. Если такого обогащения не будет, то образование промышленных месторождений будет маловероятным. Поэтому схема Ермолаева и Созинова практически никем не отрицается и не подвергается сомнению. Большинство точек зрения разбирают условия предварительного обогащения полезными компонентами морской воды и в этом вопросе разногласий много.

Золото-кварцевые месторождения древних зеленокаменных поясов

Этот тип золоторудных месторождений пока еще нельзя назвать полностью устоявшимся и общепринятым. Раньше все его представители относились к плутоногенным месторождениям, связанным с кварцевыми жилами и зонами сплошного окварцевания. Постепенно все больше исследователей стали приходить к мнению, что все вмещающие породы и сами месторождения тесно связаны с терригенно-кластической и базальтоидной вулканогенной частью архейских зеленокаменных поясов.

Примерами таких месторождений являются многочисленные и иногда очень крупные по размеру месторождения Южной части Канадского щита. Это такие месторождения, как *Поркьюпайн*, *Киркленд-Лейк*, *Норанда* и др. К этому же типу относятся и месторождения северо-западной конечности щита Еллоуннайв, сюда же были отнесены и такие классические месторождения, как *Колар* в штате Майсур (Индия), *Калгурли*, *Норсмен* и др. в юго-западной Австралии. В основном, эти месторождения были связаны с амфиболитовыми породами (это, безусловно, зеленокаменные пояса) окруженные гранито-гнейсовыми полями архейского возраста. Со временем были открыты месторождения и более позднего раннепротерозойского возраста.

Морфологически такие месторождения представлены сложной формой, кварцево-жильными телами и неправильной формы телами сплошного кварца и т.п. Поскольку в зеленокаменных поясах всегда присутствуют интрузии гранитов, то вполне естественно, что эти месторождения стали связывать с массивами гранитов, поэтому они и считались, в свое время, связанными с плутоногенами. Для таких месторождений характерны высокие содержания золота с попутными компонентами с крупными запасами. Со временем выяснилось, что рудообразующие гидротермальные растворы имеют метаморфогенную природу, запасы месторождений очень часто достигают десятков и сотен тонн полезных компонентов. Например, на месторождении *Поркьюпайн* запасы золота составляют 1300 т.

Выделение данной группы золоторудных месторождений основывается на специфических условиях локализации руд и характерных связях их с зеленокаменными поясами древних щитов. Месторождения залегают, как правило, в основных вулканитах архейского возраста, контролируются трещинными структурами, характеризуются сложно прожилковым и вкрапленным оруденением и относятся к золото-кварцевому и

золото-сульфидно-кварцевому типу, часто со значительным содержанием теллуридов.

Золотоносные провинции этого типа известны на древних щитах: Канадском – месторождения *Поркьюпайн*, *Керкленд-Лейк*, *Керр-Эдисон*, *Джиант-Йеллоунайф*, *Дисковери*, *Тундра Голд-Майн* и др.; Западно-Австралийском – месторождения *Калгурли*, *Кулгарди*, *Норсмен*, *Маунт-Магнет* и др.; Индийском – месторождения *Колар*, *Хетти*; Гвианском и в пределах щитов Африканской платформы.

Промышленное значение рассматриваемой группы весьма большое. В них сосредоточено 7-8 % запасов золота зарубежных стран; они дают до 7 % добычи. Месторождения отличаются крупными запасами; общее количество добытого золота в рудном поле *Поркьюпайн* оценивается 1700 т, месторождении *Керкленд-Лейк* – 700 т, *Калгурли* – более 1300 т, в рудном поле *Колар* по разным данным добыто от 520 до 715 т и т.д. Крупное значение месторождений наряду со значительными масштабами определяется также большим вертикальным диапазоном распространения промышленного оруденения (более 2000-3200 м).

Архейские зеленокаменные пояса, локализирующие золото-рудные провинции, – это специфические троговые структуры в докембрийском фундаменте, имеющие вид узких, глубоких, удлиненной или неправильной формы синклинальных прогибов, выполненных мощным вулканогенно-граувакковым комплексом (рис. 1.7).

В разрезе зеленокаменных поясов преобладают основные и ультраосновные вулканиты от коматиитов и базальтов до андезитов, подчиненное значение играют кислые лавы и пирокласты, которые сменяются выше по разрезу осадочными породами – конгломератами, граувакками, песчаниками, железистыми кварцитами.

Для золотоносных зеленокаменных комплексов характерно полное отсутствие карбонатных отложений, кварцевых обломочных пород и тонкообломочных глинистых литофаций. В

структурном отношении зеленокаменные пояса представляют собой сложные сжатые синклиналильные структуры или оборванные крутопадающие моноклиналильные «чешуи». Возраст зеленокаменных поясов превышает 2,6 млрд лет. Несмотря на архейский возраст вулканических и осадочных пород, они слабо метаморфизованы. Наиболее распространена зеленосланцевая фация, в контактовых ореолах молодых гранитных интрузий метаморфизм достигает амфиболитовой фации.

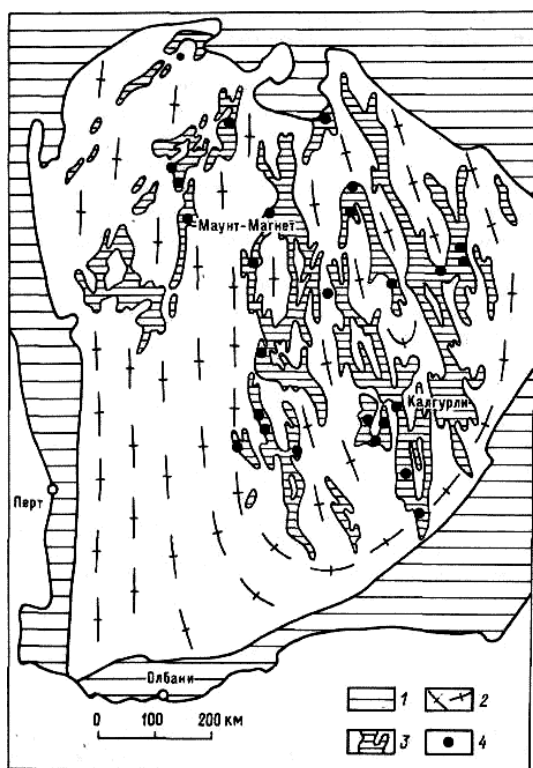


Рис. 1.7. Размещение метаморфогенно-гидротермальных золоторудных месторождений в зеленокаменных поясах Западной Австралии: 1 - послеоархейские платформенные отложения; 2 - архейские граниты и гнейсы; 3 - трогии на щите, выполненные зеленокаменными породами основного состава; 4 - золоторудные месторождения

С архейскими зеленокаменными поясами ассоциирует широкий набор месторождений: колчеданных руд свинца и цинка, руд золота, железистых кварцитов. Как показал В.М. Моралев (1979), пространственная локализация рудных месторождений определяется составом комплексов зеленокаменных поясов и прежде всего ролью ультрабазитовых вулканитов. Золоторудные месторождения характерны для троговых комплексов, где ультрабазиты-базиты резко преобладают в разрезах и тяготеют к низам толщ или играют хотя и меньшую (<50 %) роль, но зато в таких комплексах существенное значение имеют базиты, расположенные по всему разрезу зеленокаменных серий. Именно такой характер состава зеленокаменных поясов типичен для золотоносных провинций Австралии, Канады, Южной Индии.

Локализация золотого оруденения в зеленокаменных поясах, границы, форма и внутреннее строение рудных полей определяются узкими зонами складчатости. Рудные поля нередко расположены вдоль протяженных разломов, фиксируемых зонами интенсивного рассланцевания и гидротермального изменения. Для рудных полей характерны гофрировка, развитие складок течения при резко подчиненной роли структур дробления пород. Все это сказывается на морфологии и размещении рудных тел.

Месторождение *Колар* (Индия) приурочено к зоне рассланцевания амфиболитов в осевой части узкой синклинали складки, осложненной мелкими наложенными складками с крутыми близвертикальными шарнирами. Структура крупнейшего золоторудного месторождения *Калгурли* (Австралия) также определяется серией изоклиналиных складок с почти вертикальным падением крыльев. Подавляющее большинство рудных тел расположено в зонах рассланцевания, вытянутых вдоль осевой части синклинали Калгурли.

В одном из крупнейших в мире золоторудных полей – *Поркьюпайн* в Канаде – оруденение представлено зонами

сближенных крайне неправильных по форме кварцевых тел длиной до 300 м, местами «пламенеvidных». По простиранию и падению такие тела выклиниваются, но на их продолжении вскрываются новые жилы. Общая протяженность рудной зоны более 2000 м при средней мощности около 3 м (0,3-25 м).

Морфологически оруденение хотя и представлено преимущественно жильным типом, обычным для многих месторождений, но его отличает причудливость жильных форм – четковидных, сложно изогнутых, пламенеvidных, а также развитие сложно построенных свит субпараллельных жил и прожилков, приуроченных к зонам сланцеватости и пластической деформации пород. Выдержанность рудоносных зон по вертикали – одно из главных условий большой вертикальной протяженности золотого оруденения.

Руды золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые с количеством сульфидов, не превышающим 1-7 %. Наряду с кварцевыми жилами широко распространены минерализованные зоны, нередко приуроченные к определенным горизонтам, вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды. Все кварцевые жилы и линзы окружены гидротермально измененными породами, преобразованными в агрегат серицита, кварца и сульфидов с большим или меньшим количеством магнезиально-железистых карбонатов, т. е. преобразования относятся к листовенит-березитовой формации. Повсюду развита сульфидная вкрапленность, в подавляющем большинстве случаев представленная пиритом. По минеральным типам в большинстве случаев месторождения характеризуются разнообразной рудной минерализацией; для некоторых месторождений весьма характерны теллуриды. Наиболее крупное золото встречается в кварцевых жилах с ограниченным развитием сульфидов. Для месторождений с кварц-сульфидными рудами характерно присутствие весьма мелкого золота. Можно выделить несколько типов золоторудных месторождений в зеленочаменных поясах.

Канадский тип. На Канадском щите известно более 70 золоторудных месторождений, приуроченных к зеленокаменным поясам, но преобладают небольшие – с добычей до 10 т. Все богатство Канады золотом определяют несколько крупных месторождений: *Поркьюпайн*, давшее около 1700 т золота, *Керкленд-Лейк* (700 т), *Керр-Эдисон* (270 т) – зеленокаменный пояс *Абитибиде*, *Джюант-Йеллоунайф* (140 т), *Дисковери* – пояс Йеллоунайф.

Пояс Абитибиде является самым крупным на Канадском щите. Он протягивается на 750 км при ширине до 250 км, сложен основными и ультраосновными лавами, кислыми вулканитами и осадочными породами, среди которых преобладают конгломераты, песчаники и железистые кварциты. Породы смяты в складки и прорваны многочисленными гранитными интрузиями. Степень метаморфизма пород отвечает фации зеленых сланцев, вокруг интрузивов – амфиболитовой фации.

Металлогенический облик пояса определяется тремя группами месторождений: колчеданными залежами Cu, Zn, Ag, Au, связанными с кислыми вулканитами; гидротермальными золоторудными; гидротермальными медными месторождениями.

Ведущими для локализации золотого оруденения являются зоны наложенного рассланцевания и развитыми по ним гидротермально измененными породами, представленными хлоритовыми, хлорит-серицитовыми, серицит-карбонатными и другими сланцами. Мощности зон рассланцевания составляют первые десятки метров.

Рудное поле *Поркьюпайн*, а также район *Керкленд-Лейк* и *Керр-Эдисон* сосредоточены в полосе широтных разломов. Месторождения относятся к золото-кварцевому и золото-сульфидно-кварцевому типам. Отчетливо преобладают два типа руд: золото-пиритовый (*Поркьюпайн*) и золото-теллурический (*Керкленд-Лейк*). И те и другие локализуются в виде сложных по форме кварцевых жил, прожилково-вкрапленных зон и штокверков. Мощности рудных жил и зон колеблются от 0,3 до 25 м. Протяжение по простиранию и па-

дению в пределах 300 м, но выклинивающиеся тела сменяются новыми. Общая протяженность оруденения на глубину превосходит 2000 м.

В рудном поле Поркьюпайн отмечается наличие двух групп кварцевых жил: рудных – кварц-анкеритовых с пиритом, турмалином и шеелитом и пострудных – кварц-кальцитовых. Золото на месторождении приурочено к пириту в виде жилок и прожилков, «нашлепок» на поверхности его кристаллов, к кварцу, турмалину и анкериту. На месторождении *Керкленд-Лейк* широко распространены теллуриды (калаверит, петцит, алтаит, колорадоит); кроме того, в рудах в количестве около 2 % развит тонкозернистый пирит, а также халькопирит, гематит, галенит, сфалерит. Золото встречается в свободном состоянии в кварце, в составе теллуридов и отчасти в пирите.

Рудное поле месторождения *Джсиант-Йеллоунайф* представлено серией субпараллельных зон концентрации кварцевых прожилков и линз, в которых общее количество кварца колеблется от 30 до 90 %, а вмещающие вулканогенные породы интенсивно серицитизированы, карбонатизированы и минерализованы пиритом, арсенопиритом и другими рудными минералами. Выделяются зоны рассланцевания, в которых кварцевые образования параллельны друг другу, и зоны брекчирования, где прожилки неправильно ветвятся. Наряду с прожилками в тех же зонах развиты и более мощные кварцевые жилы. Зона минерализации прослежена по простиранию на 4 км.

Австралийский тип. Западно-Австралийская золоторудная провинция, включающая более 44 крупных месторождений, дала за время эксплуатации около 2500 т золота. Большинство месторождений, особенно наиболее крупные, приурочены к основным вулканитам архейских зеленокаменных поясов. Последние образуют сложную систему соединенных друг с другом прогибов прихотливой конфигурации, протягивающихся в

меридиональном направлении на 800 км при ширине до 400 км. Сложены зеленокаменные пояса базальтами, перидотитовыми коматиитами, горизонтами кислых вулканитов, кремнистыми сланцами, железистыми кварцитами, граувакками и конгломератами. Структура их представляет собой комбинацию крутых изоклинальных складок, согласных и диагональных разрывов. Метаморфизм зеленокаменных комплексов варьирует от пренит-пумпеллиитовой до низкотемпературной ступени амфиболитовой фации. Области низкого метаморфизма приурочены к центральным частям зеленокаменных прогибов.

Золоторудные месторождения залегают в основных вулканитах. По количеству добытого золота они составляют более 90 %. Часть месторождений размещается в осадочных породах, железистых кварцитах. Важную роль в локализации оруденения кроме литологического фактора играют складчатые структуры и сопряженные с ними зоны рассланцевания. Руды относятся к золото-кварцевому, золото-сульфидно-кварцевому типу. Преобладающим сульфидом является пирит, арсенопирит для данной провинции не характерен. Другие сульфиды - пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит - сравнительно обычны в рудах, однако значительные концентрации их редки. Для золотых руд Западной Австралии характерно присутствие теллурида (особенно для месторождения *Калгурли*). Преобладающее развитие имеют прожилково-вкрапленные руды, минерализованные зоны, жильные и вкрапленные руды. Весьма специфичной разновидностью вкрапленного типа является строгая приуроченность сульфидной минерализации (пиритизации) к отдельным горизонтам слоистой толщи, в частности к прослоям железистых кварцитов (рудное поле *Норсмен*).

Типичным золоторудным месторождением Западной Австралии является *Калгурли* – одно из крупнейших месторождений Австралии и в мире, давшее с 1893 г. более 1300 т золота; его запасы в настоящее время оцениваются 77 т. Месторождение локализовано вблизи осевой части сжатой синкли-

нали Калгурли в висячем и лежащем боку разлома Голден-Майн среди долеритов и габбро, нарушенных многочисленными диагональными сбросами (рис. 1.8).

На месторождении обнаружено около 300 рудных тел, представленных двумя системами зон золотоносной сульфидной вкрапленности мощностью от 0,6-1 до 24 м и контролируемых зонами расщепления и повышенной трещиноватости. Кварцевые жилы имеют совершенно подчиненное значение, из них добыто не более 2 % золота. Вмещающие оруденение основные породы интенсивно гидротермально изменены и превращены в альбитизированные, серицит- и карбонат-хлоритовые окварцованные аподолеритовые породы.

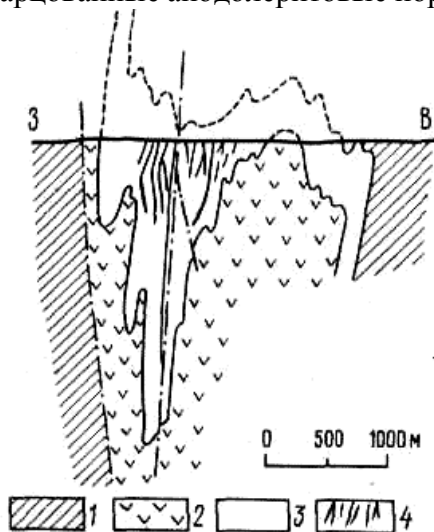


Рис. 1.8. Позиция золотого оруденения в рудном поле Калгурли (по Кампбеллу): 1 - кислые туфы, лавы, агломераты, песчаники, сланцы, кварциты; 2 - тонкозернистые зеленокаменные породы; 3 - кварцевые метадолериты и габбро; 4 - золоторудные тела. Метаморфизм пород соответствует фации зеленых сланцев

Среди рудных минералов главное значение имеют пирит и теллуриды, подчиненное – халькопирит, сфалерит, галенит, пираргирит, энаргит, леллингит. Нерудные минералы пред-

ставлены кварцем, альбитом, флюоритом и карбонатами. Теллуриды, столь характерные для месторождения *Калгурли*, образуют несколько парагенетических ассоциаций: колорадоит-калаверит, колорадоит-калаверит-петцит, колорадоит-золото, колорадоит-калаверит-тетраэдрит, петцит-сильванит-гессит. Кроме того, в рудах присутствуют алтаит, тридимит. Золото встречается как в свободной форме, так и в составе теллуридов, и субмикроскопическое – в пирите. Содержание золота в отработанных рудах было 12 г/т, в добываемых в настоящее время 5 г/т. Значительная часть месторождения выработана, а на многих рудниках глубина выработок превышает 1200 м.

Устанавливается значительный температурный интервал формирования месторождения – 500-150°C. Происхождение золоторудных месторождений Западной Австралии во многом еще не решено. Надежно установлено: 1) отсутствие генетической и парагенетической связи месторождений с гранитоидными интрузиями; 2) формирование их после главных фаз складчатости и метаморфизма; 3) более низкотемпературный характер гидротермального процесса по сравнению с региональным метаморфизмом; 4) четкий структурный и литологический контроль.

Многие авторы связывают золото с основными и ультраосновными породами, из которых оно было мобилизовано при прогрессивном метаморфизме архейского вулканогенно-осадочного комплекса, т. е. относят месторождения к метаморфогенно-гидротермальному классу и связывают их образование с заключительной фазой формирования зеленокаменных поясов. Рудные элементы выносились из области амфиболитовой фации и отлагались на уровне зеленосланцевой фации в зоне скалывания и трещиноватости. Механизм извлечения золота из пород и последующая его миграция и осаждение – предмет дискуссии.

По вертикальному интервалу промышленной минерализации месторождения в зеленокаменных поясах превосходят все другие типы. Широко известное месторождение *Колар* разра-

батывается без значительного снижения содержания металла до глубины свыше 3200 м. В Канаде месторождение *Керкленд-Лейк* разрабатывается до глубины 2100 м, *Поркьюпайн* – до 1800 м, *Калгурли* – до 1200 м. Вертикальная зональность в целом выражена нечетко.

Месторождения типа «несогласия»

Этот тип месторождений был выявлен в конце XX века, в основном, в Австралии и Канаде. Это – полигенные месторождения, процесс формирования которых включает в себя какое-то первичное экзогенное (осадочное или в виде коры выветривания) накопление полезных компонентов с позднейшим неоднократным преобразованием под воздействием экзогенных факторов гидротермальных растворов и метаморфизма, с вполне возможным дополнительным привнесом рудного вещества и, во всяком случае, с очень сильным усложнением и деформациями формы рудных тел.

Термин «несогласие» употребляется так как основные рудные тела располагаются ниже поверхности несогласия, которой и разделяются нижележащие отложения архейского или нижнепротерозойского возраста от вышележащего чехла среднего или верхнего протерозоя. Рудные тела имеют, чаще всего, форму сильно деформированных усложненных пластообразных и линзообразных тел. Оруденение представлено, в основном, урановыми минералами с примесью сульфидов и арсенидов, никеля и кобальта, а также некоторого количества золота, так что месторождения, в основном, урановые.

Главные представители этих месторождений расположены в Северной Австралии (*Джабилука, Рейнджер, Набарлек*) и в Канаде (*Раббит-Лейк, Ки-Лейк* и т.д.). Но одно из месторождений – знаменитый *Олимпик Дамм* или *Роксби-Даунс* в Южной Австралии является уникальным по запасам сразу трех компонентов: меди, урана и золота. Запасы золота – 1200 т. Но это месторождение все-таки отличается от остальных месторождений Канады и северной Австралии и поэтому от-

несение его к типу несогласий является в какой-то мере условным. Хотя на этом месторождении расположение рудных тел точно отвечает смыслу слова «несогласие».

Месторождение представляет собою элювиальную обломочную кору выветривания древних архейских гранитов, эта кора выветривания сложена так называемой кварцевогематитовой брекчией с высокими содержаниями трех главных компонентов: меди, золота и урана. Эта кора выветривания перекрыта более молодыми протерозойскими отложениями, так что здесь поверхность несогласия более или менее точно совпадает с кровлей рудных тел. Как будто бы пока, это месторождение является единственным в своем роде, во всяком случае, такого масштаба.

1.6.9. Техногенные месторождения

В настоящее время по мере истощения геологических запасов минерального сырья все больше внимания привлекают промышленные отходы месторождений полезных ископаемых. На самом деле обычно в целиках и отвалах горнодобывающих предприятий, хвосто- и шламохранилищах обогатительных фабрик и металлургических заводов накоплено такое количество техногенного сырья, которое представляет из себя крупные и уникальные техногенные месторождения. Выполненные нами научно-исследовательские работы и лабораторные эксперименты показали, что использование техногенного сырья является очень выгодным [12].

Так, выполненные минералогические и технологические исследования Акбакайских руд и продуктов обогащения со всей очевидностью свидетельствуют об упорности как самих руд, так и продуктов их обогащения, особенно флотационных концентратов. Потери золота в хвостах флотационного обогащения в основном связаны с наиболее мелкими классами крупностью менее 20 мкм, с которым и теряется до 70 % всего теряемого золота в хвостах флотации. Очевидно, что повыше-

ние извлечения золота флотацией напрямую связано с разработкой технологического режима флотации (крупность измельчения, реагентный режим, схема флотационного обогащения).

Потери золота в хвостах сорбционного цианирования гравио- и флотоконцентрата также определяются необходимой крупностью их измельчения. Применение сверхтонкого механоактивационного измельчения концентратов открывает новые перспективы совершенствования способов переработки природного и техногенного сырья и интенсификации технологических процессов. Глубокое изучение механохимических реакции и эффектов последствия позволяет наметить пути активации и деструкции золотосодержащих сульфидов в приложении к решению задач вскрытия упорных золотосодержащих концентратов с целью повышения степени извлечения золота. Кратковременная безреагентная механоактивация сульфидного золотосодержащего сырья способствует вскрытию золота, ассоциированного в сульфидах и в породных минералах, и повышению степени его извлечения при последующем цианировании.

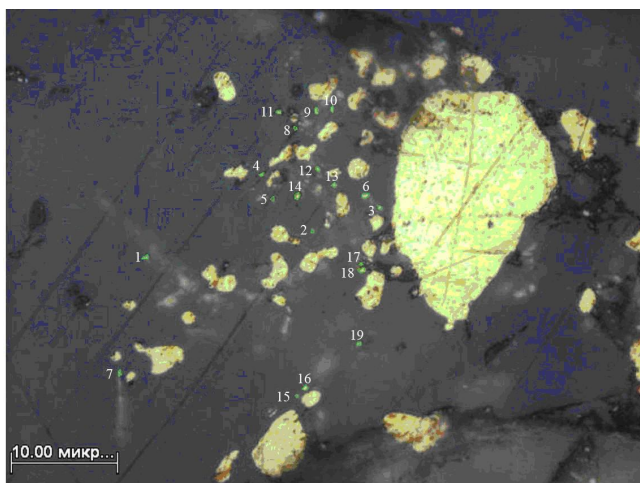
По размерности золото выделяется: тонкодисперсное (100 нм–1 мкм), мелкое (1–70 мкм) и единичные крупные выделения до 0,2 мм (*рис. 1.9*).

Преобладает мелкое золото (1–20 мкм). Формы выделения золота разнообразные: изометричные (преобладает), прожилковидная, пластинчатая, неправильная.

Золото находится в разных минеральных ассоциациях:

- 1) раннее – тонкодисперсное в сульфидных (арсенопирит и пирит) серицитизированных осадочных породах;
- 2) мелкое между блоками пирита и арсенопирита березитизированных пород;
- 3) гидротермальное, отторгнутое золото от сульфидов в хлорит-мусковит-кварцевых, хлорит-кальцит-кварцевых прожилках (хлорита, кварца, сульфидов);

4) переотложенное – в гидроксидах железа, иногда с ярзитом.



N	Вид	Площадь	Длина	Ширина	Ср. размер
*		микрон*ми...	микрон	микрон	микрон
1		0.14	0.46	0.335	0.399
2		0.30	0.68	0.472	0.576
3		0.13	0.39	0.318	0.352
4		0.13	0.49	0.287	0.390
5		0.14	0.41	0.324	0.369
6		0.17	0.43	0.337	0.382
7		0.11	0.33	0.296	0.313
8		0.12	0.39	0.316	0.354
9		0.18	0.59	0.277	0.432
10		0.16	0.66	0.187	0.422
11		0.18	0.50	0.314	0.405
12		0.16	0.50	0.322	0.410
13		0.18	0.53	0.368	0.447
14		0.09	0.29	0.256	0.273
15		0.18	0.56	0.285	0.425
16		0.20	0.67	0.377	0.524
17		0.11	0.37	0.281	0.328
18		0.27	0.63	0.453	0.544
19		0.27	0.60	0.417	0.510
*					
	Кол-во	19	19	19	19
	Сумма	3.21	9.49	6.223	7.855
	Среднее	0.17	0.50	0.328	0.413

Рис. 1.9. Микро- и нанозолото месторождения Акбакай, аншлиф № 1, увеличение 1000^x арсенипирита и его межзерновых промежутках – от 2 до 5 мкм

Размеры золотин варьируют от 2 до 4 мкм в пирите и до 0,45–0,5 мм в кварце. В арсенопирите размер золотин от 2 до 10 мкм, в трещинах дробления.

Самородное золото – приурочено к арсенопиритовым и пирито-арсенопиритовым агрегатам. Микроскопически оно наблюдается в трещинах и межзерновых промежутках катаклазированного арсенопирита, в кварце по границе срастания арсенопирита и кварца, сфалерита – арсенопирита – кварца, реже в пирите. Форма золотин в срезе полированного шлифа разнообразна: от овальной до неправильной, с причудливыми зигзагообразными очертаниями. Линия срастания золота с другими минералами в основном гладкая. Фазовый анализ распределения золота в рудах приведен в *табл. 1.3*.

Таблица 1.3. Фазовый анализ распределения золота в рудах

Формы нахождения золота	Распределение, %
1. Свободное: а) с чистой поверхностью	68,5
б) покрытое пленками	3,4
2. В сростках	22,1
3. Ассоциировано с сульфидами:	
а) с пиритом	1,8
б) с арсенопиритом	2,5
4. Ассоциировано с породообразующими минералами	1,7

Технология механоактивации имеет определенные технологические достоинства:

1) существенно сокращается продолжительность обработки за счет интенсификации физических и химических процессов;

2) использование компактных высокопроизводительных аппаратов позволит сократить объем производственных помещений;

3) безреагентная технология, основанная на широком использовании мельниц-активаторов для вскрытия сульфидных концентратов перед цианированием, менее токсична в сравнении с огневыми, кислотными и автоклавными методами

вскрытия тонкодисперсного золота и в большей степени отвечает экологическим нормам по защите окружающей среды. Отмечаемый исследователями недостаток механоактивации – повышенный расход цианида, как показали наши предварительные исследования, может быть существенно сокращен (снижен) до приемлемых значений.

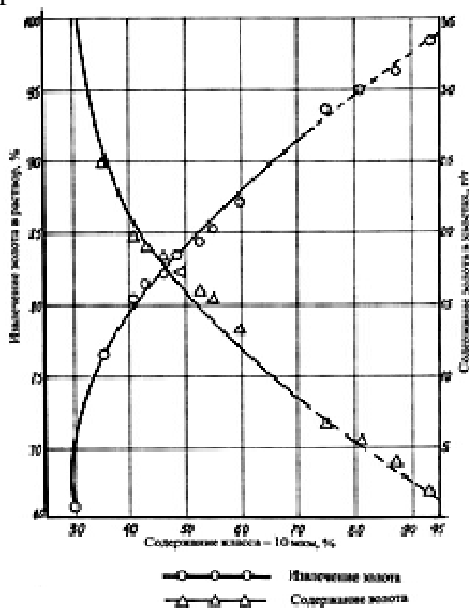


Рис. 1.10. Влияние крупности механоактивационного измельчения на извлечение золота цианированием

На *рис. 1.10* по лабораторным экспериментальным данным представлены суммарные результаты извлечения золота из Акбакайского флотоконцентрата по схеме сорбционное цианирование-механоактивация-сорбционное цианирование. Графики показывают, что для получения хвостов цианирования с содержанием золота 2–3 г/т крупность механоактивации должна составлять 93–94 % класса -10 мкм. При этом суммарное извлечение золота из флотационного концентрата с содержанием золота 105 г/т сорбционным цианированием достигает 97–98 %.

1.6.10. Модели некоторых известных (эталонных) месторождений

Типичным метаморфогенным месторождением является крупнейшее в мире *месторождение Витватерсранд* в ЮАР, разрабатываемое с 1885 г. Рудоносная площадь (35 тыс. км²) сложена протерозойскими образованиями (*рис. 1.11*) и приурочена к крупной синклинали, вытянутой в северо-восточном направлении. В основании стратиграфического разреза района залегают породы системы Свазиленд (формация Бейсмент), представленные кристаллическими сланцами, интродуцированными гранитами. На этих породах несогласно залегает толща сланцев, кварцитов и конгломератов, слагающих систему Витватерсранд мощностью от 4200 до 7500 м. Последняя подразделяется на нижний и верхний отделы.

Нижний отдел состоит из переслаивающихся кварцитов и сланцев, частично железистых, среди которых присутствуют немногочисленные пласты конгломератов, иногда содержащих промышленные концентрации золота. Верхний отдел состоит главным образом из кварцитов и грубых песчаников, в которых залегают горизонты золотоносных конгломератов Витватерсранда. Выше залегает система Вентерсдорп, сложенная вулканическими породами типа амигдалоидных (миндалекаменных) диабазов, которые переслаиваются с подчиненными осадочными породами. В основании системы залегают слои золотоносных конгломератов с промышленным содержанием золота. Мощность системы непостоянная, в районе Клерксдорп она составляет 1800 м.

На предыдущих системах несогласно залегает система Трансвааль, разделяющаяся на три серии: 1) серию горизонта Блэк; 2) серию Доломитовую и 3) серию Претория.

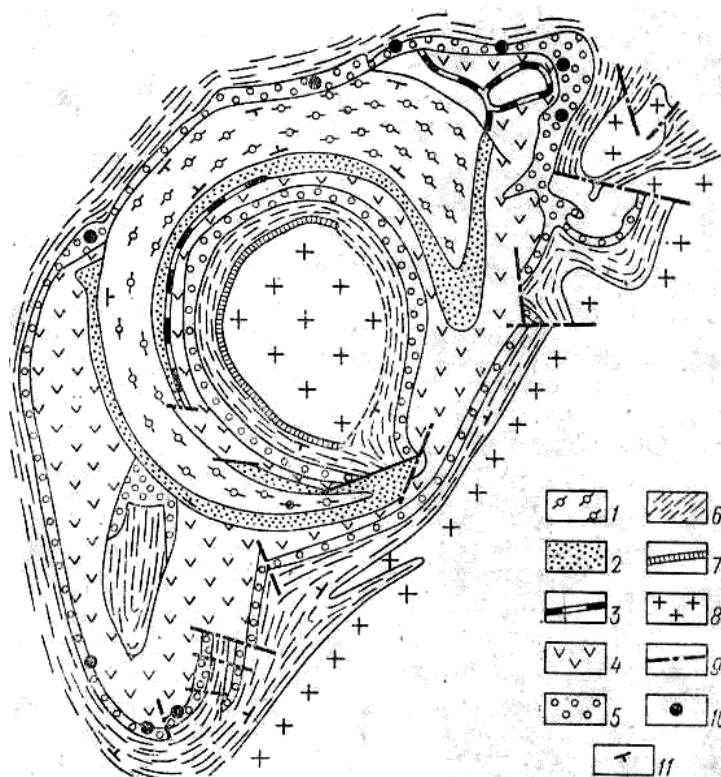


Рис. 1.11. Геологическая схема района Витватерсранд (отложения системы Карру сняты) по Борчерсу: 1-3 - система Трансвааль: 1 - серия Претория, осадочные породы, лавы течения; 2 - серия Доломитовая, доломитовые известняки и роговики, 3 - серия Блэк, кварциты, сланцы и конгломераты в основании; 4 - система Вентерсдорп, лавы с прослоями кварцитов и конгломератов; 5-7 - система Витватерсранд: 5 - верхний отдел, преимущественно кварциты и конгломераты, линзы сланцев; 6 - нижний отдел, песчаники, кварциты, конгломераты; 7 - лавы и базальные отложения, включая конгломераты; 8 - формация Бейсмент, граниты и кристаллические сланцы; 9 - разломы; 10 - месторождения; 11 - элементы залегания

Горизонт Блэк мощностью от 6 до 15 м распространен на большей части площади Витватерсранда. В основании его залегают конгломераты, в отдельных районах несущие про-

мышленное содержание золота. Доломитовая серия мощностью в несколько сот метров не содержит промышленных концентраций рудных минералов. С серией Претория связаны промышленные месторождения железных руд и строительного камня. В ней встречаются небольшие залежи кварца, содержащие золото, свинец и серебро. Возраст системы Трансвааль точно не установлен.

Выше несогласно залегают девонские слои Капской формации и верхнепалеозойские породы системы Карру, которая вмещает месторождения каменного угля, а также битуминозные сланцы. Вся основная рудоносная площадь Витватерсранда, в пределах которой находится подавляющее большинство золотых рудников, в структурном отношении представляет синклиналь, вытянутую в запад-юго-западном направлении примерно на 80 км.

Золотое и связанное с ним урановое оруденение в пределах стратиграфического разреза развито начиная от нижнего отдела системы Витватерсранд и до серии горизонта Блэк системы Трансвааль. Оруденение приурочено к отдельным горизонтам, каждый из которых состоит из нескольких пластов золотоносных конгломератов, именуемых рифами. Мощность их колеблется от долей метра до нескольких метров. Между такими рудоносными слоями развиты безрудные образования.

Нижний отдел системы Витватерсранд малопродуктивен. В его состав входят два горизонта, содержащие золотоносные конгломераты, местами имеющие промышленное значение: 1) серия Доминион, залегающая вблизи основания системы; 2) серия Говернмент в средней части отдела.

Основные золотоносные горизонты приурочены к верхнему отделу системы Витватерсранд, мощность которого колеблется от 1500 до 4500 м. Отдел сложен в основном кварцитами, среди которых имеется только один горизонт глинистых сланцев. Слои конгломератов весьма многочисленны и приурочены к двум формациям: 1) Майн-Бирд и 2) Кимберли-Эльсбург (рис. 1.12).

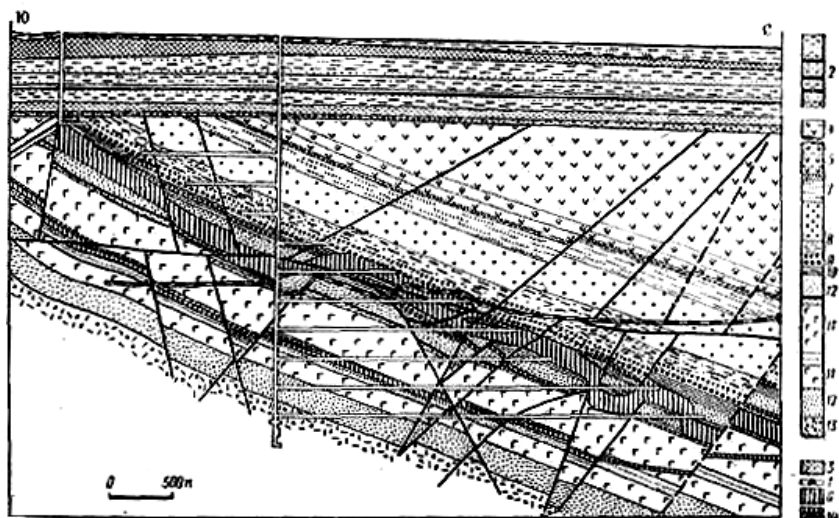


Рис. 1.12. Поперечный разрез рудника Лесли-Голд рудного поля Эвандер по Твиделлу: 1- дайки долеритов Карру; система Карру: 2 - угленосные отложения, 3 - долериты; Вентерсдорпская система: 4 – амигдалоидные (миндалекаменные) лавы, 5 - порфириты и их туфы, 6 - диабазы (силлы лежащего бока) формация Кимберли-Эльсбург: 7 - зона прерывистых рифов, 8 - зона кварцитов, 9 - риф Кимберли и др. 10 - сланцы Кимберли; формация Майн-Бирд: 11 - амигдалоидные лавы, 12 - кварциты, 13 - голубые гравелиты; 14 - разрывные нарушения

Формация Майн-Бирд (мощность 900-1500 м) состоит из кварцитов, среди которых залегают многочисленные слои конгломератов. Она содержит три рудоносных горизонта, из которых наиболее важным является группа Майн, состоящая из большого числа весьма выдержанных пластов конгломератов, разделенных главным образом кварцитами и грубыми песчаниками. Наиболее выдержанными золотоносными пластами этой группы являются Майн-Риф, Майн-Риф-Лидер и Южный. Средняя мощность пласта Майн-Риф колеблется в пределах 1,2-1,8 м. Пласт Майн-Риф-Лидер местами отделен от нижележащего слоем кварцитов мощностью 0,6-0,9 м, ча-

сто в основании его залегает слой черной глинистой породы, иногда образующей линзы мощностью до 30 м.

В некоторых районах в пределах пласта или чаще под ним залегают «пиритовые кварциты» мощностью до 21 м. Эти кварциты содержат повышенное количество пирита, а иногда и золота; местами они разрабатываются. Там, где развиты эти породы, нижележащий пласт Майн-Риф выпадает из разреза. Мощность пласта Майн-Риф-Лидер в среднем 0,6-0,9 м, а Южного – 0,6-1,5 м.

Мощность формации Кимберли-Эльсбург 1800 м. Она содержит множество пропластков и пластов грубых песчаников в двух горизонтах: 1) в группе Кимберли и 2) в группе Эльсбург.

Самый верхний в стратиграфическом разрезе золотоносный горизонт серии Блэк системы Трансвааль. Золотоносные конгломераты пересечены дайками и сбросами. Диаметр галек, представленных кварцем и кварцитом, 3-4, реже 10 см. Изредка гальки сильно деформированы, в некоторых случаях раздроблены.

Конгломераты содержат пирит (от 0,5 до 50 %). В пласте Майн-Риф-Лидер его содержание в среднем 3 %. Из других сульфидов присутствуют главным образом пирротин, халькопирит, сфалерит и галенит, количество которых возрастает вблизи крупных разрывных нарушений и даек. Местами отмечаются арсениды кобальта, самородное золото, платина и урановая смолка. Из нерудных обычными компонентами конгломератов являются серицит, доломит, хлоритоид, кальцит, иногда присутствуют гранат и корунд. Часто отмечаются окатанные зерна циркона, хромита и ильменита.

В рудниках восточной части Ранда встречаются алмазы зеленого оттенка. Самородное золото конгломератов содержит серебро от 5 до 43 % и около 3 % цветных металлов, преимущественно меди. Содержание серебра увеличивается в верхних горизонтах месторождения. В ассоциации с золотом, среднее содержание которого в отдельных пластах конгломе-

ратов составляет не менее 10 г/т, содержатся платиноиды в количестве от 3,1 до 31 г на 1000 т руды. Состав платиноидов: 26-43 % осмия, столько же иридия и небольшое количество платины, рутения, родия.

Урановая минерализация представлена тухолитом и урановой смолкой в виде мельчайших сферических образований, ассоциирующих с галенитом и золотом. Содержание U колеблется в пределах 0,02-0,05 %. Рудные минералы развиты в основном в цементе конгломератов, причем пирит часто присутствует в виде хорошо ограненных кристаллов. Золото образует мелкие кристаллики, волосяные и угловатые агрегаты и лишь в исключительных случаях окатанные, зерна. Размер зерен золота 0,07-0,1 мм. Отмечается связь золота с пиритом. Золото образует пленку вокруг пиритного ядра или цементирует несколько зернышек пирита. Пирит, в свою очередь, содержит вкрапленность золота. Золото часто связано также с вторичным кварцем. Повышенные концентрации золота приурочиваются к вытянутым рудным столбам или рудным струям, достигающим в длину (по склону) 1500 м, а в ширину 300 м. Вытянутость таких струй параллельна длинным осям галек.

По вопросу о генезисе золотых и урановых руд Витватерсранда уже ряд лет проводится острая дискуссия. Большая часть исследователей относит это месторождение к первично осадочным россыпным образованиям, подвергнутым интенсивному метаморфизму.

Источником сноса рудного материала считают архейские образования, содержащие древние кварцевые золотоносные жилы и ураноносные пегматиты. Девидсон отстаивает представление о гидротермальном происхождении золоторудного и уранового оруденения месторождения *Витватерсранд*. Гидротермальный процесс этот автор связывает с явлениями гранитизации. Свое представление Девидсон обосновывает следующими данными: 1) перенос измельченного уранинита диаметром менее 0,75 мм поверхностными водами невозмо-

жен; 2) во всех известных современных россыпях содержание тория во много раз превышает содержание урана. В рудах же Витватерсранда минералы тория отсутствуют; он входит лишь в состав урановой смолки, содержащей 72,83 % U_3O_8 , 15,99 % PbO и лишь 2,43 % ThO_2 ; 3) отчетливо наблюдается тесная парагенетическая связь золота, урановой смолки, галенита и платиноидов. Эти минералы широко развиты в различных гидротермальных месторождениях Африки, и в том числе в урановом месторождении *Шинколобве*; 4) из окатанных рудных минералов достоверно установлены лишь хромит, ильменит, циркон и монацит. Все остальные рудные минералы возникли на месте их нахождения; 5) в цементе конгломератов развиты кварц, хлорит, серицит и пиррофиллит, типичные жильные минералы гидротермальных месторождений.

Высказываются и другие представления о генезисе месторождения. В частности, Симпсон пришел к выводу, что перенос рудного вещества происходил не механическим путем, а в виде ионных или коллоидных растворов с осаждением в восстановительных условиях. Луи, Хетчем и другие высказали также гипотезу инфильтрационного происхождения месторождения *Витватерсранд*.

Однако эти две последние гипотезы имеют значительно меньше сторонников, хотя и должны учитываться при дальнейшем изучении рассматриваемого уникального месторождения.

Месторождение Колар описано в многочисленных работах, из которых некоторые переведены или написаны на русском языке. Наиболее полное описание приводит С. Нарайянасвами и др. (1964), позже данные по месторождению были изложены В.П. Федорчуком («Золоторудная промышленность Индии», 1967) и И.С. Рожковым (1966), причем последний автор использует собственные наблюдения.

Месторождение находится на плато Майсур в Индии. Приурочено к узкому (3-5 км) и протяженному (70-75 км) ме-

ридиональному трогу, выполненному архейскими гнейсами, а в их пределах – к существенно амфиболовым породам. Эти древние кристаллические породы образуют крутопадающую моноклираль, интенсивно разгнейсованную и осложненную изгибами как по простиранию, так и по падению. На севере и юге выходят граниты также архейского возраста. На площади месторождения размером 25x1 км развиты свиты золотоносных жил, согласных с залеганием гнейсов и амфиболитов, повторяющих их изгибы, к которым приурочены раздувы рудных тел. Они формируют жильные пояса, состоящие из групп кулисообразно расположенных линз, жил и прожилков, – рудные залежи длиной до 8 км, шириной 0,5-15 м (средняя 1,5 м) при мощности отдельных рудных тел от 2 см до 1,2 м (редко до 3 м). Глубина их отработки 3500 м.

Рудное поле, или вернее рудная зона Колар приурочена к узкому выходу (80x6 км²) дарварских существенно амфиболовых пород среди гнейсов. Рудная зона занимает центральную часть пояса, прослеживаясь примерно на 25 км, с севера и юга ограничивается гранитными массивами. Общее количество золота, добытого в пределах рудного поля, оценивается по разным данным от 520 до 715 т.

Рудовмещающая толща месторождения *Колар* представлена амфиболитами, среди которых выделяются сланцеватые и пятнистые (метабазиты, в том числе миндалекаменные), массивные, «зернистые» (метадолериты и метагаббро?) и амфиболиты с волокнистой текстурой (метапироксениты?). Установить подошвы и кровли слоев в монотонной рудовмещающей толще удастся со значительным трудом, поэтому и трактовка структуры толщи неоднозначна. Обычно принимается ее синклиральная сжатая структура, но не исключено также моноклиральное залегание пород или наличие опрокинутой антиклинальной складки, надвинутой на гнейсовые толщи. Очень важной особенностью толщи амфиболитов является наличие в ней наложенных складок с крутопадающими близвертикальными шарнирами «правого» и «левого» типа.

Рудные тела месторождения представляют собой согласные сближенные параллельные залежи (рис. 1.13). Главными являются кварцевые залежи, к которым, в частности, относится залежь или жила Чемпион (Главная), а также сульфидно-кварцевые залежи. Те и другие состоят из ряда параллельных кулисно расположенных жил, линз и прожилков кварца или кварца с сульфидами, локализованных среди интенсивно рассланцованных измененных пород. Мощность зон колеблется от тонких проводников до 15 м и более. Отдельные жилы и прожилки имеют мощность от первых сантиметров до 1-1,2 м, в среднем обычно не более 0,3 м. Отмечается наличие изгибов («зигзагов») залежей, вписывающихся в наложенные складки.

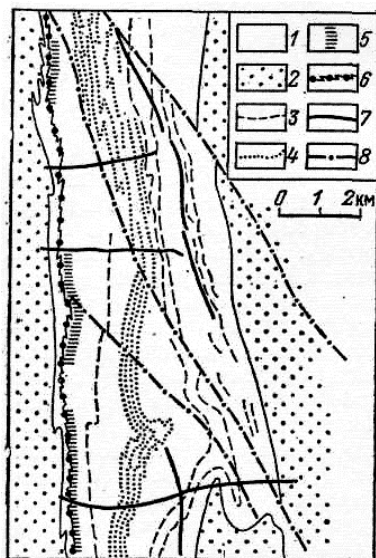


Рис. 1.13. Геологическое строение рудного поля Колар (по С. Нарайянасвами, М. Зиауддину и А. Рамачандра, 1964):
 1 - амфиболиты; 2 - гнейсы; 3 - кварцевые залежи; 4 - сульфидные залежи; 5 - графит-сульфидно-кварцевые залежи; 6 - железистые кварциты; 7 - дайки долеритов; 8 - разломы

По минеральному составу на месторождении Колар выделяются две разновидности жил: золото-кварцевая и золото-

кварц-сульфидная. Золото-кварцевые тела состоят из катаклазированного кварца с сульфидами и другими минералами, общее количество которых не превышает 1 %. Среди них известны пирротин, пирит, арсенопирит, галенит, гессит, алтаит, шеелит, магнетит, ильменит; среднее содержание золота 10-15 г/т. Золото-кварц-сульфидные залежи сложены кварцем с повышенным содержанием сульфидов – до 10-15 %. В их состав входят пирротин, арсенопирит, пирит, халькопирит, галенит; среднее содержание золота 4-6 г/т.

Кварцевые залежи сложены полупрозрачным синеватосерым или белым кварцем, обычно сильно катаклазированным и перекристаллизованным, часто напоминающим «кварцевый сланец». Рудные минералы составляют менее 1 % жильной массы. Они представлены самородным золотом, содержание которого 10-15 г/т, шеелитом, магнетитом и ильменитом. Спорадически встречаются галенит, пирротин, пирит, арсенопирит и халькопирит, из которых наиболее распространен галенит. И.С. Рожков отмечает также наличие теллуридов – гессита и алтаита (в том числе и на посещавшихся им горизонтах свыше 3000 м от поверхности), которые выявляются только при микроскопических исследованиях. В сульфидно-кварцевых рудных телах общее количество сульфидов составляет около 10 %. В порядке распространенности здесь развиты: пирротин (около 75 % от всех сульфидов), арсенопирит (более 15 %), пирит, халькопирит, галенит. Сульфиды слагают параллельные простиранию залежей прожилки, полосы и линзы. Субмикроскопическое золото обнаруживается в кварце, сульфидах и силикатах. Содержание его в сульфидно-кварцевых телах ниже, чем в кварцевых, и составляет в среднем 8-10 г/т.

Околорудные изменения на месторождении Колар необычны для золоторудных месторождений, что, очевидно, объясняется большой глубиной формирования оруденения. Наиболее широко проявлена биотитизация амфиболитов с образованием кварц-биотитовых пород. Зоны их, по данным С.

Нарайянасами и др., имеют мощность от нескольких сантиметров до 15 м и более. Околорудное изменение амфиболитов имеет зональное строение: по контакту с золото-кварцевыми жилами проходит тонкая оторочка диопсида, далее расположена полоса роговой обманки с примесью эпидота, еще далее находится широкий ореол кварц-биотитовых сланцев.

Характерно рассланцевание кварц-биотитовых метасоматитов, ориентированное под косым углом к простиранию залежей. Биотитизация составляет внешние зоны околорудных изменений. Непосредственно в контактах кварцево-жильных тел формируются оторочки бледно-зеленого диопсида, а промежуточная зона метасоматической колонки сложена темноокрашенной роговой обманкой с примесью эпидота. Далее эти породы сменяются кварц-биотитовыми сланцами. Мощности внутренних зон колонки изменчивы и очень невелики.

В контактах существенно сульфидных залежей изменения пород несколько иные. Здесь формируется ассоциация кристаллов кальцита, красного граната и темноокрашенной роговой обманки.

Таким образом, многие особенности месторождения *Колар* необычны для золоторудных месторождений, даже и приуроченных к древним щитам. Индекс месторождения по принятой классификации приходится давать отдельно для кварцевых и сульфидно-кварцевых залежей. Первые относятся к золото-кварцевой формации, сульфидно-полиметаллическому минеральному типу и морфологическому классу сложных жил, залегающих в амфиболитах. Сульфидно-кварцевые залежи принадлежат к сульфидно-кварцевому формационному типу, арсенопирит-пирротинovому минеральному типу.

О других месторождениях описываемой провинции имеются только краткие сведения. Наиболее крупным из них является месторождение *Хутти*, расположенное в северной части той же прерывистой полосы выходов дарварских пород, что и *Колар*. Добыча на нем оценивается всего в 12 т (древняя добыча золота не учитывается), запасы на 1968 г. – 9 т. Со-

гласно довольно скудным сведениям (Curtis, 1970), месторождение *Хутти* представлено линзами и неправильными телами «синего» кварца, приуроченными к биотит-кальцитовым сланцам. Сульфиды, составляющие в кварцевых телах 2,5-3 %, представлены арсенопиритом и пирротином с подчиненным количеством халькопирита. Содержание золота по мере отработки изменялось от 17 до 5 г/т. Глубина отработки по Главной жиле 912 м, по остальным жилам – 334 м.

Между рудным полем *Колар* и месторождением *Хутти* расположено золоторудное поле *Рамагири*, на котором за 1910-1927 гг. было добыто всего около 5 т золота (о других годах сведений нет). Золоторудное поле представлено серией кварцево-жилных и прожилковых зон, располагающихся в зеленокаменных породах и имеющих значительную протяженность (около 13 км) и мощность (150-200 м). Отрабатывались и разведывались отдельные участки этой зоны. Д.Б. Гош и др. («Ore...», 1970) описали изменения пород в пределах зоны с превращением массивных амфиболитов в «светло-серые филлиты», которые, очевидно, следовало бы назвать апоамфиболитовыми метасоматитами или листвениitized породами. Установлено, что метасоматоз происходил с выносом кремнезема, железа, магния и кальция и привнесом воды и углекислоты. Очевидно, кварцевые тела в зоне образованы за счет выноса кремнезема из вмещающих пород. Такой же генезис принимается и для золота, но доказательств этого не приводится.

Из месторождений золота в других полосах дарварских пород, более широких и протяженных, описывается *Гадагское рудное поле*, приуроченное к северной части Дамбал-Серингапатамского пояса. Данных о добыче золота на рудном поле *Гадаг* нет. Известно только, что здесь долгое время добывалось золото из россыпей, обнаружены также древние разработки коренного месторождения. С 1911 г. на рудном поле ведутся разведки и частичная эксплуатация.

Для Гадагского пояса характерен довольно пестрый со-

став пород, включающий помимо зеленокаменных образований, также терригенные отложения: конгломераты, песчаники, филлиты. Отмечается наличие высоко метаморфизованных пород: слюдяно-гранатовых и других сланцев, однако непосредственно на рудных участках преобладают зеленокаменные породы. Среди последних встречаются зоны мощностью 90-150 м, сложенные слабо рассланцованными кварцевыми порфирами.

Месторождение относится к жильному типу. Жилы сложены молочно-белым кварцем, имеют ленточную текстуру. Мощность их 0,6-0,9 м, протяженность – 200-250 м. Из рудных минералов упоминается только пирит, к скоплениям которого приурочены повышенные содержания золота. Среднее содержание золота 3,7-6,2 г/т, в обогащенных участках – до 12,5-15,6 г/т.

Месторождение Акупан является одним из наиболее крупных в пределах пояса. Расположено оно на о. Северный Лусон (Филиппины) в районе Багуйо. Начало отработки месторождения относится к 1929 г. По 1963 г. добыто 103,5 т золота. Общая добыча к 1972 г. составляет, очевидно, около 150 т.

Наиболее подробное описание месторождения дано К.Дж. Каллоу и Б.В. Варлей (Callow, Worley, 1965). Это описание, а также материалы дискуссии по нему в основном использованы в приводимой ниже характеристике.

Месторождение относится к золото-сульфидно-халцедон-кварцевой формации, теллуридному минеральному типу, морфологическому классу сложных жил, залегающих преимущественно в андезитах. Месторождение приурочено к крупной антиклинальной структуре, сложенной неогеновыми, а в ядре более древними породами неясного возраста интенсивно метаморфизованными (серия Пуго). Неогеновые породы залегают на нижележащих несогласно. Они разделяются на нижнюю (N₁) серию Зиг-Заг и верхнюю (N₂) Мирадор.

Миоценовые породы прорваны диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами, слагающими дайки и небольшие штоки, а также андезитовыми порфиритами, образующими силлы в зоне контакта между сериями Пуго и Зиг-Заг. Все изверженные породы объединены в комплекс Эмеральд-Крик.

Интересно наличие среди изверженных пород крупного эксплозивного тела, сформированного между внедрением гранодиоритов и андезитов. Размер тела в плане $100 \times 750 \text{ м}^2$, на глубину оно прослежено на 660 м. От главного тела (нэке Балаток) отходят брекчиевые дайки мощностью около 2 м и протяженностью до 600 м. Обломки в нэке достигают 1,8 м в поперечнике. Представлены они главным образом кварцевыми диоритами, а также андезитами и дацитами, реже сланцами и жильным кварцем; наблюдаются обломки обугленной древесины. Цемент брекчии, судя по имеющемуся описанию, состоит из зерен кварца и полевого шпата размером до 0,5 мм, в интерстициях которых располагается мелкозернистый агрегат эпидота и хлорита. Брекчия частично минерализована мелкозернистым пиритом.

Рудные тела месторождения представлены преимущественно жилами северо-восточного простирания и крутого падения ($65-80^\circ$). Большая часть жил залегает в кварцевых диоритах и андезитах, одна из жильных систем – в нэке Балаток.

Кроме жил на месторождении рудой являются тела минерализованных брекчий. Брекчии минерализованы пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом и гесситом. Обломки брекчий сцементированы щетками кристаллов кварца длиной до 1 см, а также гипсом и ангидритом. Золото выделяется в форме листочков, нарастающих на кристаллы кварца, причем иногда встречаются эффектные пленки золота до нескольких сантиметров длиной. Некоторые пустоты в брекчиях выполнены ангидритом и гипсом и рассечены прожилками кварца и кальцита, в центре которых находятся миллиметровые выделения золота. Изредка в пустотах встречаются также проволоковидные кристаллы золота.

Жилы на месторождении на 90 % сложены кварцем и кальцитом. Важное значение в их составе играют также ангидрит и гипс. Подчиненно встречаются марганцовистый кальцит, родохрозит, родонит, барит. Набор рудных минералов весьма разнообразен: пираргирит, прустит, фамантит, антимонит, киноварь и др. Характерно для месторождения широкое развитие теллуридов, которые особенно обильны в обогащенных участках жил. Теллуриды, как и в месторождениях *Фиджи*, выделяются в виде сплошных масс, не образуя отдельных четких кристаллов. Среди теллуридов в порядке распространенности выделяются петцит, гессит, алтаит, сильванит, калаверит, колорадоит.

Золото на месторождении преимущественно свободное, размером до 1 мм. Небольшая часть золота связана в теллуридах. К.Дж. Каллоу и Б.В. Варлей указывают также на наличие золота в виде твердых растворов в сульфидах, но более вероятно указание Х. Швейгарта о том, что это не связанное, а свободное субмикроскопическое золото.

По поводу температуры формирования месторождения в связи со статьей указанных авторов проходила специальная дискуссия, но в общем виде указываемые ими условия формирования на малой глубине, но при сравнительно высокой температуре (указывается наибольшая температура в 600°C) весьма вероятны.

Интересной особенностью месторождения, на которую указывает Л. Бринер, является высокий современный температурный градиент, особенно вокруг нэка Балаток. Начиная с 300 и до 450 м от поверхности температура повышается на 1⁰ на 4,4 м. Температура пород на нижнем горизонте отработок около 105°C.

Месторождение Морру-Велью занимает резко выделяющееся экономическое положение среди коренных месторождений Бразильской провинции. К 01.01.1970 г. из этого месторождения было добыто примерно 250 т золота. Глубина

его обработки около 3000 м. Г. Шнейдерхён относит это месторождение к типу турмалинсодержащих золото-кварцевых жил, наряду с такими месторождениями, как *Колар*, *Кёркленд* *Лейк*, жилы Аппалачей, Сибири и Южной Кореи. Однако автор не может согласиться с таким классификационным членением.

Согласно данным Э. Оливейра (Oliveira, 1930), типичные кварцевые жилы в данном месторождении редки. Рудные тела обычно представлены зонами минерализации, в которых содержится 20-30 % кварца, 30-40 % железистых и магнезиальных карбонатов и 30-40 % сульфидов. Вмещают оруденение слюдяно-кальцитовые сланцы. Из сульфидов преобладает пирротин (28,5 % от всей рудной массы), арсенопирит (5,04 %), пирит (2,5 %) и халькопирит (0,66 %). Характерна графитизация пород в контакте с рудными залежами. Изверженные породы вблизи месторождения отсутствуют. Г. Коллани (Collani, 1931) приводит следующие данные о химическом составе руды данного месторождения, %:

SiO ₂	22,56	CO ₂	19,59
Al ₂ O ₃	2,13	S.....	13,34
CaO.....	2,06	As.....	2,98
MgO.....	6,29	Cu.....	0,12
MnO.....	1,3	Au.....	19,2 г/т
Fe (суммарное)	29,63	Ag.....	5,1 г/т

Наряду с золотом на месторождении добывали мышьяк (в 1924 г. добыто 154 т белого мышьяка). По ряду особенностей данное месторождение можно сопоставить с месторождением *Хоумстейк* в Северной Америке.

Рудное поле Поркьюпайн площадью 24х13 км включает ряд месторождений (*Холлинджер*, *Мак-Интайр*, *Дом* и др.), границы которых определяются только владениями различных золотодобывающих компаний. Всего на данном рудном поле добыто более 1700 т золота, причем подавляющее количество его получено с площади 6х3 км (*рис. 1.14*).

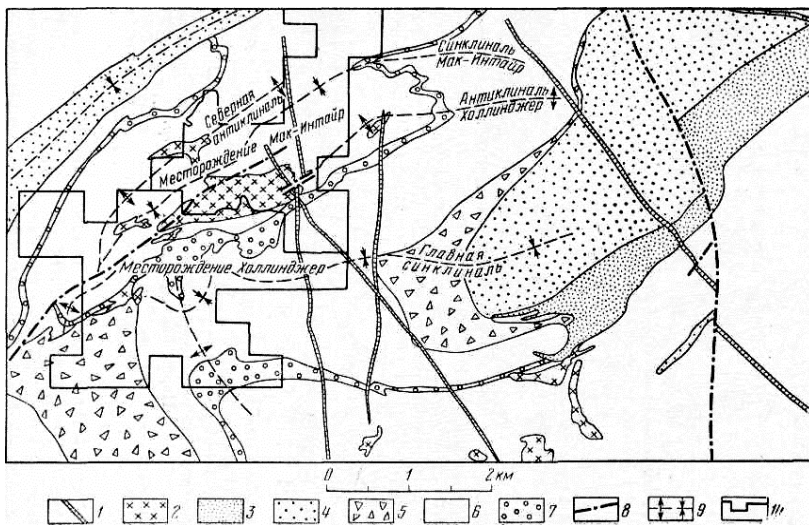


Рис. 1.14. Геологический план части рудного поля Поркьюпайн (по А.Т. Гриффису): 1 - дайки диабазов; 2 - штоки порфиров; 3 - осадочные терригенные отложения серии тимис-каминг; 4 - осадочные терригенные отложения серии киватин; 5 - агломераты серии крист; 6 - эффузивы основного состава серии киватин; 7 - маркирующие горизонты сферолитовых лав; 8 - главные разломы; 9 - оси антиклинальных и синклиналиных складок; 10 - границы наиболее крупных рудных отводов (месторождений)

Месторождение находится в провинции Киватин на юге Канады. Относится к древнему образованию, приуроченному к архейскому офиолитовому поясу Канадского щита. Месторождения сложены метаморфизованными диабазами и прорывающими их порфирами. Среди зеленокаменно измененных диабазов различают массивные и слоистые разности подушечной структуры. Известны дуниты и перидотиты, преобразованные в серпентинит-тальк-хлоритовые сланцы. Рудовмещающая вулканическая толща смята в сложные интенсивно гофрированные складки, осложненные разрывами с малой амплитудой смещения.

Рудные тела представлены незакономерными пачками фестоначатых жил и прожилковых зон. Протяжённость большинства рудных пачек и зон 300 м как по простиранию, так и по падению, при мощности от 0,3 до 25 м (средняя 3 м). Но при выклинивании одной рудной зоны обычно появляется кулисообразно расположенная к ней следующая зона. Глубина их отработки на площади месторождения 24x13 км достигла 1500 м.

Главные жильные минералы – кварц, анкерит и альбит, заменяющий калиевый полевой шпат, свойственный рудам рассматриваемой формации. На глубине известен ангидрит, переходящий в гипс.

Согласно Э. Кейсу и А. Гриффитсу, в истории рудонакопления *Поркьюпайна* намечается пять стадий: 1) анкеритовая (с турмалином и шеелитом); 2) альбит-пиритовая; 3) карбонат-пиритовая (с арсенопиритом); 4) кварцевая (пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, теннантит, теллуриды золота и серебра); 5) кварц-карбонатная (кальцит, родохрозит). Золото выделялось дважды – в тонкодисперсном состоянии в раннем пирите и в более крупных частицах в четвертую стадию, в основном в кварце.

Рудные жилы в основных эффузивах богаче, среднее содержание в них золота 10-12 г/т против первых г/т в жилах, залегающих в порфирах. Отношение золота к серебру составляет 4,5:1. Гидротермальное изменение вмещающих пород выразилось в их карбонатизации, окварцевании, хлоритизации, отальковании и пиритизации.

Согласно принятой группировке, рудное поле относится к золото-сульфидно-кварцевой формационной группе, пиритовому минеральному типу и представляет собой сочетание кварцевожильных и прожилковых зон с зонами сульфидной вкрапленности. Оруденение локализовано в различных породах, но резко преобладающими являются зеленокаменно-измененные основные эффузивы и прорывающие их штоки кварцевых порфиров.

По А.Т. Гриффису (Griffis, 1962), описавшему месторождение *Мак-Интайр* (рис. 1.15), одно из наиболее крупных на рудном поле и представляющее собой одно целое с месторождением *Холлинджер* и другими, общая последовательность геологических образований в *Поркьюпайн* следующая (от древних к более молодым):

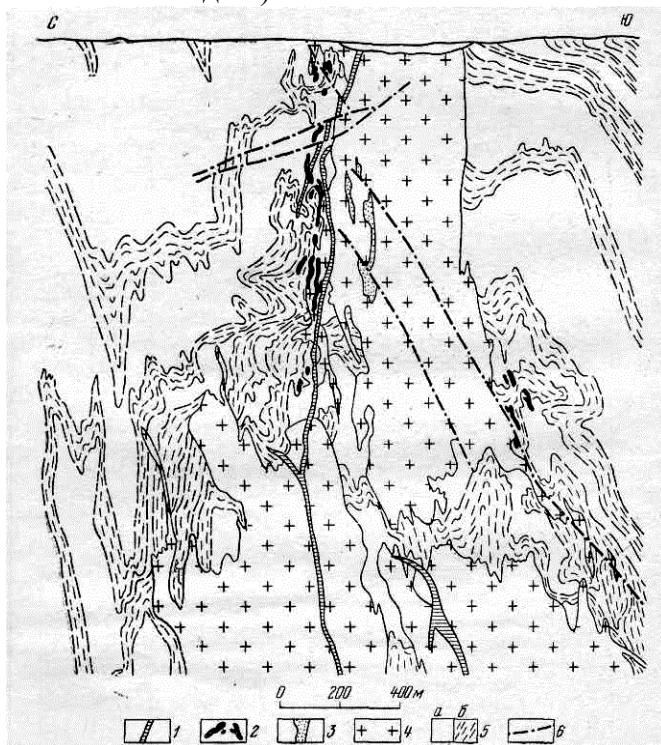


Рис. 1.15. Геологический разрез через месторождение Мак-Интайр, рудное поле Поркьюпайн (по А.Т. Гриффису): 1 - дайки диабазов; 2 - золоторудные тела; 3 - зоны развития медных руд; 4 - порфиры; 5 - зеленокаменные основные эффузивы: а - массивные разности, б - разности со слоистым строением; 6 - разрывные нарушения

1) излияния основных эффузивов группы тисдейл серии киватин мощностью более 1200 м. Слабо выраженное несогласие;

- 2) отложение известковистых сланцев;
- 3) отложение обломочных пород (агломератов) и интрузия порфириров Пирл-Лейк, слабо выраженное несогласие;
- 4) отложение известковистых сланцев, кварцевых и других осадочных пород верхнекиватинской группы общей мощностью более 2100 м, складчатость и несогласие;
- 5) отложение конгломератов, граувакк и других обломочных пород серии тимискаминг мощностью более 900 м, складчатость и движение по разломам;
- 6) внедрение серпентинитов;
- 7) внедрение даек альбититов, движения по разломам и эрозия;
- 8) внедрение даек кварцевых диабазов, движения по разломам;
- 9) внедрение даек оливиновых диабазов, движения по разломам и эрозия.

Породы группы тисдейл представлены в основном диабазами, среди которых различают как массивные «бесструктурные», так и «структурные» разности (с подушечными, сферолитовыми и амигдалоидными структурами). «Структурные» диабазы служат маркирующими горизонтами и делают возможным выявление сложного складчатого строения толщи.

Наиболее распространенные среди изверженных пород порфиры слагают ряд штоков неправильной формы размером от первых сотен метров до 1,5 км в поперечнике с крутым близвертикальным падением контактов.

Порфиры представляют собой серые крупнозернистые кварц-полевошпатовые породы. Вкрапленники кварца и полевого шпата или только кварца имеют размеры от 2 мм до 1-1,5 см.

В отношении геологического возраста порфириров происходили многочисленные дискуссии. А.Т. Гриффис указывает, что рассланцевание порфириров и их общая трещиноватость полностью аналогичны таковым у вулканических пород. Он предполагает, что порфиры внедрились в то время, когда сло-

истые эффузивные толщи серии киватин залежали горизонтально и что затем те и другие были дислоцированы совместно. Принадлежность порфиоров к продуктам единого ряда дифференциации основной магмы доказывается также работами А.М. Гудвина, которые рассматривались выше.

Интересно подчеркнуть наличие в пределах рудного поля также ультраосновных пород, приуроченных к разлому Холлинджер. Они представлены перидотитами, отчасти дунитами, преимущественно преобразованными в серпентин-талк-хлоритовые сланцы. На некоторых участках развития ультрабазитов производилась в ограниченном объеме добыча асбеста. Их петрологическое изучение проводилось Д.К. Финдлеем (Findlay, 1966) и А.Дж. Налдреттом (Naldrett, 1965).

Рудовмещающая вулканогенная толща смята в сложные складки с залеганием слоев вплоть до вертикального. При этом фиксируется не менее двух периодов складчатости, при которых ориентировка осей складок была различной. Неоднократными на рудном поле были также подвижки по разрывным нарушениям, причем наряду с дорудными выделяются, хотя и не имеют большого распространения, пострудные смещения. Общая схема разломов рудного поля приведена Э.С. Муром (Moog, 1953). Амплитуды смещений по разломам в целом небольшие. Непосредственно в разломах, ни в главных, ни во второстепенных, золотоносности не отмечено.

Рудовмещающие вулканогенные породы и порфиры подверглись интенсивным изменениям, которые выражаются в карбонатизации, пиритизации (также пирротинизации), окварцевании и локально развитой вкрапленности халькопирита. Кроме того, наблюдаются серицитизация, хлоритизация и оталькование (стеатитизация), но А.Т. Гриффис считает их более ранними, связанными с дислокациями пород, а не с околорудными изменениями. В размещении околорудноизмененных пород наблюдается отчетливая зональность по отношению к штокам кварцевых порфиоров. Наиболее широко распространена карбонатизация; развиваются как кальцит, так и

анкерит, причем последний тяготеет к внутренней части зоны. Далее в сторону порфиров распространяется пиритизация, затем окварцевание (с пиритом) и в самой центральной части – минерализация халькопиритом (также наряду с пиритом).

Своеобразие изменений, согласно анализам, приведенным М.Э. Харстом (Hurst, 1935), заключается в очень интенсивной пиритизации пород и уменьшении при этом содержания CO_2 за счет серы. В основных эффузивах («подушечных лавах») вдали от жил содержание CO_2 составляет 16,8 %, вблизи 9,54 %, а FeS_2 (рассчитанного по сере) соответственно 0,23 % и 28,54 %. Одновременно имеет место заметный вынос кремнезема (с 38,97 до 27,30 %). Содержание остальных окислов меняется сравнительно незначительно, кроме FeO , количество которого резко уменьшается за счет связывания железа в пирите и возрастания K_2O с 0,76 до 2,29 %.

Главным морфологическим типом руд на месторождении являются зоны и пачки крайне неправильных по форме кварцевых жил и прожилков, которые отрабатываются вместе с вмещающими их породами. Сложно изогнутая, иногда «пламевидная» форма жил вызывала многочисленные дискуссии об их генезисе. Обосновывалось как их отложение в открытых полостях, так и образование путем замещения вмещающих толщ, а также высказывались взгляды о деформации жил совместно с рудовмещающей толщей. Вопрос этот остался окончательно невыясненным.

Мощность рудных жил и зон колеблется от 0,3 до 25 м, в среднем около 3 м. Протяженность большинства рудных тел по простиранию и падению в пределах 300 м, но выклинивающиеся тела сменяются новыми. Для жил месторождения характерно обилие включений боковых пород от угловатых свежих с четкими ограничениями, до почти нацело замещенных кварцем.

Последовательность выделения минералов в рудах рассмотрена А.Т. Гриффисом для месторождения *Мак-Интайр* (рис. 1.16). На этом месторождении, как и на других место-

рождениях описываемого рудного поля, золото выделялось дважды. Раннее золото тесно ассоциировано с пиритом. Оно развито на верхних горизонтах, где отрабатывались сульфидно-вкрапленные руды с содержанием около 15 г/т при отсутствии кварца. Однако большая часть золота выделяется в свободном виде в кварцевых жилах и прожилках, являясь одним из наиболее поздних минералов. А.Т. Гриффис считает вероятным переотложение раннего золота на поздних стадиях минерализации.

Минерал	Предположительная температура отложения	
	высокая	низкая
Золотые руды		
Анкерит	-----	
Кварц		-----
Пирит и пирротин	-----	-----
Альбит	-----	
Турмалин	-----	
Арсенопирит	-----	
Шеелит	-----	-----
Хлорит	-----	-----
Ангидрит	-----	-----
Гипс		-----
Халькопирит		-----
Теннантит		-----
Сфалерит и галенит		-----
Сильванит	-----	-----
Золото		-----
Кальцит		-----
Родохрозит		-----
Медные руды		
Пирит	-----	
Молибденит	-----	
Гематит и магнетит	-----	
Халькопирит	-----	
Борнит	-----	-----
Теннантит		-----
Сильванит		-----
Золото		-----
Серебро		-----
Гипс		-----

Рис. 1.16. Последовательность выделения минералов в рудах месторождения Мак-Интайр (по А.Т. Гриффису)

Среди очень многочисленных жил и прожилков далеко не все золотоносны. Судя по наличию в рудах как высоко-, так и

низкотемпературных минералов (что подтверждается данными декрепитации), процесс рудообразования был очень сильно растянут во времени. А.Т. Гриффис считает, что часть жил формировалась до складчатости рудовмещающей толщи, так как они смяты в складки совместно с последней.

Очень интересно присутствие в жилах месторождений рудного поля Поркьюпайн на глубоких горизонтах (около 1200 м) ангидрита, переходящего выше в гипс (Langford, Hancock, 1936).

Приведем некоторые дополнительные данные о минеральном составе и последовательности формирования руд по данным других исследователей и для других месторождений рудного поля Поркьюпайн. Вопрос о парагенетических соотношениях минералов в жилах крупнейшего месторождения *Холлинджер* специально рассматривался Э.Р. Кейсом (Keys, 1940). Он отмечает наличие двух групп кварцевых жил: рудных – кварц-анкеритовых и пострудных – кварц-кальцитовых. При формировании рудных жил выделяются четыре стадии минерализации, причем главная масса кварца отлагается после большинства других минералов, слагающих вкрапленные зоны и частично затем включенных в кварц.

В первую стадию выделялось небольшое количество анкерита, а затем турмалин и шеелит. Присутствие последнего минерала типично для месторождения, из которого наряду с золотом было добыто около 200 т WO_3 . Ко второй стадии относится формирование альбита и начало отложения пирита. В третью стадию выделялось главное количество карбоната и пирита. К ней же относится отложение арсенопирита, который в целом для месторождения нехарактерен и встречается лишь спорадически. Наконец, в четвертую стадию выделялся главный жильный минерал – кварц, частично замещающий более ранние минералы. В кварце последовательно отлагались пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит, теллуриды, серицит и золото. Теллуриды на месторождении развиты мало. Они представлены преимущественно петцитом, реже гесситом и

тетрадимитом. Э.Р. Кейс подчеркивает парагенетическую связь золота с бледно-зеленым серицитом.

Золото на месторождении выделяется в пирите в виде «нашлепок» на поверхности кристаллов или в рассекающих их прожилках. Выделения золота отмечаются также в кварце, турмалине, альбите, арсенопирите и особенно часто в анкерите. Проба золота 850 ‰.

Среднее содержание золота в месторождении *Холлинджер* 9,7 г/т. Данных о вертикальной зональности очень мало. Отмечается только, что на глубине золото больше связано с кварцем, в то время как пиритсодержащие породы становятся во многих местах незолотоносными.

Жилы, залегающие в основных эффузивах, богаче жил, залегающих в порфирах. Непосредственно прослежен переход ряда жил из одних пород в другие. Например, жила, имевшая в эффузивах среднее содержание золота 12 г/т, становилась в порфирах непромышленной. Жила, содержащая золота 75 г/т, имела в порфирах промышленное содержание только на протяжении 15-30 м. На глубоких горизонтах больше жил входит в порфиры, и они становятся там более промышленно интересными.

Имеются два объяснения большей обогащенности жил, залегающих в измененных основных эффузивах (хлоритовых сланцах), до сравнению с жилами в порфирах. Г.К. Кук (Сооке, 1946) указывает, что это обусловлено осаждающим действием хлорита, в то время как серицит не оказывает такого воздействия на золото.

Более убедительно объяснение М.Е. Харста, который видит причину обогащения жил, залегающих в зеленокаменных породах, в том, что там было больше железа, способствовавшего осаждению пирита из сернистых эманаций, а с этими эманациями переносилось и золото.

На месторождении *Мак-Интайр* наряду с золотыми рудами выявлены и медные. Они локализованы в центральной части главного штока порфиров Пирл-Лейк и представляют со-

бой участки интенсивной вкрапленности пирита и халькопирита. Руда содержит 1,04 % меди и 0,7 г/т золота. Кроме того, присутствуют небольшие количества серебра и следы молибдена. Около 85 % меди заключено в халькопирите, остальные 15 % распределяются примерно поровну между борнитом и теннантитом. Интересно присутствие в руде прожилков гипса. А.Т. Гриффис считает, что продукты ранней стадии формирования медных руд отложились до главной складчатости, а затем в позднюю стадию происходило их переотложение.

Для золотых руд установлено отношение Au:Ag, равное 4,5:1, для медных руд – 1:6,5. Распространены медные руды в основном между горизонтами 480-1000 м.

Для месторождения *Мак-Интайр* установлены следующие рудоконтролирующие факторы, очевидно существенные также и для других месторождений рудного поля Поркьюпайн: 1) контроль контактовыми зонами штоков порфиров; 2) контроль антиклинальными складками рудовмещающей толщи; 3) наличие тектонических нарушений северо-восточного простирания; 4) в отдельных случаях рудоконтролирующее значение имеют также контактовые поверхности отдельных потоков диабазов и (реже) прослой туфов.

Медные руды контролируются теми же тектоническими нарушениями, что и золотые, но локализируются во внутренних частях штока порфиров.

Таким образом, для рудного поля *Поркьюпайн*, одного из крупнейших скоплений эндогенного золота на земном шаре, характерны следующие главные особенности:

1) сложно прожилковый и вкрапленный характер оруденения;

2) приуроченность большей части оруденения к основным вулканогенным толщам, но развитие отдельных рудных тел в различных по составу и основности породах;

3) пространственная и, вероятно, парагенетическая связь оруденения с кварцевыми порфирами, относящимися к субвулканической фации контрастных дифференциатов магмы;

4) существенно пиритовый тип руд, обусловленный приносом серы и заимствованием большей части, если не всего железа из вмещающих пород. Малая роль в рудах арсенопирита и вообще мышьяковых минералов, а также теллуридов. Сравнительно незначительное участие в составе руд шеелита и медной минерализации. Высокое отношение золота к серебру в рудах.

Месторождение Керкленд-Лейк является вторым по крупности в рассматриваемой провинции Канады. Общую добычу из него к 01.01.1970 г. можно оценить примерно в 700 т. Глубина отработки 2100 м.

Месторождение относится к золото-кварцевой формации, теллуридному минеральному типу. По морфологическому классу оно принадлежит к сложным жилам, местами жилы переходят в жильные зоны и штокверки. Жилы приурочены в основном к сложному по форме дайкообразному телу сиенитов и сиенит-порфиров, располагаясь вдоль его удлинения (рис. 1.17).

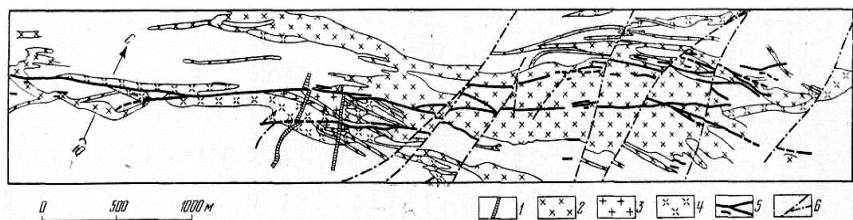


Рис. 1.17. Схематизированный геологический план месторождения Керкленд-Лейк (по В. Барду и др.). 1 - дайки кварцевых диабазов; 2 - сиенит-порфиры; 3 - сиениты; 4 - авгитовые сиениты; 5 - кварцевые золоторудные жилы; 6 - пострудные нарушения

Частично они выходят в конгломераты и другие осадочные и осадочно-вулканогенные породы серии тимискаминг.

Рудовмещающее сложное интрузивное тело сиенитов, ав-

гитовых сиенитов и сиенит-порфиров прослеживается в широтном направлении более 5 км при максимальной мощности в центральной части около 600 м с расхождением к востоку и особенно западу на субпараллельные дайковые тела мощностью до 100-200 м. Контакты интрузивного тела близвертикальные с тенденцией к схождению на глубине. По данным А.М. Гудвина (Goodwin, 1965), Д.Л. Кука и В.В. Мурхауза (Cooke, Moorhouse, 1969), эта интрузия комагматична с вулканическими комплексами района.

Основу структуры месторождения составляет, по В. Ворду и др. («Struct. Geol...», 1948), широтная зона разлома (сброс Керкленд-Лейк или Главный разлом), прослеженная по простиранию через все рудное поле и на глубину более чем на 200 м при близком к вертикальному падении. Дорудные перемещения по этой зоне установлены более чем на 400 м по вертикали. Пострудные горизонтальные перемещения, определенные по смещениям поздних даек, составляют около 30 м. Разлом осложнен многочисленными опережающими субпараллельными ему ответвлениями.

Жильные тела приурочены к этим дизъюнктивам, а также к Главному разлому. В местах осложнения структур формируются локальные штокверки. Наибольшая непрерывно отработывавшаяся жила имела длину около 2000 м. Средняя мощность рудных тел 1,8 м. Отработываются также жилы мощностью до 30 см и раздувы до 30 м.

Главный жильный минерал месторождения – кварц, хотя общий процент его в руде, поступающей на фабрику, сравнительно невелик в связи с отработкой также и вмещающих пород. Кроме кварца из жильных минералов встречаются кальцит, в небольших количествах альбит, ортоклаз, анкерит, барит, турмалин, актинолит и апатит. Вмещающие породы превращены в агрегат серицита, карбонатов, хлорита и пирита.

Наиболее характерно для месторождения широкое распространение теллуридов, из которых главными являются калаверит и петцит, в подчиненном количестве встречаются ал-

таит, колорадоит и мелонит. Кроме того, в рудах в количестве около 2 % развит тонкозернистый пирит, а также халькопирит, гематит, галенит, сфалерит, молибденит и графит. Золото встречается в свободном состоянии в кварце и вмещающих породах, в составе теллуридов и отчасти в пирите. Проба самородного золота 941 ‰.

Месторождение *Керкленд-Лейк*, хотя и располагается сравнительно недалеко от рудного поля Поркьюпайн, значительно отличается от него по вмещающим породам, морфологии рудных тел и составу руд. Общим для обоих месторождений является пространственная связь оруденения с кислыми (на Керкленд-Лейк более щелочными) дифференциатами основных вулканитов. Геохимически сходным с *Поркьюпайн* является подчиненная роль мышьяковой минерализации.

Месторождение Хоумстейк – главное месторождение провинции открыто в 1876 г. К 1970 г. из него добыто около 900 т золота и 200 т серебра при среднем содержании золота в руде 10-20 г/т. Разработка идет на глубинах около 1900 м.

Месторождение находится в Южной Дакоте США. Сложено мощной толщей темных углеродистых сланцев, перемежающихся с биотитовыми, сидероплезит-кварцевыми и куммингтонит-гранат-биотитовыми сланцами протерозойского возраста. Эти породы смяты в тесные складки, осложненные разрывами небольшой амплитуды, и прорваны дайками основных пород, преобразованных в амфиболиты. Комплекс сложно дислоцированных протерозойских пород перекрыт горизонтально залегающими платформенными образованиями палеозоя и вместе с ними прорван палеогеновыми штоками, лакколитами и дайками монцонитов, риолитов и фонолитов.

На месторождении *Хоумстейк* выделяют два типа рудных тел: 1) слои черных сланцев с пиритом и халькопиритом и убогим содержанием золота, не представляющие существенного экономического интереса; 2) зоны рассланцевания биотит-хлоритового состава, пронизанные неправильными про-

жилками и жилами кварца с сульфидами и другими минералами (общее количество 7-8 % – пирротин, пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, тетраэдрит, магнетит, анкерит, куммингтонит, сидероплезит, биотит, гранат, альбит, флюорит, серицит, кальцит, гипс, самородное золото). Слабо-золотоносные слои черных сланцев рассматриваются в качестве первичных.

Минерализованные зоны рассланцевания описываются как метаморфические образования, возникшие, по мнению одних исследователей, под воздействием регионального метаморфизма зеленосланцево-амфиболовой фации, а по мнению других – при метаморфизирующем воздействии гидротермальных растворов, связанных с кайнозойским магматизмом.

Рудные тела месторождения *Хоумстейк* представляют собой более или менее интенсивно хлоритизированные участки куммингтонитовых или сидероплезитовых сланцев формации хоумстейк, пронизанные жилами и неправильными телами кварца и содержащими обильную вкрапленность сульфидов: пирротина, пирита и арсенопирита. На месторождении выделяется пять самостоятельных рудных тел, которые, согласно Дж.А. Ноблу (Noble, 1950) и А.Л. Слоутеру (Slaughter, 1968), приурочены к единому сложно смятому горизонту.

Вопрос структурного контроля оруденения детально рассмотрен Дж.А. Ноблом. Этот исследователь считает главным рудоконтролирующим фактором приуроченность оруденения к поперечным наложенным складкам различных размеров от небольшого коробления пород, до складок, отчетливо картируемых на погоризонтных планах и разрезах (*рис. 1.18*). В связи с этими складками происходит, по его мнению, растяжение пород, создающее условия для циркуляции гидротермальных растворов. Разрывные нарушения, антиклинальные перегибы и дайки (кайнозойские) имеют на месторождении в качестве рудоконтролирующих факторов, согласно Дж.А. Ноблу, совершенно подчиненное значение.

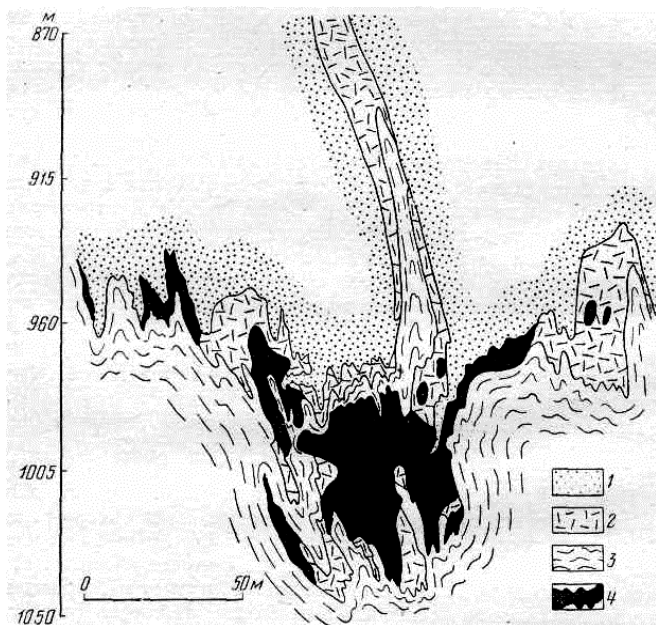


Рис. 1.18. Поперечный разрез через Главное рудное тело месторождения Хоумстейк (по Дж. А. Ноблу): 1 - отложения формации эллисон; 2 - отложения формации хоумстейк; 3 - отложения формации пурман; 4 - рудное тело

Общее содержание сульфидов в руде месторождения Хоумстейк по данным ее переработки 7-8 %. Из сульфидов преобладает пирротин, относительное (по отношению ко всем сульфидам) содержание которого составляет 50 %, количество пирита 40 % и арсенопирита 10 %. В подчиненном количестве среди гидротермальных минералов распространены анкерит, куммингтонит, сидероплезит, биотит, гранат, альбит, кальцит, серицит, флюорит, галенит, сфалерит, тетраэдрит, халькопирит, гематит (спекулярит), магнетит, гипс и самородное золото.

Дж.А. Нобл выделяет четыре стадии гидротермальной минерализации. Согласно принятой сейчас терминологии, очевидно правильнее говорить о наличии двух циклов минерализации с подразделением первого цикла на три стадии, из

которых часть следует, вероятно, отнести не к стадиям, а к самостоятельным этапам.

К первой стадии минерализации относится образование, возникшее по исходным регионально метаморфизованным сланцам и состоящее из сидероплезита (реликтовый), куммингтонита, биотита, кварца, в подчиненных количествах отмечается гранат, графитистое вещество, хлорит и арсенопирит. Молочно-белый кварц формируется самым первым из гидротермальных минералов, в значительной мере замещая метаморфический темно-серый кварц. Судя по приведенным в работе Дж.А. Нобла фотографиям, кварц образует сложные тела, часто подчиненные форме дополнительных складок; местами мощные жилы переходят в серии прожилков.

Кварцевые жилы сопровождаются интенсивной хлоритизацией вмещающих пород, новообразованием «гидротермального рекристаллизованного биотита» и окварцеванием. Арсенопирит в виде эвгедральных (идиоморфных) кристаллов размером от 2-3 мм до 2 см в поперечнике распространен в хлоритизированных породах, сопровождающих кварцевые тела. Часто он концентрируется у контактов жил или в местах их выклинивания.

Ассоциация минералов второй стадии минерализации представлена кварцем, анкеритом, пирротинном и подчиненными количествами альбита, биотита, граната и куммингтонита. Три последних минерала представляют собой результат рекристаллизации продуктов регионального метаморфизма. Формирование кварца в данной стадии является непосредственным продолжением его отложения в предыдущей, но в данном случае более характерны секущие жилы и прожилки с резкими контактами с вмещающими породами. Выделение самостоятельной второй стадии минерализации обосновывается фактами пересечений согласных кварц-хлорит-арсенопиритовых жил кварц-анкерит-пирротиновыми. Эти пересечения в основном характерны для площадей, вне распространения интенсивной хлоритизации первой стадии. Сре-

ди хлоритизированных пород анкерит и пирротин образуют большей частью вкрапленность и тонкие прожилки, причем соотношений их с арсенопиритовой минерализацией не наблюдается.

Третья стадия минерализации выражается в формировании мономинеральных пирротиновых жилок мощностью 2-5 см и протяженностью в метры или десятки метров. Эти прожилки пересекают как продукты более ранних стадий минерализации, так и исходные куммингтонитовые сланцы. Наряду с резко преобладающим пирротином в них встречаются иногда также небольшие количества кварца и арсенопирита.

Четвертая стадия минерализации, которую, как указывалось выше, правильнее было бы относить к самостоятельному второму циклу оруденения, отделенного внедрением кайнозойских малых интрузий, представлена главным образом пиритом и кальцитом, с подчиненным количеством кварца, серицита, флюорита, целестина, ангидрита, гипса, хлорита, опала, доломита, родохрозита, гематита (спекулярита), магнетита, сфалерита, галенита, халькопирита, реальгара и самородного мышьяка. Часть прожилков, сформированных в эту наиболее позднюю стадию, не сопровождается изменением вмещающих пород, но около некоторых из них породы интенсивно замещены пиритом, кальцитом, серицитом, а в некоторых местах в небольших количествах также магнетитом и гематитом.

Интересно отметить, что в жилах, сложенных указанной поздней ассоциацией, между кристаллами кальцита и пирита встречаются пустоты, заполненные минеральными водами, обычно сероводородного типа.

Место золота среди описанных стадий минерализации не вполне ясно. Наиболее отчетливо проявлена пространственная связь как видимого, так и тонкодисперсного золота с арсенопиритом. Вместе с тем золотоносными иногда являются также куммингтонитовые сланцы, даже не хлоритизированные и находящиеся вне рудной зоны. В пирротине содержания золота, как правило, ниже, чем в арсенопирите. В частности, в мо-

номинеральных пирротиновых прожилках оно составляет около 4,5 г/т. Золото содержится также в поздних пирит-кальцитовых жилах, причем также и на тех участках их развития, где другие стадии минерализации не проявлены.

В распределении минералов в пределах рудного поля устанавливается зональность. Согласно А.Л. Слоутеру, пирротин на верхних горизонтах примерно до 240 м встречается редко, арсенопирит и халькопирит, наоборот, более характерны для верхних горизонтов.

Наиболее сложными и дискуссионными, вопросами, возникающими при изучении месторождения *Хоумстейк*, являются возраст минерализации и причина локализации в строго определенной части протерозойского разреза.

Высказывались взгляды как о докембрийском, так и о кайнозойском возрасте золотой минерализации. В пользу кайнозойского возраста говорят следующие факты: 1) отчетливо послепалеогеновый возраст минералов четвертой стадии минерализации, с которой связано поступление во всяком случае части золота; 2) наличие в обрамлении докембрийского ядра несомненно кайнозойской минерализации; 3) возможно кайнозойский возраст поперечной складчатости, контролирующей распределение оруденения, причем Дж.А. Нобл указывает на то, что сами поперечные складки могут быть обусловлены внедрением кайнозойских интрузий.

На докембрийский возраст минерализации указывает: 1) присутствие золота в базальных конгломератах кембрия, причем во всяком случае часть этого золота кластогенная; 2) характер оруденения, указывающий на формирование его на значительной глубине, и значительные отличия (кроме образований четвертой стадии) от близ поверхностного кайнозойского оруденения; 3) Дж.Л. Калп и др. (Kulp *et al.*, 1956) указывают, что возраст галенита, находящегося в тесной ассоциации с золотом в руднике *Хоумстейк*, равен 1500-1700 млн лет ($Pb^{204} = 1,00$; $Pb^{206} = 16,39$; $Pb^{207} = 15,72$; $Pb^{208} = 36,33$). К сожалению, принадлежность галенита к той или иной из вы-

деленных Дж.А. Ноблом стадий минерализации не указана. Возраст оруденения *Хоумстейка* увязывается с возрастом уранинита из пегматитов в Южном Блэк-Хилс, который, как было упомянуто выше, датируется в 1620 млн лет.

Дж.А. Нобл указывает, что структурные факторы, в том числе и характер трещиноватости пород, не могут объяснить приуроченность промышленного золотого оруденения к одной формации мощной протерозойской толщи, так как те же структуры развиты и в других формациях. Привлечение для объяснения химического состава пород также встречает значительные трудности, так как золото локализуется как в сидероплезитовых, т.е. карбонатных, так и в куммингтонитовых, т.е. алюмосиликатных породах. Единственное химическое сходство между ними, отличающее их от пород других формаций, это соотношение железа и магния.

Вместе с тем, хотя оруденение действительно в основном приурочивается к формации хоумстейк, проявления его не ограничиваются полностью этой формацией. По отдельным наиболее интенсивно минерализованным зонам оно выходит в подстилающие и отчасти перекрывающие породы, но здесь изменяются соотношения новообразованных минералов и морфология рудных тел. В частности, нередко наблюдается, что при продолжении кварцевых образований в подстилающую толщу в них затухает арсенопиритовая минерализация. Это же характерно при переходе оруденения в перекрывающую существенно кварцевую формацию эллисон. Вопрос о возможном наличии в породах формации хоумстейк сингенетического золота и его последующем перераспределении при процессах гидротермального метаморфизма в опубликованной литературе не обсуждался, и материалы для его рассмотрения отсутствуют.

Рудный пояс Мадзер Лоуд (США) представляет собой несколько зон концентрации кварцевых жил, протягивающихся почти на 100 км параллельно друг другу в север-северо-

западном направлении. Выделяются три параллельных пояса жил: в центре главный, собственно *Мадзер Лоуд*, и отстоящие от него в обе стороны на 8-20 км Восточный и Западный пояса. Добыча золота из всей системы оценивается в 400 т. Глубина отработки месторождений достигала 1350 м, в настоящее время они полностью выработаны. Из общего количества добытого в *Мадзер Лоуд* золота 239 т приходится на участок длиной 10-15 км в округе Амадор, где пояс в целом, а также вмещающие толщи меняют простирание с северо-западного (на юге) на субмеридиональное.

Кварцевые жилы системы Мадзер Лоуд описаны многочисленными исследователями, наиболее полным остается описание А. Нопфа (Кноpf, 1929).

Вмещают кварцевые жилы системы Мадзер Лоуд филлиты, черные филлитовидные сланцы, амфиболиты, зеленые сланцы с реликтами вулканических пород и серпентиниты. Слоистые толщи подразделяются на две формации: более древнюю – калаверас и молодую – мариопоза.

Формация калаверас представлена черными филлитами с подчиненным распространением тонкозернистых кварцитов, известняков и кремнистых сланцев. В известняках имеются находки карбоновой фауны. А. Нопф подчеркивает значительный метаморфизм формации калаверас с появлением в некоторых местах в сланцах граната.

Формация мариопоза в основном представлена черными сланцами и граувакковыми песчаниками с подчиненным количеством конгломератов и вулканогенными породами. Возраст ее юрский.

Для толщи в целом характерно значительное распространение основных вулканитов, представленных в зависимости от степени метаморфизма породами от амфиболитов до сравнительно слабо измененных авгитовых порфиритов, их туфов и брекчий. А. Нопф указывает также на присутствие в подчиненном количестве более кислых вулканогенных пород, которые он относит к кератофирам и альбит-авгитовым мелафи-

рам с альбитизацией первично основных плагиоклазов. Среди вулканогенных пород преобладают пирокластические разновидности.

Интрузивные породы в пределах пояса *Мадзер Лоуд* различны по возрасту и составу. Выделяются породы домарипозского возраста – метадiorиты и более распространенные поздние интрузивные породы, среди которых преобладают гранодиориты, слагающие саттелиты батолита Сьерра-Невада.

Значительно распространены ультраосновные породы, превращенные в серпентиниты. Серпентиниты не встречаются в пределах пояса *Мадзер Лоуд* в наиболее богатой его части (округ Амадор), но весьма характерны для других, более бедных золотом участков. Значительно распространены в пределах жильного пояса также дайки и небольшие выходы горнблендитов, габбро, альбититов, альбитовых порфиров, натровых сиенит-порфиров.

Кварцевые жилы пояса *Мадзер Лоуд* в разных частях залегают в различных породах – осадочных, зеленокаменно измененных вулканитах и серпентинитах. Жилы Восточного пояса частично приурочены к гранодиоритам или контактирующим с ними метаморфизованным сланцам формации калаверас. Эти жилы имеют небольшие размеры, но высокие содержания золота. Из рудных минералов в них появляется пирротин.

В целом оруденение пояса *Мадзер Лоуд* подразделяется следующим образом: А. Кварцевые жилы;

Б. Минерализованные вмещающие породы: 1) минерализованные зеленокаменные породы («серые руды»); 2) золотосодержащие сланцы: а) штокверки кварцевых прожилков в сланцах; б) анкеритизированные золотосодержащие сланцы.

В кварцевых жилах из жильных минералов кроме кварца встречаются анкерит и альбит. Сульфиды составляют 1-2 %; преобладает пирит, затем следует арсенопирит, еще менее распространены сфалерит, галенит, халькопирит и тетраэдрит. Изредка встречается петцит (Ag_3AuTe_2).

Среднее содержание золота в руде 10,5 г/т, обрабатывались также руды с содержанием 3-4,5 г/т. Проба золота 790-840 ‰, в зоне окисления до 912 ‰. В первичных рудах изменения пробы с глубиной (в пределах 1200 м) не отмечается.

Жилы, хотя в целом и совпадают с простиранием рудовмещающих толщ, в деталях, как правило, кососекущие. По падению они переходят из одних пород в другие, чаще всего из черных сланцев в зеленокаменные породы. Кварц, слагающий жилы, обычный молочно-белый, крупно неяснокристаллический. Характерны полосчатые текстуры кварца. В зеленокаменных породах кварц чаще молочно-белый, массивный. Встречаются раздувы жил более 15 м, но они, как правило, содержат золота не более 1,5 г/т.

А. Нопф подробно рассматривает влияние вмещающих пород на рудоотложение, поскольку до него некоторые исследователи отмечали, что черные сланцы благоприятны для обогащения жил. Хотя в ряде случаев оно и имеет место, но А. Нопф приводит ряд фактов наличия богатых рудных столбов в амфиболитах и серпентинитах, а также указывает на золотосодержательность измененных зеленокаменных пород и приходит к выводу, что химическая природа вмещающих пород не может быть фактором, определяющим содержание золота в поясе *Мадзер Лоуд*. Детально рассмотрены им также с Э. Хоувом в отношении большой роли замещения при формировании жил, хотя В. Линдгрэн подчеркнул, что оно, очевидно, было не единственным механизмом их формирования, а сочеталось с заполнением отдельных полостей. В частности, он указал, что и в современное время для жил характерно наличие обширных пустот, частично выполненных кристаллами кварца и обломками пород.

Дж. Сперр именно в *Грасс-Валли* видел подтверждение своим взглядам о рудной магме и называл жилы этого месторождения «жило-дайки» (*vinedikes*). Он указывал, что аналогичные брекчиевые текстуры с обломками вмещающих пород характерны для гранитных и пегматитовых тел, которые ни-

кто не относит к продуктам отложения из «термальных вод». Поздние выделения сульфидов в кварце он расценивал как результат поздней кристаллизации определенных частей единой рудной магмы.

Позже аналогичные взгляды в ряде статей для месторождений *Грасс-Валли* защищал Р. Фармин (Farmin, 1938, 1941). Приводимые им доказательства квазимагматического состояния рудного флюида основаны исключительно на характеристике морфологии жил и сравнении ее с таковой у даек. Все рудные минералы и золото были, согласно представлениям Р. Фармина, с самого начала в составе рудной магмы, а их отложение по трещинам в кварце является результатом последующего перераспределения.

Наиболее полное описание месторождения осуществлено В.Д. Джонстоном (Johnston, 1940), который подробно рассмотрел тектонические условия формирования главных рудных тел месторождения и пересекающих их широтных вертикальных трещин («кроссингов»), частично также выполненных рудоносным кварцем, а также дайками более ранних диабазов и поздних аплитов. И жилы, и «кроссинги» В.Д. Джонстон считает принадлежащими к сопряженным трещинным системам, частично связанным с остыванием гранодиоритового массива, а частично отражающим региональные поля напряжения. В.Д. Джонстон вновь пришел к выводу об образовании жил при кристаллизации из разбавленных гидротермальных растворов, причем хотя он и отмечает вынос кремнезема при околожильных изменениях, но указывает, что «жилообразующие растворы были полностью магматического генезиса, так как нет доказательств в поддержании гипотезы о том, что кремнезем в кварце был получен из вмещающих пород».

Месторождение Крипл-Крик в штате Колорадо (США) относится к крупнейшим золоторудным месторождениям мира и является, безусловно, самым крупным месторождением

золото-халцедон-кварцевой (близповерхностной) формации. Оно открыто в 1891 г. и обрабатывалось около 50 лет. За это время было добыто около 600 т золота.

Месторождение описано такими крупными геологами, как В. Линдгреном, Г.Ф. Лафлином, Т.С. Ловерингом, А.Г. Кошманом и др. (Lindgren, Ransome, 1906; Loughlin, Koschmann, 1935; Lovering, Goddard, 1950). Согласно данным этих исследователей, район месторождения сложен крупным гранитным батолитом, так называемыми гранитами Пайке Пик докембрийского возраста, занимающим площадь 45x110 км². Это крупнозернистые красные граниты, пересеченные дайками более мелкозернистых.

Месторождение расположено вне главного пояса развития мезозой-кайнозойских изверженных пород – примерно в 80 км от его границ. На рудном поле развит свой обособленный очаг неогеновых вулканических пород, сформировавшийся, по Т.С. Ловерингу, позже почти всех остальных вулканогенных образований плато Колорадо, в основном в миоцене.

Площадь, заполненная вулканогенными породами и представляющая собой собственно рудное поле, имеет размер 6,5x3,2 км² и неправильную форму, контролируемую пересечением разломов северо-восточного и северо-западного простираний (*рис. 1.19*).

Наличием разломов определяются ступенчатые очертания этой площади и присутствие «останцов», сложенных докембрийскими гранитоидами и сланцами. Контакты вулканогенных пород с гранитоидами крутые, близкие к вертикальным.

Структурное сооружение *Крипл-Крик* интерпретируется рядом геологов как вулканический кратер, а заполняющие его тонкозернистые обломочные вулканогенные породы рассматриваются как продукты взрывной вулканической деятельности. П.Д. Яковлев (1967) при классификации вулканических построек относит ее к первому типу – взрывным кальдерам без кольцевых и радиальных разломов. Однако Г.Ф. Лафлин, А.Г. Кошман и более поздние исследователи указы-

вают на то, что более вероятна тектоническая, а не вулканическая интерпретация структуры, которая рассматривается в этом случае в качестве сложно построенного грабена.

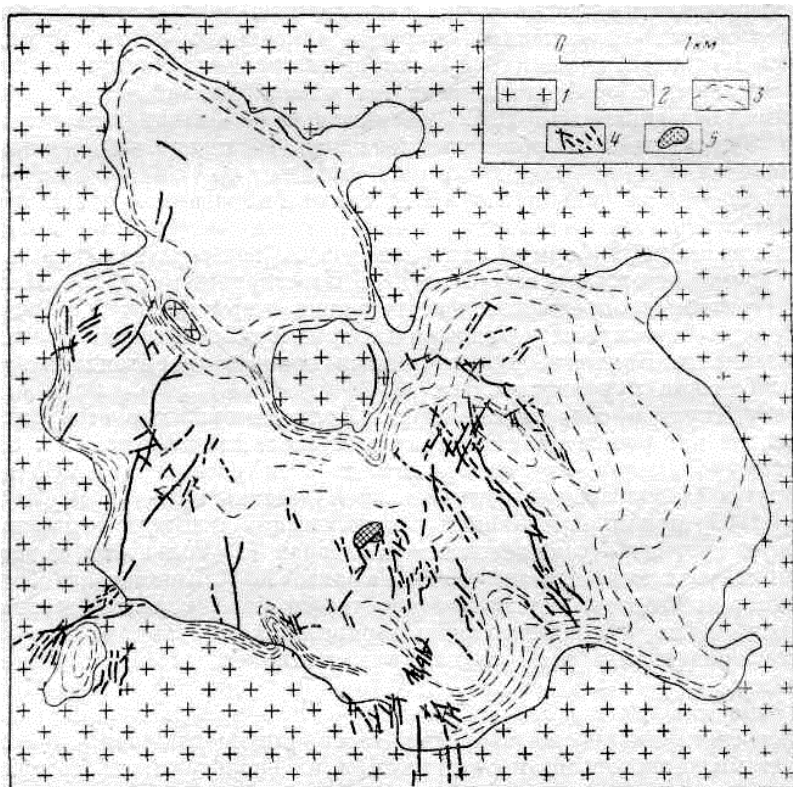


Рис. 1.19. Схема геологического строения рудного поля Крипл-Крик (по Г.Ф. Лафлину и А.Г. Кошману): 1 - докембрийские граниты; 2 - неогеновые вулканогенные породы; 3 - изогипсы стенок вулканотектонической постройки (проведены через 150 м); 4 - главные золото-кварцевые жилы; 5 - тело золотоносных брекчий («Крессонов раздув»)

Заполняющие грабен отложения (суммарная мощность около 900 м) статифицированы. В нижней части они представлены конгломератами, аркозовыми песчаниками и алев-

ролитами, не содержащими вулканогенного материала, а в верхней – слабо сортированными и неяснослоистыми существенно фонолитовыми обломочными породами, которые могут интерпретироваться и как туфы, и как взрывные брекчии.

Вулканогенно-осадочные отложения прорваны дайками, на основании пересечений которых установлено не менее 10 стадий эруптивной деятельности. Выделяются две серии даек латито-фонолитов, две – сиенитов, две – фонолитов и по крайней мере пять – базальтов. В заключение вулканической активности был сформирован локальный субвертикальный базальтовый брекчиевый кратер – знаменитый «Крессонов раздув», который наряду с жилами представляет собой рудное тело.

Общий характер магматизма в Крипл-Крик основной, с натриевой специализацией. Для фонолитов характерны вкрапленники нефелина, для части базальтов – анальцима. Несмотря на правомерность интерпретации структуры Крипл-Крик в качестве грабена, взрывные явления, очевидно, происходили в нем не только при формировании «Крессонова раздува», но и на более ранних стадиях развития.

Оруденение на месторождении включает все проявления магматической деятельности. Г.Ф. Лафлин и А.Г. Кошман выделяют три главные стадии оруденения.

На первой стадии происходят в основном изменения вмещающих пород, которые выражаются в новообразовании кварца, адуляра, плотных агрегатов темно-пурпурного флюорита и грубозернистого пирита. Кварц и адуляр выделяются также в плотных сплошных массах, которые называются на месторождении «яшмами» и выполняют пустоты в выщелоченном ноздреватом граните. Иногда в гранитах по трещинам развивается гематит (спекулярит). К этой же стадии относят и отдельные жилы плотного флюорита и кварца мощностью до 0,6 м, которые пересекают как вулканические брекчии, так и рассланцованные граниты около них. Продукты первой ста-

дии минерализации содержат золото только в тех случаях, когда на них накладывается минерализация последующих стадий.

Ко второй стадии относится отложение молочно-белого, иногда дымчатого кварца, более светлоокрашенного флюорита и тонкозернистого пирита. К этой же стадии принадлежат выделения карбонатов – доломита и анкерита, слагающих небольшие хорошо образованные кристаллы, целестина и теллуридов. В местах выклинивания жил и около обломков в них боковых пород наблюдаются выделения роскоэлита. Местами встречаются также небольшие количества сфалерита, галенита и тетраэдрита. Роскоэлит и целестин иногда являются показателями богатых руд.

Из теллуридов наиболее распространен калаверит; присутствуют также сильванит, креннерит и более редкие петцит, гессит и Au-Cu теллурид. Наряду с теллуридами встречаются выделения самородного высокопробного золота.

Третья стадия минерализации с двумя или более подстадиями представлена дымчатым или бесцветным кварцем, слагающим друзы кристаллов, и желтым халцедоном. Кроме них к ней относятся мелкозернистый пирит, частично игольчатый, похожий на марказит, кальцит и на отдельных участках киноварь.

Продукты указанных трех стадий минерализации слагают рудные тела следующих морфологических типов:

1) трещинные жилы заполнения – простые маломощные и сложные с колебаниями мощности от первых сантиметров до нескольких метров. Протяженность жил до 1,5 км, но обогащенные участки в их пределах не превышали 400 м. Жилы рассекают как вулканические породы, так и вмещающие их граниты;

2) неправильные по форме тела, часто локализованные на пересечениях жил и включающие минерализованные вулканогенные породы и граниты;

3) трубообразные тела, сложенные брекчиями обрушения

или взрыва, к которым, в частности, относится упоминавшаяся уже трубка Крессон диаметром около 100 м, прослеженная на глубину 600 м.

По данным В. Линдгрена, руды состоят примерно на 60 % из кварца, 20 % из доломита, 20 % из флюорита. Рудные минералы составляют доли процента.

Глубина оруденения не менее 1000 м. В. Линдгрэн указывает, что отработки велись до глубин 900 м, но затруднялись очень обильным притоком подземных вод, для отлива которых приходилось проходить многокилометровые вассерштольни.

Среднее содержание золота на месторождении 10-12 г/т. Очень четко была проявлена зона окисления, где содержание золота достигало 50-110 г/т, причем значительно распространены были свободное золото и окислы теллура.

Месторождение Голдфилд в штате Невада (США) дало около 145 т золота и 40 т серебра. Оно было полностью отработано к 1925 г. Изучение его производилось Ф.Л. Ренсомом (Ransome est., 1909 и др.). В более позднее время осуществлялись только исследования геохимических особенностей месторождения и некоторых других вопросов.

В строении рудного поля четко обособляются два структурных этажа. Нижний этаж сложен черными углистыми сланцами кембрия, смятыми в складки и прорванными небольшими телами аляскитовых гранитов. Он перекрыт кайнозойскими вулканитами, залегающими субгоризонтально. Кайнозойская толща в нижней части сложена покровами риолитов, латитов, андезитов, дацитов общей мощностью около 600 м. Выше залегают туфогенные песчаники, туффиты и граувакки озерного генезиса формации эмеральда мощностью до 150 м. Структура месторождения определяется наличием пологой антиклинальной складки с выходом в ее ядре допалеогеновых пород. Эта складка нарушена меридиональным разрывом Колумбия Маунтин, с которым сопряжены

кварцево-жильные системы. Нарушение смещает все породы, кроме относящихся к формации эмеральда.

Возраст оруденения, исходя из соотношений его с формой эмеральда, определяется как постпалеоценовый, но до-среднемиоценовый.

Ч.Дж. Виталиано (Vitaliano, 1965) высказал обоснованное предположение о том, что палеогеновые вулканиты на рудном поле слагают вулканический аппарат центрального типа, а не брахиантиклинальную складку. Он подтверждает это, помимо специфической трубообразной формы залегания вулканогенных пород, обилием грубообломочного материала и рядом других геологических фактов.

Согласно Р.Э. Андерсону (Anderson ect., 1965), площадь рудного поля характеризуется положительной гравитационной аномалией, что подтверждает наличие здесь вулканической постройки. Гравитационные методы используются в настоящее время для поисков аналогов месторождения в районе под площадями распространения плиоценовых туфогенных пород

Оруденение на месторождении *Голдфилд* представлено гидротермально измененными трещиноватыми породами, рассекающими дациты. Залегание зон изменений субвертикальное. Измененные дациты сложены кварцем (49 %), каолинитом (24 %), алунитом (16 %) и пиритом (7 %). Рудные столбы в пределах зон измененных пород имеют неправильную, хотя в целом жиллообразную форму и выделяются по данным опробования. На глубоких горизонтах (до 720 м) рудные тела, как указывает В. Линдгрэн (1932), имеют более правильную жиллообразную форму.

Для руд месторождения характерен сложный минеральный состав. Наряду с преобладающими тонкозернистым пиритом и марказитом они содержат разнообразные теллуриды, висмутин, гольдфильдит ($\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{Te}_2\text{S}_{16}$), фамантит (Cu_3SbS_4), прустит, полибазит, киноварь, самородную серу.

Существенными особенностями месторождения являются

высокая проба золота и малая серебримость руд. На верхних горизонтах первичные руды были необычайно богатыми, в отдельных значительных по объему участках содержание золота доходило до 1,5-2 кг/т.

Оруденелые дациты характеризуются пористым кавернозным строением, В. Линдгрэн оценивает их пористость в 10 %. Кварц, выполняющий пустоты, имеет концентрически зональное строение.

Согласно проводившимся Х.Д. Вилсоном (Wilson, 1944) исследованиям, содержание золота в рудах находится в прямой корреляционной зависимости от содержания висмута, серебра и отчасти олова.

Специальное изучение изменений вмещающих пород на месторождении *Голдфилд* с широким применением рентгеноструктурного анализа осуществлено Р.Д. Харви и Ч.Дж. Виталиано (Harvey, Vitaliano, 1961). Согласно их данным, выделяется три зоны изменений: внешняя – пропилитовая, средняя – аргиллитовая и внутренняя – алунит-кварцевая.

Пропилитизация имеет площадное распространение. Новообразованными минералами пропилитизированных пород являются хлорит, хлорит-вермикулит, кальцит и антигорит.

Мощность зоны аргиллизации от 6-7 до 60-65 м. Новообразованиями в этой зоне являются монтмориллонит, иллит, каолинит и кварц с подчиненным количеством смешанно-слоистых образований монтмориллонит-иллита и галлуазита, а также гематита, лейкоксена, ярозита и гипса. Зона аргиллизации расчленяется на две подзоны: внешнюю – монтмориллонитовую и внутреннюю – иллитовую. Сопоставление анализов минералов, слагающих зоны, показывает, что по мере продвижения во внутреннюю часть метасоматической колонки усиливается степень выщелачивания оснований, которое идет на фоне нарастания потенциала калия.

Алунит-кварцевая зона представляет собой собственно рудное тело. Породы в этой зоне состоят из алунита, каолинита, опала, гематита, ярозита, галлуазита, гипса, эпидота, рути-

ла и сульфидов. От зоны аргиллизации она отделяется резким контактом.

Таким образом, месторождение *Голдфилд* является редким, если не единственным примером, когда золоторудные тела сложены алунином. Присутствие этого минерала указывает на весьма близповерхностные условия формирования оруденения. В. Линдгрэн, ссылаясь на Ф.Л. Рэнсома, оценивал глубину формирования месторождения в 30-60 м. Р.Д. Харви и Ч.Дж. Виталиано на основании температурных и барометрических определений считают интервал формирования оруденения от поверхности до 300 м.

До глубины 30-45 м от современной поверхности руды месторождения *Голдфилд* были окисленными и превращенными в мягкую бурую массу. По содержанию золота они существенно не отличались от первичных руд.

Месторождения золото-мышьяковисто-сульфидных руд штата Невада (США) образуют пояс субмеридионального простирания – золотоносную провинцию. Месторождения приурочены к окремненным богатым битуминозным веществом глинисто-известковым толщам палеозойского возраста, большинство месторождений локализовано в силур-девонской доломитистой формации Роберт Маунтинс (Roberts Mountains Formation), которая и контролирует, в основном, положение золотоносной провинции. В то же время провинция тяготеет к валлообразному поднятию, разделявшему в палеозое области эв- и миогеосинклинального режима развития, что объясняет также многоярусное развитие джаспероидизации по доломито-известковым горизонтам и чередование углисто-глинистых и известковых фаций в пределах формации.

Рудные районы («тренды») в пределах провинции связаны со скрытыми разломами северо-западной ориентировки, диагональными к общему простиранию золотоносного пояса. В рудном районе («тренде») Карлин с 1965 по 1989 гг. добыто более 250 т золота. Запасы золота на месторождении *Карлин*

оцениваются в 121 т, а на месторождении *Голд Кворри* - 255 т. Суммарные запасы золота в известных к настоящему времени месторождениях данного *рудного района* составляют 2160 т. Вместе с тем достаточно высок и потенциал новых открытий. Так статистическая обработка показала, что распределение запасов золота на месторождениях рудного района подчиняется логнормальному закону. Однако "усеченный" снизу абрис кумулятивной кривой распределения запасов золота на месторождениях рудного района демонстрирует высокие перспективы прироста запасов за счет открытия новых мелких месторождений (с запасами золота менее 7-8 т). Предполагается, что эти месторождения не были открыты ранее именно из-за своих мелких размеров.

Рудные поля в рудном районе («тренде») *Карлин* тяготеют к тектоническим окнам палеозойских карбонатных пород в кремнистых отложениях, надвинутых с запада по региональному надвигу.

Месторождение Карлин. Описание приведено в трудах А.С. Радтке и др., Ф.В. Диксона и др., Д.М. Хаусена, П.Ф. Керра (Hausen, Kerr, 1968) и др., опубликованных в 1973-1980 годы. Вопросы его генезиса рассмотрены дополнительно А.С. Радтке и Б.Дж. Шейнером (Radtke, Scheiner, 1970). К концу эксплуатации месторождения в 1982-1983 гг. из его недр было извлечено около 110 т Au.

Месторождение относится к новому, очевидно весьма перспективному, но трудно открываемому типу зон вкрапленности субмикроскопического золота в известняках, сопровождающихся окварцеванием последних.

Оруденение приурочено к верхней части формации Роберт Маунтин (D-S), представленной тонкополосчатыми слоями глинистых доломитов мощностью 245 м. Ниже она сменяется доломитсодержащими алевролитами. Породы формации падают в северном направлении под углом 25-40°. Перекрывают они серыми известняками формации Попович (D₁). Последние обнажаются прерывистой полосой, так как на них и

отчасти на породы D-S по крутопадающему взбросу Роберт Маунтин надвинуты тонкослоистые кремнистые и углисто-глинистые сланцы формации Винини (O₂). На обоих флангах рудоносный участок (и в том числе взброс) пересечен двумя разломами (Западным и Восточным) северо-северо-западного простирания (рис. 1.20).

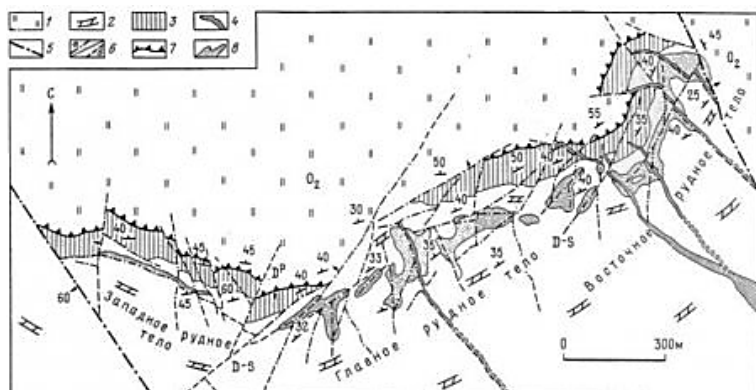


Рис. 1.20. Геологическая схема месторождения Карлин (по А.С. Радтке и Ф.В. Диксону, с некоторыми упрощениями): 1 - кремнистые и углисто-глинистые сланцы (O₂); 2 - глинистые доломиты (D-S); 3 - известняки (D₁); 4 - дайки гранодиорит-порфиров (J₃-K); 5 - протяженные, возможно рудоконтролирующие разломы; 6 - непротяженные разломы: а - прослеженные участки, б - фланговые участки, 7 - взброс Роберт Маунтинс; 8 - золоторудные залежи

От Восточного разлома отделяется несколько дорудных даек гранодиорит-порфиров (J). Разломы выступают в роли локальных рудоконтролирующих нарушений. Между ними заключено все золотое оруденение, представленное Восточным, Главным и Западным рудными телами пластовой формы, в целом согласными со слоистостью. Границы их определяются только опробованием. Каждое из них представляет собой не единый пласт, а систему пластовых залежей, выклинивающихся на флангах, в меньшей степени по падению, и сме-

няющихся (с небольшим перерывом) новыми залежами, расположенными стратиграфически несколько выше или ниже выклинившегося тела. На стыке Главного и Восточного рудных тел пластовые залежи размещаются в два яруса друг под другом. От лежачего бока некоторых пластовых залежей, вниз по падению отделяются секущие залежи-апофизы небольшой мощности. Одна из апофиз, отщепляющаяся от центральной пластовой залежи Главного тела, прослеживается вверх по восстанию. Наличие секущих апофиз связано с тем, что рудоносный участок между рудоконтролирующими разломами пересечен, кроме того, двумя сериями секущих дорудных разрывов, вытянутых с севера на юг и на северо-восток. Падают они на восток и северо-запад. Залежи-апофизы пространственно совпадают, по крайней мере, с первой серией нарушений, которые, вероятно, играли роль локальных каналов для поднимающихся рудоносных растворов.

Изучение руд, изотопии их, а также газовой-жидких включений показало, что залежи образовались в результате замещения карбонатных минералов, слагавших тонкополосчатые слои в углеродсодержащих доломитах. В ранние стадии минерализации карбонаты выщелачивались гидротермальными растворами и замещались кварцем, глинистыми минералами (от 20 до 60 % в массе руды) и пиритом (0,7-10 %). В продуктивную стадию кристаллизовалось золото (на 90 % тонкодисперсное, размером не более 0,2 мкм), киноварь, реальгар, аурипигмент, антимонит, самородный мышьяк. Стадия закончилась формированием баритовых жил и выделением в них галенита, сфалерита, халькопирита, теннантита, сульфоантимонитов Ag, иорданита. Эти жилы не содержат Au. Локализовались они в разрывах субмеридионального, отчасти северо-западного простирания, а также вдоль контактов даек и в межпластовых трещинах. А.С. Радтке и Б.Дж. Шейнер в 1970 году установили рудоосаждающую роль углерода (обычно доли процента), заключенного в рудовмещающих доломитах. Выяснено, что золото частично осаждалось, а частично связы-

валось первоначально в золотоорганические соединения. Температура – в начале рудообразования 175-200°C, поднялась к концу выделения сульфидов до 300°C. Изотопия N и O_2 свидетельствует об интенсивном смешении гидротермальных растворов с метеорными водами, чем, возможно, и объясняется скоротечное образование тонкодисперсного золота. Околорудные метасоматиты образуют зоны окварцованных и аргиллизированных пород, содержащие также новообразованный кальцит.

Таким образом позиция месторождения *Карлин* внутри рудного поля определяется положением надвига Робертс Маунтинс и рудовмещающей моноклиально залегающей одноименной формацией (D-Srm), сложенной сланцеватыми алевролитистыми известняками, доломитистыми известняками и алевролитами.

Оруденение приурочено к карбонатным породам формации Роберт Маунтинс нижнего силура, сложенным кальцитом (40-50 %), доломитом (10-15 %), кварцем (20 %), иллитом (5-10 %), монтмориллоном (5-20 %), каолинитом (2 %). Слои формации Роберт Маунтинс стратиграфически несогласно перекрыты девонскими карбонатными отложениями формации Попович. Вся толща падает моноклиально под углом не более 30°, разбита крутопадающими тектоническими нарушениями и прорвана дайками кварцевых порфиров.

Рудные тела представлены пологими согласно залегающими залежами сульфидных вкрапленных руд в литологически благоприятном горизонте (верхние 250 м формации Робертс Маунтинс) под толщей доломитистых и алевритистых известняков формации Попович (Dp), их границы определяются по данным опробования. Рудовмещающий горизонт под действием гидротермальных изменений и в результате выщелачивания карбонатов представлен пористыми ожелезненными глинистыми и доломитистыми алевролитами напоминающими породы нефтяных ловушек. Локальные структуры представлены крутопадающими сбросами, которые определи-

ли блоковую структуру месторождения. В различных блоках известны три рудных тела: Западное, Главное и Восточное. Изверженные породы обнажены на месторождении слабо и представлены редкими гранодиоритовыми дайками (J-K). Помимо рудных зон, на месторождении отмечены также пострудные кварцевые, баритовые и кальцитовые жилы. Вблизи рудных зон вмещающие известняки особенно интенсивно выщелочены, наблюдаются тела углеводородов (битумов) и джаспероидов.

Главное рудное тело представляет собой неправильную по форме, но в целом согласную с напластованием пород залежь (рис. 1.21). В рудном интервале карбонатные породы осветлены, окварцованы и содержат обильные «пятнистые» новообразования глинистых минералов. Участки с промышленным оруденением выделяются только на основании опробования.

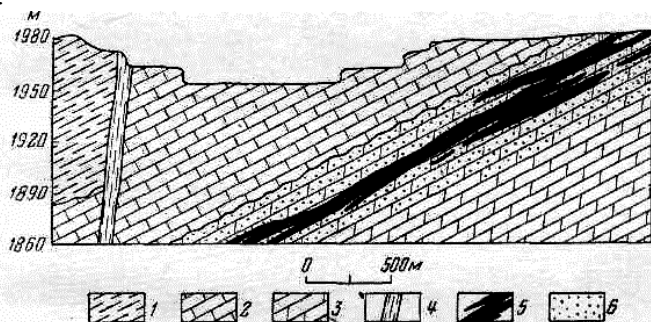


Рис. 1.21. Геологический разрез через месторождение Карлин (по Д.М. Хаусену и П.Ф. Керру): 1 - формация Винини (С) - сланцы и кварциты; 2 - формация Попович (D) - серые известняки, локально доломитовые и глинистые; 3 - формация Роберт Маунтинс (S₁) - тонкослоистые доломитистые и глинистые алевролиты; 4 - разрывное нарушение; 5 - рудная зона; 6 - измененные (осветленные) породы

Руды месторождения *Карлин* четко разделяются на окисленные и неокисленные. Окисленные руды состоят из тонкозернистой смеси кварца, иллита, каолинита и гидроокислов

железа. В окисленных рудах преобладает тонкое (в среднем 5 мкм) свободное золото.

Неокисленные руды характеризуются обильной сульфидной вкрапленностью, а также развитыми в подчиненных количествах углеводородами (битумами), аморфным углеродом, баритом и остаточными кальцитом, доломитом и иллитом. Среди сульфидов преобладает пирит, отмечены также арсенипирит, реальгар, аурипигмент, антимонит, киноварь, сфалерит, галенит. Неокисленные руды являются упорными, что связано с субмикроскопическими размерами выделений золота (менее 0,2 мкм) и адсорбцией золота углистым веществом. Большая часть золота слагает каймы на поверхности зерен пирита и выполняет в них микротрещинки. В среднем неокисленные руды содержат 8 г/т золота, 25 г/т ртути, около 50 г/т таллия, 100 г/т сурьмы и 400 г/т мышьяка.

Золото на месторождении чрезвычайно мелкое. Около 90 % его субмикроскопическое, т.е. не превышает в поперечнике 0,2 мкм. Под электронным микроскопом установлено наличие овальных частиц размером менее 5 нм, которые диагностированы как золото. Помимо золота из рудных минералов наиболее распространен пирит, содержание которого от 0,7 до 3 %, местами до 10 %. Отложение пирита предшествовало выделению золота. Из других рудных минералов указывается присутствие самородного мышьяка в виде сферических выделений размером от 2 до 30 мкм в диаметре, киновари, реальгара, аурипигмента, антимонита, галенита, сфалерита, иорданита ($Pb_{14}As_7S_{24}$), теннантита. На месторождении развиты также баритовые жилы и прожилки, частично приуроченные к контактам даек, нарушениям и поверхностям стратиграфических несогласий между карбонатными толщами. Эти жилы и прожилки минерализованы тонкокристаллическим пиритом, галенитом, реальгаром, антимонитом, но в отношении золота интереса не представляют.

Последовательность минералообразования на месторождении *Карлин* представляется следующим образом. Ранние

гидротермальные флюиды растворили кальцит и отложили кварц. В ходе главной гидротермальной стадии произошел привнос Si, Al, K, Ba, Fe, S и органического вещества, а также Au, As, Sb, Hg и Tl; отлагались кварц, пирит, глинистые калиевые минералы, продолжал вымываться кальцит. Главная стадия рудоотложения завершилась образованием баритовых жил и бурным вскипанием растворов с отделением от них летучих компонентов H_2O , CO_2 , H_2S , что привело к формированию серной кислоты на верхних уровнях месторождения и последующему интенсивному кислотному выщелачиванию и окислению близповерхностных пород. Вслед за этой гидротермальной стадией произошло повторное гипергенное окисление верхней части месторождения под действием грунтовых вод.

По данным газовой-жидкой включений, в ходе главной стадии температуры минералообразования составляли 175-200°C, а соленость растворов – 2-4 вес.% Na-Cl-экв. Во время последующей стадии, когда растворы кипели, температуры достигали 275-300°C, а соленость поднялась до 17,4 вес.% Na-Cl-экв. Физико-химические параметры минералообразования свидетельствуют о близповерхностных условиях. Глубина формирования рудных тел от уровня палеоповерхности оценивается в 300-650 м. По данным изучения изотопов водорода и кислорода, гидротермальные растворы имели метеорное происхождение. Изотопия серы гидротермальных пиритов аналогична диагенетическому пириту из нижней части палеозойского разреза, что указывает на осадочный источник серы.

Возраст оруденения на *Карлине* не имеет точной датировки, однако по ряду косвенных признаков предполагается, что оно связано с термальным воздействием нескрытого интрузива миоценового возраста. Вместе с тем, огромные объемы прожилково-вкрапленной минерализации и ее приуроченность к характерной геологической формации позволяет предполагать первоначальное гидротермально-осадочное син-

генетичное накопление минерализации с ее частичной регенерации в более поздние металлогенические эпохи.

Месторождение *Карлин* отнесено Д.М. Хаусеном и П.Ф. Керром к эпиптермальным наиболее приповерхностным и сопоставляется с месторождениями *Гэтчел*, *Бутстрэн*, *Манхэттен* в Неваде и *Меркур* в Юте, где рудные минералы также рассеяны, образуя вкрапленные участки в карбонатных породах.

Значительный интерес представляет специальное исследование А.С. Радтке и Б.Дж. Шейнером влияния углеродистого вещества рудовмещающей карбонатной толщи на осаждение золота. Ими установлено, что углеродистый материал в породах содержится в виде активированного углерода, смеси гидрокарбонатов с высоким молекулярным весом и органических кислот типа гуминовых. Часть золота адсорбировалась активированным углеродом, а часть образовывала золотоорганические соединения, выпадавшие из золото-хлоридных комплексов, в виде которых предполагается гидротермальный перенос золота. Большая роль органического вещества в осаждении золота на месторождении *Карлин* подтверждена специальными экспериментами с его рудами.

Таким образом, представляется следующая модель формирования месторождения *Карлин*. Растворы метеорного происхождения, вовлеченные в циркуляцию под действием тепла миоценового интрузивного массива, воздействуют на глубине на материнские породы, выщелачивая из них рудные и жильные компоненты, и мигрируют по крутопадающим сбросам вверх до благоприятного для рудоотложения горизонта, приуроченного к верхней части формации Робертс Маунтинс.

Месторождение *Карлин* обрабатывается открытым способом. К настоящему времени в отработку вовлечены лишь верхние уровни месторождения, на которых развиты легкообогатимые окисленные руды. Упорные неокисленные руды пока не обрабатываются. Технология обогащения включает

дробление, измельчение руд и цианирование с использованием метода кучного выщелачивания.

Месторождение Голд Кворри характеризуется высокой степенью сходства с месторождением *Карлин*, поэтому на его примере можно рассмотреть зональность метасоматических новообразований и особенности распределения золота на месторождениях данного типа.

Рудная минерализация на *Голд Кворри* наиболее тесно связана с процессом окварцевания. Вслед за окварцеванием на относительно небольшой глубине от палеоповерхности произошло формирование алунита. Затем в ходе последней гипогенной стадии образовался иллит на приповерхностных уровнях и каолинит на глубине. В ходе гипергенного этапа верхняя часть месторождения до глубины 200 м подверглась глубокому окислению, сопряженному с выносом карбонатов. На *Голд Кворри*, как и на других месторождениях описываемого типа, обрабатываются только окисленные руды, а первичные являются упорными.

Распределение золота на *Голд Кворри* подтверждает рудоподводящую роль крутопадающих сбросов. Вдоль основных крутопадающих сбросов концентрируются участки богатых руд. Следующим по значению фактором локализации золота является литология вмещающих пород: более предпочтительны их пористые разности.

Месторождение Кортец в штате Невада (США), открытое в 1966 г., во многом сходно с месторождением *Карлин*, хотя имеет и отличия от него. Наиболее полное описание месторождения дано Дж.Д. Уэллсом, Л.Р. Стойзером и Дж.Э. Эллиотом (Wells et., 1969).

Месторождение оценено в 3,4 млн т руды со средним содержанием золота 9 г/т, что составляет примерно 30,5 т золота.

Оруденение приурочено к полосчатым черным алеврити-

стым известнякам и доломитам силурийского возраста формации роберт маунтинс, тем же, что и на месторождении *Карлин*, прорванным силлоподобным телом палеогеновых биотит-кварц-санидиновых порфиров, имеющих возраст 34 млн лет (рис. 1.22). Порфиры, так же как и известняки, каолинизированы, но не золотоносны.

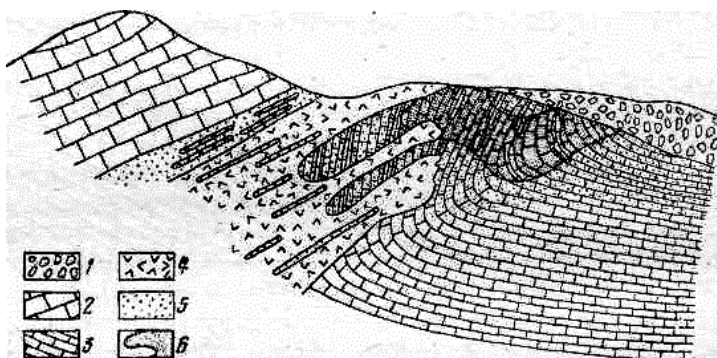


Рис. 1.22. Геологический разрез месторождения Кортец (по Дж.Д. Уэлсу, Л.Р. Стойзеру и Дж.Э. Элиоту): 1 - четвертичные отложения; 2 - известняки формации венбан (D); 3 - известняки и известковистые алевролиты формации роберт маунтинс (S_1); 4 - биотит-кварц-санидиновые порфиры (T); 5 - зона измененных (окремненных, осветленных и окрашенных гидроокислами железа в бурый цвет) известняков; 6 - золоторудное тело

Рудой на месторождении *Кортец* являются интенсивно замещенные халцедоном, осветленные и окрашенные гидроокислами железа в красный цвет брекчированные известняки и известковистые алевролиты, содержащие чрезвычайно тонкую вкрапленность золота. Сопоставление химического состава исходных и измененных в рудной зоне известняков показало, что из петрогенных элементов в них заметно возрастает содержание SiO_2 (с 28 до 47 %) и уменьшается содержание кальция и CO_2 . Железо в неизмененных известняках содержится во вкрапленном пирите в количестве около 1 %. Этот

пирит считается диагенетическим. При гидротермальном воздействии он окисляется и замещается гидроокислами, причем общее содержание железа в породе не изменяется. Вместе с тем в зонах изменений значительно возрастает содержание таких элементов-примесей, как мышьяк, сурьма, ртуть, а также вольфрам и медь. Углистое вещество выносятся из пород при гидротермальном воздействии, но связи его с золотом, в отличие от того, что имеет место на месторождении *Карлин*, не намечается.

Золото на месторождении выделяется в виде частиц размером от 0,5 до 10 мкм, очень редко встречаются золотины размером до 0,1 мм. Золотины локализируются между зернами алевролитов, в тончайших кварцевых прожилках и в гематит-гётитовых псевдоморфозах по кристаллам пирита. Дж.Д. Уэллс предполагает, что часть золота могла переходить в руды из рассеянного пирита. Однако поскольку среднее содержание в последнем составляет 0,6 г/т, а количество пирита не превышает 1 %, то для получения имеющихся запасов золота нужно было бы переработать объем вмещающих пород, в 1700 раз превышающий тот, который имеется на месторождении. В связи с этим несомненно дополнительный привнес золота гидротермальными растворами. Наличие его подтверждается указанным привносом элементов-спутников золота.

Месторождение *Кортец* открыто при проверке мышьяково-сурьмяно-вольфрамово-ртутной геохимической аномалии, причем к подобным аномалиям приурочены и другие месторождения северной части Невады различных типов.

Прочие крупные месторождения рассматриваемой провинции относятся к комплексным золотосодержащим.

Месторождение Калгурли является наиболее крупным из месторождений на рассматриваемой территории и одним из крупнейших в Австралии и во всем мире. Из него с начала разработки месторождения в 1893 г. по 1962 г. добыто 1 334 450 кг золота. Запасы на 1 июля 1961 г. оценивались в 10,2

млн т руды со средним содержанием 9,2 г/т или 94 т золота. Среднее содержание золота в добытой руде составляет 13,02 г/т, причем наблюдалось постепенное снижение содержания золота по мере отработки месторождения. Так, в 1903 г. оно составляло 35,3 г/т, в 1929 г. 20,0 г/т, в 1941 г. 8,4 г/т, в 1950 г. 7,6 г/т, в 1962 г. 7,75 г/т.

Глубина разработки месторождения в настоящее время около 1200 м.

Геологическое строение месторождения освещено в ряде работ, из которых наиболее полные принадлежат Р. В. Вудоллу («Geol. Austr...», 1965), Дж. Д. Кемпбеллу («Geol. Austr..., 1953).

Вмещающая толща месторождения относится к серии калгурли и представлена покровами основных эффузивов, силлами пород основного состава, в меньшей степени туфогенными и осадочными породами. Р.В. Вудолл выделяет следующие породы (сверху вниз):

- 1) слои блэк флег – рассланцованные туфы, кислые и средние лавы и агломераты, песчаники, сланцы, кварциты.....3000 м;
- 2) долериты голден майл – кварцевые метадолериты и габбро с подчиненным количеством более основных пород (предположительно силл)..... 300-750 м;
- 3) парингские базальты – метабазальтовые лавы, частично подушечные с подчиненными прослоями сланцев...300-900 м;
- 4) долериты вилльямстоун – метадолериты и метагаббро, переходные к кварцевым метадолеритам вверху и горнблендитам в основании (предположительно силл).....150-300 м;
- 5) сланцы кэпан – графитистые сланцы.....3 м;
- 6) базальты девон консолс – метабазальтовые подушечные лавы. 60-150 м;
- 7) серпентиниты хеннанс лейк..... 300-600 м.

Почти все золотое оруденение локализовано в долеритах голден майл, которые в ранние годы изучения месторождения называли «молодыми зеленокаменными породами».

Основные изверженные породы находятся в альбит-эпидот-амфиболовой фации регионального метаморфизма.

Структура месторождения определяется наличием серии крутых изоклинальных складок, осложненных согласными разрывами (рис. 1.23). Главную роль играет синклинали Калгурли, в замковой части которой среди долеритов голден майл обнажается узкая полоса сланцев блэк флег. Они очень обильно насыщены дайками и неправильными телами альбитовых порфиров и ранее описывались даже в целом, как «дайка Боулдер». В ядре синклинали проходит сброс Голден Майл с амплитудой около 3000 м.

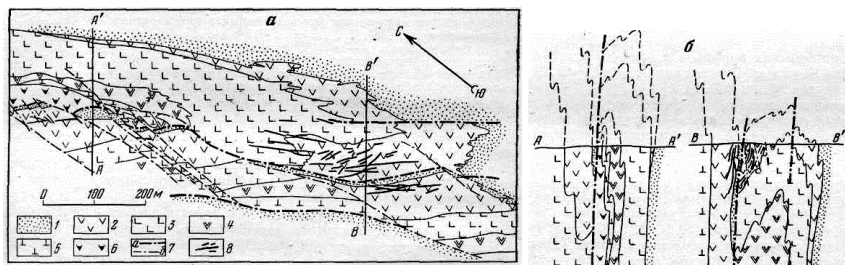


Рис. 1.23. Геологический план (а) и разрезы (б) месторождения Калгурли (по Р.В. Вудоллу): 1 - слои блэк флег; 2 - долериты голден майл; 3 - парингские метабазалты; 4 - долериты вильямстоун; 5 - метабазалты девон консолс; 6 - серпентиниты хеннанс лейк; 7 - тектонические нарушения: а - крупные, б - прочие; 8 - рудные залежи

Преобладающая часть (98 %) всего оруденения локализована вблизи от осевой части синклинали Калгурли висячем и лежащем боках указанного сброса. В соответствии со склонением шарнира складки имеет место и четкое склонение оруденения к югу под углом 16° . Часть оруденения контролируется также дополнительными антиклинальными и синклинальными складками. Наряду с этим площадь распространения оруденения ограничена двумя косыми по отношению к складчатым структурам сбросами: с севера – сбросом Голден

Пайк и с юга – сбросом № 1. Р.В. Вудолл указывает, что «хотя складчатые структуры оказывают влияние как на общее размещение минерализации, так и на локализацию рудных столбов, косые сбросы, наложенные на складчатые структуры, имеют более прямое влияние на размещение рудной минерализации» («Geol. Austr...», 1965).

В отношении роли изверженных пород в локализации оруденения вопрос не вполне ясен. Ранее считалось, что в центре рудного поля находится единая так называемая Боулдерская дайка альбитовых порфиров, но впоследствии было выяснено, что часть пород, считавшихся дайковыми, принадлежит к измененным осадочным породам. Тем не менее, обилие более тонких даек альбитовых порфиров не оспаривается. Значительная часть рудных тел располагается параллельно этим дайкам, хотя и не в них самих. Имеется также большое количество других кислых и основных даек в пределах рудного поля, но специально они, очевидно, не изучались. Ближайшие выходы гранитов отстоят от месторождения на 24 км.

По типу месторождение *Калгурли* относится к зонам золотоносной сульфидной вкрапленности. Кварцевые жилы имеют совершенно подчиненное значение, и из них добыто не более 2 % золота. Всего на месторождении известно около 300 рудных тел. Мощность их от 0,6-1 до 24 м. В составе рудных минералов главное значение имеют пирит и теллуриды, среди которых указываются калаверит, петцит, сильванит, калгурлит. Кроме того из рудных минералов встречены следующие: халькопирит, сфалерит, галенит, пираргирит, энаргит, лёллингит. Г. Бейкер (Baker, 1958) указывает также на присутствие в составе руд селенида меди, с которым ассоциируют обычно богатые руды.

Из жильных минералов в составе руд участвуют кварц, альбит, карбонаты, а также редкий ванадиевый силикат роскоэлит и флюорит. К сожалению, описаний форм выделения этих минералов найти не удалось.

Подробное описание теллуридов в *Калгурли* давали мно-

гие авторы. Последние сведения, увязанные с экспериментальными исследованиями и общим физико-химическим анализом системы Au-Te, даны Н.Л. Маркхамом (Markham, 1960). Этот автор приводит следующие наиболее распространенные парагенетические ассоциации теллуридов, типичные для Калгурли: колорадоит-калаверит, колорадоит-калаверит-петцит, колорадоит-золото, колорадоит-калаверит-тетраэдрит, сильванит-гессит, петцит-сильванит-гессит. Кроме того, встречаются более редкие парагенетические ассоциации, что, однако, обусловлено не физико-химическими и термодинамическими условиями, а присутствием в их составе более редких элементов. В качестве примеров таких ассоциаций приводятся: самородный теллур-сильванит и сильванит-эмпрессит, а также развитие таких теллуридов, как алтаит, тетрадимит, нагиагит и мелонит.

Золото в *Калгурли* встречается как свободное, так и в составе теллуридов и субмикроскопическое в пирите. Последний содержит 31-33 г/т золота.

В кварцевых жилах, распространенных весьма незначительно только в северной части рудного поля, теллуридов не содержится, а пирит более грубозернистый.

По данным А.С. Ритчи (Ritchie, 1963), устанавливается очень большой температурный интервал формирования месторождения. Первым отлагался пирит при температуре выше 500°C, температура формирования сфалерита 350-400°C. Вместе с тем теллуриды отлагались при сравнительно низкой температуре; так как калаверит встречается в анизотропной модификации, он сформировался при температуре ниже 184°C; гессит также анизотропен, что позволяет установить температуру его образования выше 149°C.

Вмещающие оруденение основные изверженные породы интенсивно гидротермально переработаны; внешне это выражается в их осветлении. В целом изменения относятся к обычному для месторождений золота типу, который может быть назван лиственитизацией в широком понимании этого

термина и который минералогически выражается в развитии ассоциации минералов, состоящей из серицита, кварца и карбоната. В работе В. Линдгрена (Lindgren, 1906) приведены химические анализы измененных пород месторождения Калгурли в сопоставлении с исходными амфиболитами (табл. 1.4).

Таблица 1.4. Химический состав амфиболитов и их измененных аналогов в рудной зоне месторождения Калгурли по В. Линдгрону (Lindgren, 1906)

Компоненты	3231*	1936	206	1753	1751
SiO ₂	48,86	57,72	51,27	46,94	42,01
Ti O ₂	0,22	.1,13	0,23	0,14	0,81
Al ₂ O ₃	14,91	9,68	13,85	12,49	8,42
Fe ₂ O ₃		6,49	1,54	0,33	2,45
FeO	11,13	9,17	2,63	9,20	15,76
MgO	7,65	1,63	4,18	3,56	1,57
CaO	12,19	5,05	6,40	6,43	7,07
Na ₂ O	2,58	3,92	1,78	1,84	2,62
K ₂ O	0,19	0,12	2,37	2,57	1,15
H ₂ O ⁻	0,04	0,16	0,40	0,09	0,23
H ₂ O ⁺	1,51	1,51	0,22	0,30	0,67
CO ₂	Нет	1,84	8,02	13,41	15,65
MnO	0,90	0,09	Следы	0,32	0,41
P ₂ O ₃			»		
Te			»		
FeS ₂			8,41	2,28	0,30
Сумма	100,18	98,51	101,30	99,90	99,12

*3231 – наиболее представительный исходный амфиболит; 1936 – слегка измененный амфиболит; 206 – сильно смятая измененная порода с хлоритом и серицитом из рудника Лейк-Вью Консолс с глубины 90 м содержит золота 298,5 г/т, серебра 197,4 г/т (по В. Линдгрону, анализ может быть дефектный); 1753 – измененный амфиболит из рудника Иванхое с глубины 120 м, содержит следы золота; 1751 – амфиболит, переработанный в сидеритовую породу, из рудника Иванхое с глубины 120 м.

Для химизма изменений характерен значительный принос CO₂ и калия и некоторый вынос кремнезема и натрия.

Выносятся также железо, магний и кальций. Подобный химизм изменений типичен для многих золоторудных месторождений.

Э.К. Кларк и Х.А. Эллис (Clark, Ellis, 1939) указывают, что карбонатизация пород относится к первому этапу метасоматических преобразований и распространена шире, чем рудные залежи. В это же время в амфиболитах происходило новообразование магнетита. Ко второму этапу изменений вмещающих пород относится серицитизация, которая очень благоприятна в качестве оценочного критерия золотого оруденения. В этом же этапе происходит преобразование магнетита в пирит. Самый поздний рудный этап выделения теллуридов и золота практически не сопровождался метасоматическими преобразованиями пород.

Зона окисления на месторождении имела глубину от нескольких метров до 60 м. Содержание золота в ее пределах было несколько выше, чем в первичных рудах (25-60 г/т).

С месторождением была связана богатая, но очень небольшая аллювиальная россыпь.

Непосредственным продолжением рудного поля Калгурли к северу является месторождение *Хеннанс Нордз*. В 1953 г. глубина шахты на нем составляла 525 м. От собственно *Калгурли* оно отличается отсутствием теллуридов и существенно кварцевым характером руд. Э.П. Юттинг («Geol. Austr...», 1953) указывает следующие этапы формирования данного месторождения:

- 1) отложение древних зеленокаменных пород, перекрытых осадочными породами и прорванных силлом молодых зеленокаменных пород;
- 2) складчатость и заложение ослабленных направлений;
- 3) интрузия даек порфириров вдоль ослабленных направлений;
- 4) главный – период развития трещиноватости и движений по разломам;
- 5) рудоотложение;

б) слабое сбросообразование.

К сожалению, несмотря на обилие работ, посвященных геологии месторождения *Калгурли*, вопросы его генезиса и связи оруденения с магматизмом исследователи месторождения затрагивали очень мало. Главное внимание почти во всех работах уделяется описанию структуры месторождения и структурным закономерностям размещения отдельных рудных тел. Как уже упоминалось выше, Р.Т. Прайдер («Geol. Austr...», 1965) в общем очерке геологии и минералогии Западной Австралии генетически связывает сульфидно-вкрапленное оруденение *Калгурли* с толеитовой магмой, производными которой являются молодые зеленокаменные породы (долериты голден майл). Кварцевые жилы, так же как и кислые дайки, он считает генетически связанными с посткинematическими, но также архейскими гранитоидами. При этом месторождение *Калгурли* оказывается сформированным в два разновозрастных этапа, хотя прямых доказательств этого нет, и прямо никто из исследователей на это не указывает.

По аналогии с более детально изученными месторождениями золота Канадского щита можно предположить, что дайки альбитовых порфиров, развитые в *Калгурли*, являются дифференциатами основной магмы, давшей зеленокаменные породы, и что с процессами дифференциации этой магмы связано также все золотое оруденение. Наложение минерализации на рассланцевание и трещиноватость пород не противоречат этому предположению, имея в виду длительность процессов становления магматических тел и рудообразования.

Некоторые исследователи месторождения *Калгурли* (Tomich, 1960) считают ведущим в локализации богатого оруденения стратиграфический контроль, предполагая сингенетичное накопление золота с кварцевыми долеритами и последующее его перераспределение при тектонических процессах. Однако эта точка зрения, не подкрепленная специальными детальными исследованиями, широкого признания не получила.

Рудное поле Норсмен, открытое в 1892 г., находится в 190 км южнее *Калгурли*. Оно включает ряд месторождений, в целом приуроченных к пачке зеленокаменно измененных эффузивно-осадочных пород среди гранитов и гранито-гнейсов.

Со времени открытия месторождения рудного поля интенсивно разрабатываются. По данным Х.И. Э. Холла и К. Беккера («*Geol. Austr...*», 1965), с 1893 г. на нем добыто 82 343 кг золота. Ежегодная добыча составляет с 1963 г. около 3 т. В 1961 г. в пределах рудного поля были открыты новые богатые руды на участках *Кроун* (с содержанием золота 38 г/т) и *Сев. Марароа* (47 г/т). В 1965 г., по данным А.Дж. Гурлей (Gourlay, 1966), компанией Централ Норсмен ГолдКорпорейшен было добыто 182 589 т руды, из которых получено 2958,1 кг золота. На предприятии работало 304 человека. Глубина отработки месторождения в 1962 г. достигала 910 м.

Среднее содержание золота в рудном поле *Норсмен* составляет 12,3 г/т, серебра – 9 г/т.

Разрез рудовмещающей толщи на описываемом рудном поле, по данным Х.И. Э. Холла и К. Беккера, весьма сложен и представлен чередованием основных эффузивов, графитистых сланцев, джеспилитов, включающих многочисленные силлы габбро и долеритов.

Все рудовмещающие породы падают к западу под углом около 60° и осложнены рядом дополнительных складок. Рудоконтролирующей структурой является мощная зона рассланцевания, простирающаяся согласно с вмещающими породами, но падающая навстречу им на восток под углом 45°. Вследствие пересечения этой зоны со слоистостью наблюдается пологое склонение оруденения к северу.

На месторождении распространено большое количество дайковых пород, внедрение которых тесно связано с формированием оруденения во времени. Наиболее многочисленны дайки кварцевых и альбитовых порфиров, которые залегают согласно с зеленокаменной толщей, приурочиваясь к определенной ее части. Мощность этих даек изменяется от весьма

небольшой до 100 м. Они отчетливо предрудные. Дайки часто сопровождаются кварцевыми жилами и, по мнению Х.А. Эллиса («Geol. Austr...», 1953), могут, как и во всей Западной Австралии, быть использованы в качестве поискового признака на золотое оруденение. Вместе с тем размещение жил в контактах даек не характерно. Те и другие обычно ориентированы под острым углом друг к другу.

Также близки по времени к оруденению широко развитые на рудном поле дайки долеритов и габбро мощностью от 15 см до 20 м, которые падают навстречу рудовмещающей толще, будучи близко согласными с нею по простиранию. Эти дайки тесно связаны с упоминавшимися выше силлами.

Выходы гранитов и пегматитов располагаются в 14 км далее от месторождения. К постзолотому и постгранитному времени относится дайка норита широтного простирания мощностью около 1,5 км. Эта дайка пересекает рудное поле и уходит за его пределы, прослеживаясь примерно на 185 км. Возраст ее очевидно позднедокембрийский.

В рудном поле *Норсмен* выделяется два типа рудных тел: кварцевые жилы и кварцево-сульфидные залежи. Кварцевые жилы, приуроченные к указанной выше вулканогенно-осадочной пачке, падающие навстречу породам под углом около 45°, по простиранию согласны с породами. К этим жилам относятся Кроун, Марароа, Норсмен, Лэди Джен-Валькирия, Принцесс-Ройал. Кроме того имеются небольшие широтные жилы, падающие на юг и простирающиеся под прямым углом к простиранию пород. Они не имеют существенного практического значения.

Сведения о составе жил неполные. Общее количество рудных минералов в них очень небольшое. В жилах Марароа и Баттерфлай, по данным Д. О'Дрисколла («Geol. Austr...», 1953) и Х.А. Эллиса, содержатся галенит, небольшое количество пирита, а также теллуриды – сильванит, гессит, петцит, алтаит и калаверит. Присутствие галенита считается благоприятным оценочным признаком для золотого оруденения.

Золото локализуется либо в контактах жил с вмещающими породами, либо по всей массе кварца. Наблюдается увеличение содержания золота при пересечении жилами измененных габброидных даек. С глубиной при выкручивании жил с 45° до 60° наблюдается одновременное уменьшение мощности жил и содержания золота.

Вообще изгибы жил влияют на размещение золотоносности, что, в частности, указывается для жилы Принцесс-Ройал, в которой изгибами контролировались рудные столбы. Для этой же жилы Д. О'Дрисколлом отмечено, что богатое оруденение на глубине было найдено на основании гипотезы о контроле повышенной золотоносности отдельными горизонтами вмещающих пород. К сожалению, более подробные данные в этом отношении не приводятся.

Полосчатые кварцево-сульфидные залежи представлены рудными телами Лэди Миллер и Айрон-Кинг. По размерам они значительно уступают кварцевым жилам. Залежи приурочиваются к прослоям железистых кварцитов и локализованы в участках их брекчирования и осложнения складок. Обычно оруденелыми бывают замковые части дополнительных складок.

Х.А. Эллис для залежи почти сплошных сульфидов Айрон-Кинг указывает такой состав: в ней преобладает пирит, в очень небольшом количестве присутствует пирротин, еще реже встречается арсенопирит. Содержание золота низкое – согласно нескольким тысячам проб оно составляет 0,15-0,9 г/т. Несколько выше оно в зоне окисления, где проводились сравнительно небольшие работы по добыче золота.

Париж – одно из месторождений рудного поля Норсмен детально описано Х.Дж. Вордом («Geol. Austr...», 1965). Оно открыто в 1914 г., разрабатывалось с 1920 г. по 1961 г., из него добыто 376 кг золота, а с февраля по июнь 1962 г. – 90,2 кг золота и 4026 т меди.

Месторождение относится к кварцевожилному типу приурочено к средне-грубозернистым актинолитовым эпи-

диоритам, а также ультрабазитам. Все породы месторождения преобразованы в биотит-актинолит-плагиоклазовые и тальк-хлорит-актинолит-биотитовые сланцы; развиты также «порфировые альбитовые интрузии» мощностью 3-10 м.

Кварцевые жилы залегают согласно с расщеливанием пород или ориентированы близко к нему. Выделяются два рудных столба – Листера и Финдлея. Кварцевые жилы содержат следующий комплекс сульфидов: пирит, пирротин, халькопирит, арсенопирит, причем пирит и халькопирит замещают арсенопирит. Из нерудных минералов в жилах присутствуют кальцит, доломит, серицит и хлорит. Жилы сопровождаются вкрапленностью сульфидов во вмещающих породах.

Среднее содержание золота в добытой руде 11,5 г/т. Наиболее высокие содержания приурочены к раздувам кварцевых жил, но иногда обогащены золотом также тонкие халькопирит-пирротиновые прожилки. Х.Дж. Ворд указывает, что золото, ассоциирующее с халькопиритом и особенно с арсенопиритом, имеет более низкую пробу, чем заключенное непосредственно в кварце. Вмещающие породы интенсивно карбонатизированы.

На месторождении при поисках новых рудных участков проводились купрометрические съемки и магнитометрия. Этими методами удалось выявить новые рудные тела.

Месторождение Бендиго является одним из крупнейших золоторудных месторождений Австралии и мира. Расположено оно в штате Виктория в 144 км северо-западнее Мельбурна. Характеристика этого месторождения приведена во многих учебниках рудных месторождений, причем особенно известны развитые здесь так называемые седловидные жилы, приуроченные к замковым частям антиклинальных складок.

Месторождение находится в штате Виктория Австралии. Сложено сланцами и песчаниками, с редкими прослоями карбонатных пород нижнего ордовика. Породы собраны в систему тесных складок, осложненных продольными надвигами и

поперечными сбросами. В окрестностях известны массивы верхнедевонских гранитов, с которыми генетически связывается оруденение Бендиго. Весь комплекс пород, структур и рудных жил прорван дайками мончекитов неогенового возраста.

Из недр *Бендиго*, в значительной мере отработанных, за 100 лет (1853-1953 гг.) добыто 695 500 кг золота при содержании его в руде 5-25 г/т. Из россыпей добыто несколько десятков тонн золота. Наиболее глубокие выработки располагались на глубине 1385 м от дневной поверхности. Последние годы добыча золота в *Бендиго* практически не производится, но по данным Ф.Л. Стиллвелла (Still-well, 1961), запасы золота там еще значительны, а месторождение недостаточно разведано и изучено.

На площади месторождения размером 25x5 км выделяется 14 субпараллельных рудоносных антиклинальных складок, оси которых отстоят друг от друга на 200-360 м. Рудные тела выполняют шарниры складок, представляя собой классические седловидные жилы с отходящими от них апофизами или шпорами; кроме того, известны пластообразные и секущие жилы. Обычно они располагаются в несколько ярусов, и общее число их в поперечном сечении рудоносных антиклиналей, вскрытых шахтами до глубины 1400 м, иногда достигает 24. В длину такие тела вытянуты на несколько километров, ширина их 7-15 м, мощность у перегибов достигает 10 м, но быстро сокращается на крыльях складок. Вмещающая толща смята в сжатые складки (*рис. 1.24*).

Детальное описание месторождения и отдельных его особенностей дано в очень большом количестве статей, но подавляющее большинство их относится к первым десятилетиям XX века, когда месторождение интенсивно разрабатывалось. В более позднее время описание его было сделано Д.Э. Томасом («*Geol. Austr...*», 1953), и оно в основном использовано для приводимой ниже характеристики

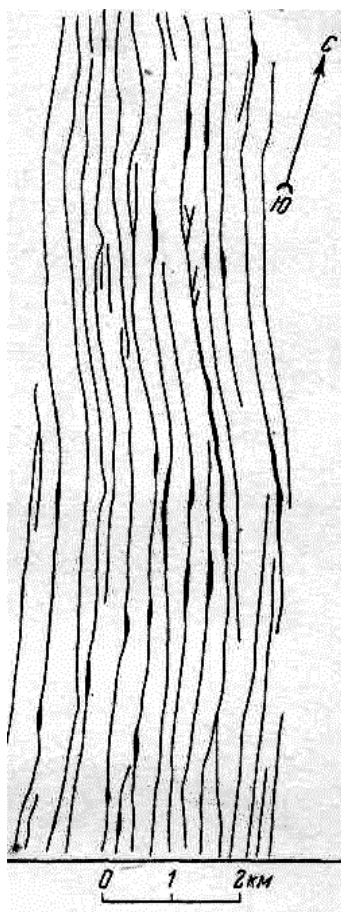


Рис. 1.24. Размещение осей антиклинальных складок на рудном поле Бендиго (по Д.Э. Томасу). Черным показаны участки, наиболее насыщенные золотоносными кварцевыми жилами

Общая площадь рудного поля месторождения *Бендиго* составляет $5 \times 25 \text{ км}^2$. Рудные тела залегают в филлитовидных сланцах и песчаниках с редкими прослоями известковистых пород. Возраст вмещающей толщи нижнеордовикский. Близких по возрасту к оруденению магматических пород на месторождении нет, ближайший выход гранитов находится на расстоянии 13 км. Непосредственно в пределах рудного поля

значительно распространены дайки мончикитов и других пород основного состава мощностью от 10 см до 3 м. Возраст этих даек неогеновый, т. е. внедрение их резко оторвано от оруденения во времени и с ним ни в коей мере не связано.

Согласно ранним работам Э.Дж. Данна и др., общее строение рудного поля представлялось в виде сравнительно простого антиклинория, но позже было установлено его более сложное строение и, в частности, большое значение дизъюнктивных нарушений. По центру поля проходит продольное нарушение, восточнее которого выходят породы верхнего ордовика, практически не золотоносные. Откартирован также ряд поперечных нарушений.

Кварцевые жилы в основном тяготеют к замковым частям антиклинальных складок, локализуясь в местах воздымания шарниров или в купольных структурах. Однако эти седловидные жилы не представляют собой идеальные «седла», подчиненные слоистости пород, но дополнительно осложняются разломами, а иногда и полностью контролируются пересечениями разломов (*рис. 1.25*). Тем не менее, характерным является этажное размещение жил подобного типа. В наиболее глубокой шахте Виктория Кварц Майн глубиной 1385 м были встречены одна под другой 24 седловидные жилы.

Хотя и более редко, но встречаются также жилы, локализованные в синклинальных перегибах слоев, так называемые обратные седловидные жилы. Кроме того, распространено еще значительное количество структурно-морфологических типов жил. Так, выделяются «ножные жилы» («leg reefs»), представляющие собой послойные ответвления от седловидных, «сбросовые жилы», приуроченные к дизъюнктивам, секущим слоистость, неправильные кварцевые тела, а также «отростковые жилы» типа лестничных в слоях песчаников, заключенных среди сланцев. Комбинации жил приводят к созданию кварцевых тел весьма причудливой формы.

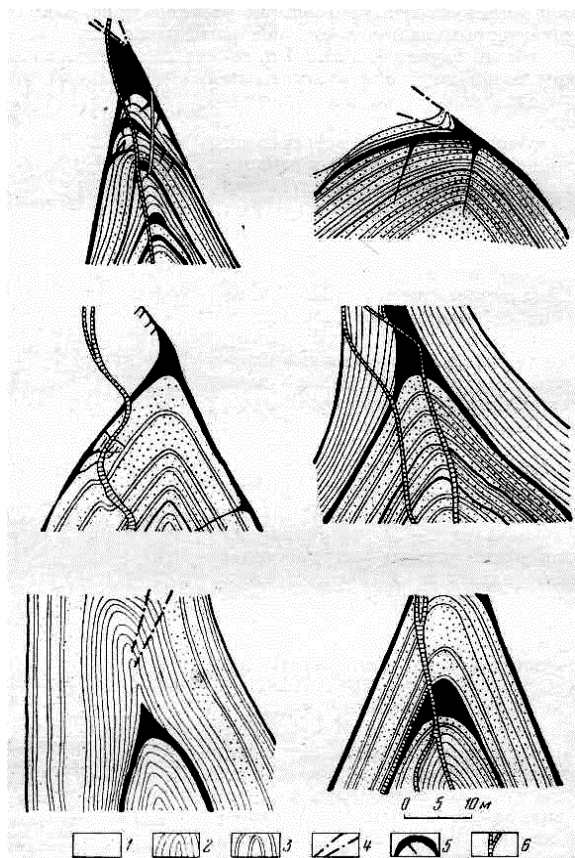


Рис. 1.25. Геологические разрезы типичных седловидных жил месторождения Бендиго (по Д.Э. Томасу): 1 - песчаники и алевролиты; 2 - сланцы; 3 - маломощные прослои сланцев; 4 - разломы; 5 - кварцевые жилы; 6 - дайки мончикитов (неогеновые)

Состав рудных жил месторождения преимущественно кварцевый; содержание сульфидов не превышает 1-2 %. Из жильных минералов кроме кварца встречаются в небольшом количестве анкерит, серицит, карбонаты и редко альбит. На присутствие в жилах альбита указывал еще в 1906 г. В. Линдгрэн (Lindgren, 1906), который противопоставлял при этом

глубинные жилы с альбитом (*Бендиго, Мадзер-Лоуд*) приповерхностным с адуляром (*Крипл-Крик*). Среди сульфидов упоминаются арсенопирит, пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, причем первые два минерала встречаются в основном во вмещающих породах, остальные – в самом кварце. В одной из жил *Бендиго* был встречен также антимонит.

Кварц, слагающий жилы, массивный, белый, местами полосчатый и брекчиевый за счет включений вмещающих пород. На примере жил *Бендиго* проходила довольно длительная дискуссия о механизме формирования жил. Согласно одной из точек зрения решающее значение для заполнения жил имело активное воздействие кристаллизующегося силикатного раствора, как бы раздвигавшего стенки трещины. По другим воззрениям (*Stillwell, 1923* и др.) первоочередное значение имели внешние силы, вызвавшие приоткрывание полостей. Дискутировалась также относительная роль процессов замещения и отложения в свободном пространстве при жилообразовании.

Золото на месторождении *Бендиго* большей частью видимое, весьма неравномерно распределенное в кварце. Небольшое количество тонкого золота заключено также в сульфидах. Благоприятным признаком наличия обогащенных золотом участков является присутствие в жилах галенита и сфалерита. По данным *Д.Э. Томаса*, структурный контроль размещения обогащенных участков жил не установлен. Обычно они приурочены к купольным структурам, но иногда в куполах размещены также и пустые жилы или бедные их участки. Склоняющиеся к северу участки шарниров обычно включают более богатые золотом жилы, но при этом бывают многочисленные исключения.

Околожилные изменения на месторождении практически не проявлены, на что указывал еще *В. Линдгрэн (Lindgren, 1920)*, специально занимавшийся этим вопросом.

Рудное поле *Бендиго* сопровождалось крупными россыпями, которые были открыты здесь в 1851 г. – на два года

раньше коренного месторождения, причем за эти два года из россыпей было добыто около 20 т золота. Точно общее количество золота, добытого из россыпей, связанных с описываемым месторождением, оценить трудно, во всяком случае, оно во много раз меньше, чем количество золота в кварцевых жилах.

Ленский (бодайбинский) тип. Золоторудная минерализация представлена зонами рассеянной сульфидной и кварцево-сульфидной вкрапленности и прожилками вдоль сланцеватости пород, отдельными малосульфидными золото-кварцевыми жилками или зонами сближенных жил и прожилков штокверкового типа среди протерозойских толщ, сложенных песчаниками, сланцами, углеродистыми известняками с прослоями кварцитовидных песчаников, черных углеродистых глинисто-кремнистых сланцев. Рудное золото в Ленском районе связано с кварцевыми жилками и пиритизированными породами. Установлена характерная ассоциация сульфидных жил с железом-магниевыми карбонатами – сидеритом и анкеритом [84].

Рудные зоны прожилково-вкрапленного типа (*Сухоложское* месторождение) сложены вкрапленностью, прожилками, разнообразными линзами, стяжениями главным образом пирита, пирита и карбонатов, сульфидов и кварца. От флангов к центральным частям рудных тел постепенно происходит увеличение концентрации сульфидного и кварц-сульфидного материала. Все это приурочено к плоскостям сланцеватости пород (*рис. 1.26*).

Кварцевые жилы в черносланцевых толщах Бодайбинского синклиория представлены: а) метаморфогенными; б) гидротермально-метасоматическими; в) гидротермальными образованиями трещин выполнения.

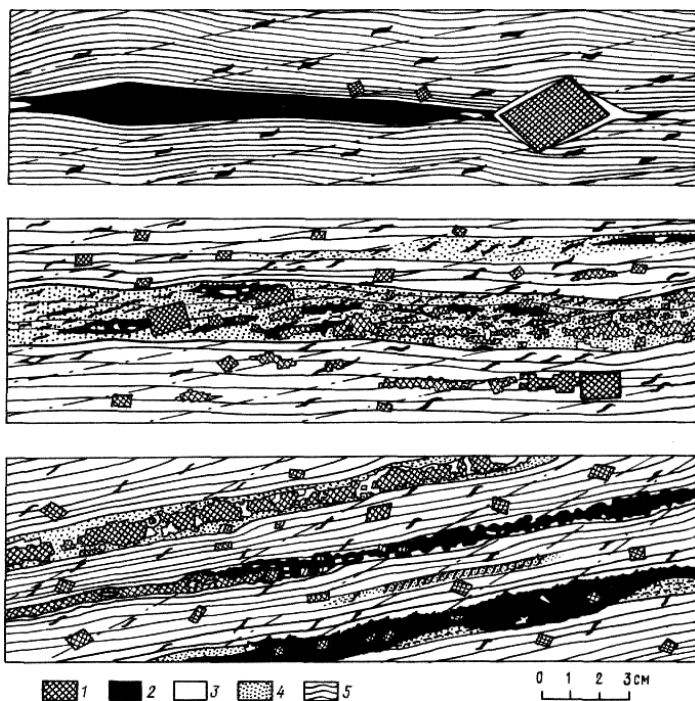


Рис. 1.26. Характер метаморфогенно-гидротермальной золото-сульфидной минерализации в филлитах. Ленский золотonosный район (по В.А. Буряку, 1970): 1 - пирит; 2 - пирротин; 3 - новообразованный кварц; 4 - окварцованные филлиты; 5 - филлиты, штриховыми линиями показан главный кливаж

Наиболее широко распространены жилы метаморфогенно-го кварца, образующие многочисленные кварцево-жильные поля, локализованные обычно в ядрах антиклинальных структур. Это седловидные жилы, жилы линзовидной формы, жилы, локализующиеся в трещинах отрыва. В составе таких жил помимо кварца широко распространены минералы вмещающих пород. В участках с повышенной степенью метаморфизма они представлены крупнокристаллическим кварцем с включениями графита, биотита, граната; в участках меньшей интенсивности метаморфических преобразований – в филлитах и

филлитовидных глинистых сланцах – жилами молочно-белого кварца. Такие жилы не содержат рудной минерализации. Последняя появляется в участках наложения анкерит-сульфидных жилок с золотом (*Сухоложское* поле, *Артемовское* месторождение, *Вернинское* проявление).

Гидротермально-метасоматические жилы в Ленском районе представлены ярко выраженными кварцевыми жилами «книжной» текстуры, возникшей за счет окварцевания сланцеватых пород с сохранением в жилах реликтовой сланцеватой текстуры. Жилы «книжной» текстуры подвержены перекристаллизации с развитием в них золотоносного сульфидно-карбонатного комплекса. Именно в таких жилах наблюдается видимое золото, «книжная» текстура в этих участках исчезает. Подобные жилы распространены не только на многих месторождениях Ленского района, но и Енисейского края и на месторождении *Кумак* (Урал).

Жилы гидротермального генезиса развиты в зонах, прилегающих к интрузивам палеозойского возраста и к сопровождающим их дайкам. Жилы сложены кварцем, в котором развиваются: пирит, галенит, халькопирит, сфалерит, золото, очень редко теннантит и самородное серебро, из нерудных – апатит.

Формирование кварцевых жил метаморфогенного типа происходило при температуре 390-340°C, а более молодых гидротермальных жил, связанных с внедрением гранитов, при 440-180°C.

Карбонатная (бурошпатовая) минерализация в Ленском районе принадлежит к двум типам: осадочно-метаморфогенному и гидротермально-метасоматическому. Ранний карбонат представлен доломитом. Жилы доломита тесно связаны с определенными литологическими разностями пород: алевролитами и песчаниками. Второй тип карбонатов – пистомизит, анкерит, кальцит – развивается вблизи гидротермальных кварцевых жил. Карбонатизированные породы не содержат повышенных концентраций золота.

Основным носителем золота в прожилково-вкрапленных рудах Ленского района является не собственно пиритовая минерализация, а более поздняя сульфидно-полиметаллическая. Золото присутствует в перекристаллизованных метасоматических кварцевых жилах «книжной» текстуры, в тонких кварц-карбонат-пирит-халькопирит-сфалерит-галенитовых прожилках, секущих более ранние сульфидные стяжения, линзы, полюсы, вкрапленники пирита. Кристаллы пирита, арсенопирита обильно насыщены золотинками. Повышенная концентрация золота как в пиритах, так и в арсенопиритах рассматривается как результат наложения золото-сульфидно-полиметаллического комплекса. Для бодайбинских золотых руд прожилково-вкрапленного типа характерно незначительное участие мышьяковой минерализации.

Ленская золоторудная провинция представляет собой, по данным Ю.П. Казакевич, С.Д. Шера, О.С. Набровенкова, А.И. Иванова и др., гигантскую кольцевую структуру с вектором омоложения, направленным к ее центру (от архея до венда), осложненную скрытыми зонами рифтогенного типа общекбайкальского простиранья (рис. 1.27).

Месторождение Сухой Лог расположено в Ленском золотоносном районе, широко известном уникальными золотоносными россыпями, разрабатываемыми с середины прошлого века.

Зона сульфидно-вкрапленного оруденения *Сухой Лог* была выявлена при разведке кварцевых жил в 1961 г. В открытие и изучение месторождения большой вклад внесли С.Д. Шер, В.Б. Аминев, Д.А. Дорофеев, В.А. Лисий и особенно В.А. Буряк, по материалам которого в основном это месторождение и охарактеризовано [84].

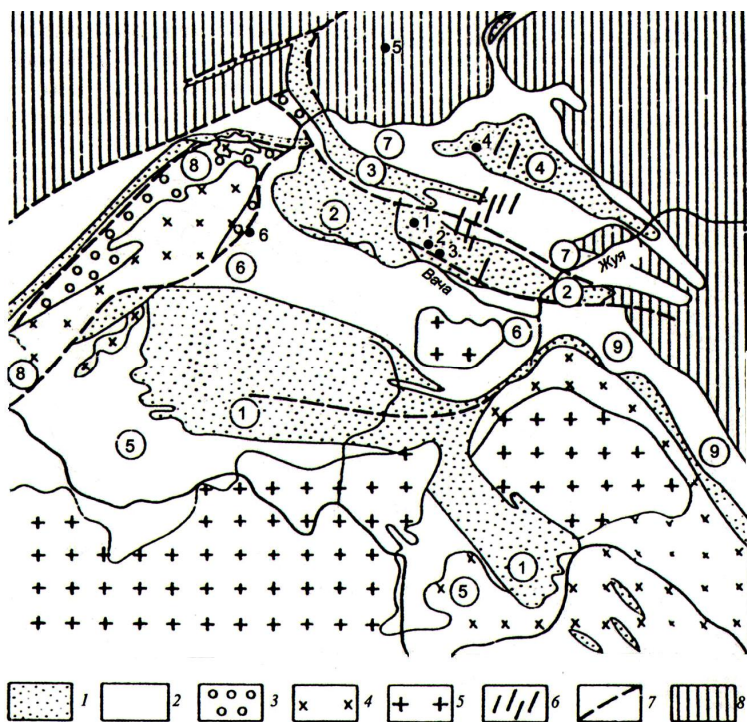


Рис. 1.27. Размещение золоторудных месторождений на схеме строения Бодайбинского синклиория [84]: 1 - прогибы, глубокие синклинальные складки; 2 - антиклинальные поднятия; 3 - выходы пород нижней подсерии патомской серии верхнего протерозоя в наиболее поднятых блоках; 4 - гранит-пегматиты; 5 - граниты; 6 - дайки лампорфиров; 7 - главные дизъюнктивные нарушения; 8 - Витимо-Патомско-Нечерский антиклинорий. Цифрами в кружках обозначены: 1 - Бодайбинский прогиб; 2 - Маракано-Тунгусский прогиб; 3 - Гохтачино-Угаханская синклиналь; 4 - Хомолхино-Илигирская синклиналь; 5 - Тамаракское антиклинальное поднятие; 6 - Кропоткинское антиклинальное поднятие; 7 - Кадаликанское антиклинальное поднятие; 8 - Анангро-Чумаркойский блок; 9 - юго-восточное продолжение Кадаликанского поднятия. *Месторождения:* 1 - Сухой Лог; 2 - Вершинское; 3 - Невское; 4 - Голец Высочайший; 5 - Чертово Корыто; 6 - Ожерелье

Месторождение изучено большей частью с помощью буровых скважин и заверочными горизонтальными выработками длиной более 2 тыс. м.

Месторождение расположено в центральной части Ленского золотоносного района, который сложен мощной (до 15000 м) верхнепротерозойской толщей осадочных пород – чередующихся песчаников, алевролитов, сланцев, известняков.

Верхнепротерозойские породы слагают крупную складчатую структуру – Бодайбинский синклинирий, осложненный серией дополнительных антиклинальных складок различных порядков. Породы принадлежат к хлорит-серицитовой фации зеленосланцевого метаморфизма; на северо-западе и юго-востоке (в Мамской и Жуинской кристаллических полосах) они сменяются кристаллическими сланцами и затем гнейсогранитами и палингенными пегматитами и гранитами (мамско-орогонский комплекс).

Интрузивные гранитоиды (тельмамского и конкудермамаканского комплексов) обнажены в основном по южной периферии района. В его центральной золотоносной части геофизическими исследованиями установлены слепые гранитоидные тела, к которым пространственно тяготеют золоторудные проявления.

По данным И.К. Рундквиста с соавторами (1992), основной этап формирования золоторудной минерализации Бодайбинского (Ленского) золотоносного района связан со сводо- и гранитообразованием и гидротермальной деятельностью в среднем-позднем палеозое. Однако этому предшествовало формирование эпикратонного прогиба в позднем рифее-венде с первичным накоплением золота в черных сланцах. Золото-сульфидное оруденение сухоложского типа приурочено к наиболее обогащенным углеродом горизонтам переслаивания тонкообломочных карбонатных и терригенных пород. Далее, в венд-кембрийское время толщи эпикратонного прогиба были подвергнуты покровно-складчатым деформациям, регио-

нальному метаморфизму, в процессе которых происходило перераспределение золота и накопление его во фронтальных частях надвиговых пластин в зонах метаморфизма зеленосланцевой фации.

В.А. Буряк и Н.М. Хмелевская (1997) на основании палеофациального анализа рудовмещающей толщи установили, что непосредственно рудное поле связано с локальным прогибом, где формировались осадки повышенной мощности и угленосности.

Месторождение *Сухой Лог* приурочено к западной части антиклинали третьего порядка, осложняющей северное крыло синклинали. Антиклиналь опрокинута на юг и имеет узкий замок (рис. 1.28, 1.29).

Рудовмещающими являются отложения хомолхинской свиты, слагающие ядерную часть Сухоложской антиклинали. Свита расчленяется на три подсвиты: нижнюю, представленную углеродсодержащими сланцами и алевролитами с редкими прослоями углеродсодержащих известняков в низах разреза; среднюю – серые песчаники с прослоями алевролитов и углеродсодержащих сланцев; верхнюю – углеродсодержащие алевролиты и сланцы. Нижняя и верхняя подсвиты характеризуются более интенсивной, чем средняя, вкрапленностью пирита, повышенным (на порядок) содержанием рассеянного золота; они наиболее интересны как локализаторы золото-сульфидного оруденения. Мощность подсвит: нижней – 350-500 м; средней – 200-250 м; верхней – 400-450 м.

В 6 км к юго-западу от месторождения *Сухой Лог* расположен небольшой гранитоидный массив, известный под названием «Константиновского штока». Гранитоиды относятся к нижнепалеозойскому конкудеро-намаканскому комплексу. Массив на поверхности представлен двумя близко расположенными телами общей площадью около 0,5 км², приуроченными к единой отрицательной аномалии силы тяжести.

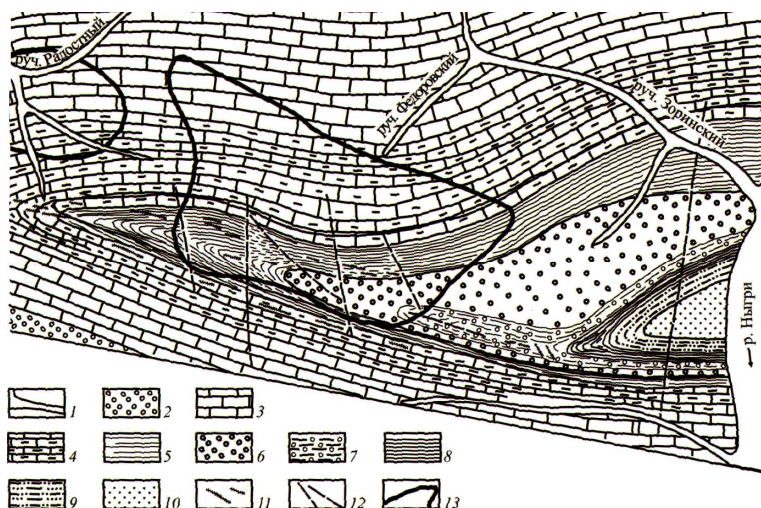


Рис. 1.28. Схематическая геологическая карта месторождения Сухой Лог [84]: 1 - четвертичные отложения; 2 - аунакитская свита (кварцитовидные, иногда известковистые песчаники); 3, 4 - имнякская свита; 3 - верхняя подсвита (известняки, сланцы, известняковые песчаники), 4 - нижняя подсвита (известково-сланцевые сланцы, известковистые алевролиты); 5-10 - хомолхинская свита, верхняя подсвита: 5 - пятая пачка (алевролитистые и филлитовидные сланцы, прослой мелкозернистых песчаников), 6 - четвертая пачка (тонкое переслаивание филлитов и алевролитов); 7 - третья пачка алевролитистые сланцы, прослой известковистых песчаников и алевролитов), 8 - вторая пачка (тонкослоистые филлиты с маломощными прослоями песчаников и алевролитов), 9 - первая пачка (филлиты, известковистые углеродистые сланцы с прослоями песчаников и алевролитов), 10 - хомолхинская свита, (кварцитовидные песчаники с прослоями алевролитов и сланцев); 11 - кварцевые жилы; 12 - тектонические нарушения; 13 - рудная зона

По геофизическим данным, массив имеет крутой южный контакт и полого падающий северо-восточный, обращенный в сторону месторождения *Сухой Лог*. Граниты в центре массива биотитовые порфиоровидные, в зоне эндоконтакта – мелкозернистые. Вокруг массива расположен ореол контактового ме-

таморфизма шириной 100-250 м, в северной части шире, чем в южной. Около гранитного массива находятся несколько субширотных даек гранит-порфиров и кварцевых порфиров.

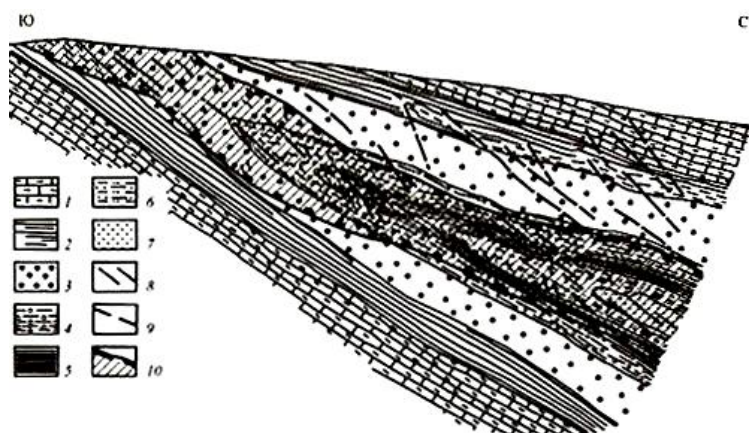


Рис. 1.29. Геологический разрез через центральную часть месторождения Сухой Лог [84]: 1 - имняхская свита, нижняя подсвита (сланцы, алевролиты, известково-сланцевые песчаники, прослои углеродистых сланцев); 2-6 - хомолхинская свита, верхняя подсвита: 2 - пятая пачка (алевритистые и филлитовидные сланцы, прослои мелкозернистых песчаников), 3 - четвертая пачка (тонкое переслаивание филлитов и алевролитов), 4 - третья пачка (алевритистые сланцы, прослои известковистых песчаников и алевролитов), 5 - вторая пачка (тонкослоистые филлиты с маломощными прослоями песчаников и алевролитов), 6 - первая пачка (филлиты, известковистые углеродистые сланцы с прослоями песчаников и алевролитов); 7 - хомолхинская свита, средняя подсвита (кварцитовидные песчаники с прослоями алевролитов и сланцев), 8 - кварцевые жилы; 9 - тектонические нарушения; 10 - рудная зона

Главной рудоконтролирующей структурой месторождения является Сухоложская антиклинальная складка, осевая поверхность которой имеет субширотное простирание с падением на юг. Шарнир складки в целом полого ($0-13^\circ$) погружается на запад. По морфологическим особенностям в антиклинали выделяются три участка. На западном, протяженно-

стью около 3 мм, простираение осевой поверхности 293-295°, падение на северо-восток под углом 25°, шарнир довольно круто (10-13°) погружается на запад. Центральный участок антиклинали протяженностью 2,8 км является наиболее тектонически напряженным, и он собственно вмещает месторождение. Участок характеризуется плавным изгибом (в плане) простираения осевой поверхности складки, увеличением его угла падения в среднем до 30-35° и уменьшением сжатости. Шарнир складки имеет преимущественно горизонтальное залегание. Характерным для центрального участка является волнообразное изгибание осевой поверхности по падению, что удается наблюдать на границах различных пачек. Повышенные содержания золота и раздувы мощности рудного тела тяготеют в основном к пологим участкам осевой поверхности складки; бедные интервалы и пережимы мощности – к крутым. На восточном участке протяженностью 3 км отчетливо выражено более крутое падение осевой поверхности. Шарнир складки весьма полого (2-3°) погружается на запад. Промышленного оруденения в этой части структуры не установлено.

Для Сухоложской антиклинали, особенно ее центрального участка, характерно проявление мелкой многопорядковой складчатости волочения, кливажа, гофрировки слоев, микро-разрывов и т.д., что особенно характерно для существенно сланцевых пачек разреза.

Наиболее интенсивное проявление дислокаций в пределах Сухоложской антиклинали наблюдается в близядерной ее части, где выделяется полоса, ориентированная согласно с основным простираением оси складки. Эта полоса представляет собой тектоническую зону смятия, образовавшуюся на заключительном этапе складчатых деформаций. Мощность зоны смятия на центральном участке рудного поля, приуроченном к изгибу Сухоложской антиклинали, составляет 200-250 м, зона падает на северо-восток (азимут 15-20°) под углом 20-30°. К западу и востоку от центрального участка мощность зоны постепенно уменьшается до 50-100 м, а интенсивность проявления слага-

ющих ее структурных элементов существенно снижается. Границы ее нечеткие.

Рудная зона, вмещающая промышленное оруденение, в основных контурах совпадает с тектонической зоной смятия и представлена преимущественно прожилково-линзовидно-гнездовыми выделениями пирита и кварца (рис. 1.30).

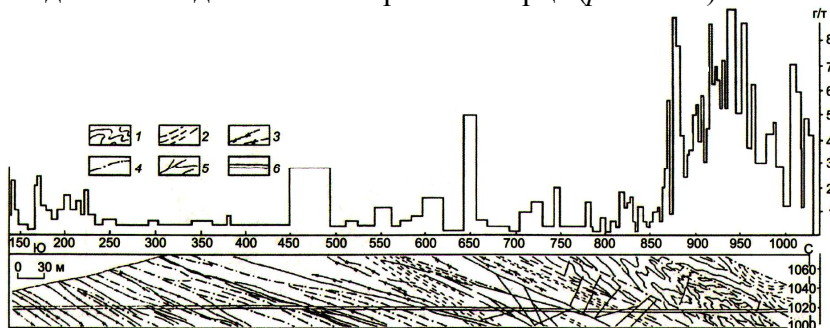


Рис. 1.30. Детальный разрез и гистограмма распределения золота в поперечном сечении рудной залежи, штольня 2 (по Ю.И. Новожилову): 1 - зоны приразломной складчатости; 2 - зоны рассланцевания; 3 - золотоносные жилы и прожилки; 4 - разрывы; 5 - минерализованные трещины; 6 - положение штольневой выработки

Рудная зона простирается в субширотном направлении, следуя оси антиклинали, и погружается к северо-северо-востоку под углами 15-35°. Она прослежена по простиранию на 5 км и по падению более чем на 15 км. По восстанию вблизи дневной поверхности интенсивность кварц-пиритовой минерализации убывает. По падению, при переходе в неблагоприятную литологическую среду, рудная минерализация быстро затухает. Выклинивание рудной зоны на восточном и западном флангах объясняется затуханием зоны смятия. Мощность зоны в целом возрастает по мере погружения от 20-25 м на южном фланге до 150-250 м на северном, синхронно с наращиванием мощности благоприятных для оруденения пород – первой, второй и третьей пачек верхней подсвиты хомолхинской свиты – от крыльев к ядру складки.

С глубиной наблюдается чередование пережимов и раздувов мощности; пережимы контролируются пачками песчаникового и алевролитового состава, в которых чаще встречаются участки («блок-пластины») тектонически менее нарушенных слабо проницаемых грубозернистых пород. Участки повышенной мощности тяготеют к шарнирным перегибам существенно сланцевых пачек. Наибольшая мощность и выдержанность рудной зоны типичны для северного и восточного флангов месторождения, где в ядре антиклинали оказываются породы второй и первой пачек верхней подсвиты хомолхинской свиты, благоприятные для локализации оруденения. Распределение сульфидной минерализации, особенно кварц-пиритовых прожилков, в пределах рудной зоны неравномерно. На фоне бедной более или менее равномерной сульфидной минерализации (0,4-1,0 %) наблюдаются обогащенные участки, где сульфиды составляют 1,5-2,0 % и более.

По данным И.Ф. Мигачева, И.А. Карпенко и др. (2008), критерием, характеризующим наличие и интенсивность проявления золотой минерализации, принята величина бортового содержания золота, использованная для выделения минерализованных и рудных зон, а также рудных тел на месторождении и рудном поле:

– при выделении минерализованных зон и убогих руд в их пределах 0,2 г/т;

– при выделении рудных зон и бедных руд в границах рудной зоны 0,5 г/т;

– при выделении рядовых руд в контуре бедных в границах рудной зоны 1,5 и 1,2 г/т (1,2 г/т - для отработки подземным способом).

Применение этих лимитов обусловлено условиями залегания оруденения, возможностью и целесообразностью селективной добычи сортов руд (рядовых, бедных), которая обоснована положительными результатами технологических исследований по переработке бедных руд как традиционными методами (гравитация, флотация), так и с применением пред-

варительного обогащения методами фотометрической сепарации всех сортов руд (бедные, рядовые, убогие).

Анализ распространения золоторудной минерализации, выделенной в соответствии с изложенными лимитами, показывает следующее: золоторудная минерализация, выделенная по бортовому содержанию золота 0,2 г/т отвечает минерализованным зонам, охватывает практически всю толщу пород хомолхинской свиты в замковой части и крыльях антиклинали, а также основание имняхской свиты в висячем и подвернутом крыльях, унаследова и подчеркивая структуру антиклинальной складки. Суммарная мощность минерализованных пород непосредственно на месторождении *Сухой Лог* колеблется от 200 до 260 м (при мощности разреза 540-600 м); на восточном фланге (по ограниченному количеству данных) минерализованные породы охватывают около 250 м в разрезе мощностью 900 м; на западном – минерализовано от 26 до 60-90 м в разрезах мощностью от 170 до 270 м соответственно.

Интенсивность выделенной по данным опробования золотой минерализации, масштаб, формы ее проявления и в определенной степени минеральный состав отличаются в различных частях оруденелого пространства и в целом определяются факторами структурного и литологического контроля.

Структурный контроль заключается в развитии наиболее интенсивно проявленной золото-сульфидной минерализации преимущественно гнездово-прожилкового и прожилкового типа в области развития зоны смятия, ориентированной вдоль осевой плоскости антиклинали. В этой геологической позиции находятся интенсивно минерализованные участки – рудные зоны – с наиболее высокими концентрациями золота, которые на месторождении *Сухой Лог* надежно оконтуриваются по бортовому содержанию золота 0,5 г/т, и их центральные части – рудные столбы, выделенные по бортовому содержанию золота 1,5 (1,2) г/т.

Рудное тело, оконтуренное по бортовому содержанию 1 г/т, целиком располагается внутри рудной зоны, занимая пре-

имущественно ее центральные части. Оно представляет собой плитообразную залежь, погружающуюся к северо-северо-востоку (8-12°) под углами 15-30°. По простиранию рудное тело непрерывно прослежено на расстояние 3 км, протяженность по падению возрастает от 1100 м на востоке до 1500 м на западе.

По восстанию рудное тело постепенно выклинивается как по мощности, так и по содержанию золота. На дневной поверхности след рудного тела трассируется разобщенными участками с невысокими содержаниями золота. Резкое выклинивание рудного тела по падению объясняется выходом в ядре антиклинали непродуктивных песчаников средней подсвиты хомолхинской свиты.

Мощность рудного тела колеблется от 15 м на флангах месторождения до 140 м в его центральной части. На фоне относительно устойчивых мощностей отмечаются участки с аномально большими мощностями, превышающими 100 м, они приурочены к местам перегибов шарниров антиклинали.

Распределение содержаний золота характеризуется умеренной изменчивостью при коэффициенте вариации 20-40 %. В целом для рудного тела обычны содержания 2,0-3,5 г/т, на фоне которых по отдельным пересечениям скважинами отмечаются как низкие (1,1 г/т), так и высокие (до 9,6 г/т). В центральной части залежи выделяются два участка субширотного простирания типа пологопадающих рудных столбов с повышенным содержанием золота (3-5 г/т).

Породы, вмещающие оруденение на месторождении *Сухой Лог*, изменены процессами регионального метаморфизма в условиях зеленосланцевой фации. На эти изменения, преимущественно в приосевых зонах антиклинальных складок, наложены дополнительные метасоматические преобразования пород - карбонатизация, сульфидная минерализация, сопровождающиеся перекристаллизацией и переотложением исходных минералов.

Карбонатная минерализация представлена сидеритом, анкеритом, манганосидеритом, реже доломитом, образующими вкрапленники, гнездово-линзовидные выделения. Наиболее интенсивная карбонатизация тяготеет к приосевой части антиклинали, а в ее пределах – к породам четвертой пачки верхней подсвиты хомолхинской свиты. Породы, минерализованные карбонатами и не несущие других типов наложенной минерализации, слабо золотоносны. Интенсивность карбонатизации на рудном поле не коррелируется с сульфидной минерализацией и тем более с содержанием золота. Вместе с тем рудная зона месторождения *Сухой Лог* тяготеет к полосе карбонатизированных пород, что, очевидно, объясняется единым структурным контролем разновозрастных процессов. Значительная часть пирита рудной зоны формируется путем метасоматического замещения магнезиально-железистых карбонатов.

Сульфидная, почти исключительно пиритовая, минерализация представляет на месторождении наибольший интерес, так как с ней связана промышленная золотоносность. Помимо пирита, в виде самостоятельных выделений встречаются в небольших количествах пирротин и на отдельных участках – арсенопирит. Они распространены в основном на глубоких горизонтах и флангах за пределами рудной залежи. В виде микроскопических выделений в пирите преимущественно в пределах рудной зоны присутствуют (в порядке убывания): халькопирит, сфалерит, галенит, пентландит, миллерит.

При значительной монотонности минерального состава пиритовая минерализация на месторождении характеризуется разнообразием морфологических разновидностей: пылевидная вкрапленность и тонколинзовидные выделения, вкрапленность разобщенных кубических метакристаллов; прожилковые гнездово-линзовидные и желвакоподобные обособления пирита, сопровождаемые кварцем.

Во внешнем ореоле рудной зоны на крыльях антиклинали распространены выделения пирита первой и второй групп.

Общее содержание пирита не превышает 0,5 %. Рассеянный «фоновый» пирит внешнего ореола рудной зоны характеризуется повышенным содержанием никеля и кобальта, весьма малым содержанием мышьяка и преимущественно отрицательным знаком термоЭДС. Изотопный состав серы этого пирита имеет широкую дисперсию значений δS (от -6,5 до +20‰), что свойственно сере, прошедшей цикл бактериальной сульфатредукции. Золотоносность этих пиритов незначительна, редко превышает 1 г/т. В рудной зоне, где рассеянные вкрапленники пирита часто сопровождаются кварцем, она незначительно повышается и в редких случаях достигает десятков г/т.

В пределах зоны смятия при общем усилении интенсивности пиритовой минерализации (в среднем до 2-2,5 редко до 5%) преимущественное распространение получают пириты третьей группы.

Пирит, слагающий прожилки, помимо морфологии выделения отличается от вкрапленного комплексом признаков: повышенным содержанием мышьяка, положительным знаком термоЭДС, более однородным составом изотопов ^{34}S от -6,5 до +11,5 ‰), что указывает на привнос серы из высокотемпературного гомогенизированного источника. Золотоносность этого пирита составляет десятки, иногда первые сотни г/т (в среднем 40-50, максимально – 316 г/т).

Присутствием кварц-пиритовых прожилков определяется промышленная золотоносность месторождения.

Помимо вкрапленности и прожилков в пределах рудной зоны отмечаются желвакоподобные обособления, насыщенные вкрапленным кристаллическим пиритом разного размера. Они представляют собой будины алевролитов и песчаников среди филлитовидных сланцев. Пиритизированные будины являются одной из наиболее золотоносных морфологических разновидностей сульфидной минерализации в рудной зоне – среднее содержание золота в них составляет 57 г/т при колебаниях 21,6-112,8 г/т.

Кварцевые жилы широко распространены на месторождении и образуют жильное поле, прослеженное на поверхности на расстояние около 10 км при ширине 100-250 м. Кварцевые жилы отличаются разнообразной морфологией (от простых прямолинейных до чрезвычайно сложных извилистых), мощности их колеблются от нескольких сантиметров до первых метров. Выделяются два уровня концентрации кварцевых жил: вблизи поверхности (в пределах верхней части разреза хомолхинской свиты) и на глубине 300-400 м (в пределах средней подсвиты хомолхинской свиты). В промежутке между ними жилы менее развиты и, как правило, маломощны. По минеральному составу жилы разделяются на кварцевые (96-98 % кварца) и карбонатно-кварцевые (70-80 % кварца, 20-30 % карбонатов). Из нерудных минералов в жилах присутствуют кальцит, анкерит, альбит, серицит, из рудных – пирит (до 1 %), галенит, халькопирит, сфалерит, редко – самородное золото. По содержаниям сульфидов кварцевые жилы относятся к убогосульфидным.

Возрастные соотношения жил с прожилково-вкрапленной пиритовой минерализацией устанавливаются отчетливо по пересечениям и свидетельствуют о более молодом возрасте жил. Вместе с тем на месторождении наблюдаются не всегда достаточно четкие обратные взаимоотношения, что позволяет предполагать наличие и более ранних жил. Золото в кварцевых жилах распределено крайне неравномерно. Средний уровень содержания, по данным большого количества проб, составляет около 2 г/т, максимальное содержание – до 226 г/т. Отдельные детально изученные жилы имеют содержания до 10 г/т при мощности не более 0,5 м и протяженности по простиранию 200-250 м и на глубину до 100 м. В связи со слабой золотоносностью и ограниченными запасами кварцевые жилы самостоятельного промышленного значения не имеют.

Золото в рудах самородное и связано с кварц-пиритовыми агрегатами. Около 65 % выделений золота ассоциировано с пиритом, 15-20 % – с другими сульфидами (сфалеритом, гале-

нитом, халькопиритом, образующими включения в пирите) и 15-20 % находится в кварце и на контактах кварцевых выделений с минералами вмещающих пород. Коэффициент корреляции между содержаниями золота и серы +0,7. Золото в основном наложено на пирит, а также на другие минералы; связанного трудноизвлекаемого золота, по данным рациональных анализов, 3,7-12,0 %.

Основная масса золотин в отпрепарированном от вмещающих минералов виде имеет неправильную комковидную форму, реже – проволочковидную и дендритовидную. Облик зерен золота как в пирите, так и в кварце, одинаков, но в пирите преобладает более мелкое золото (0,001-0,05 мм), а в кварце часто встречаются золотины размером в десятые доли миллиметра и крупнее.

На месторождении четко выделяются две генетические группы самородного золота, различающиеся по пробе (840-880 и 900-920 ‰). Для более высокопробного золота характерны мелкие каплевидные выделения внутри кристаллов пирита часто вне связи с кварцем или другими сульфидами. Это золото, сингенетичное с метаморфогенным пиритом, образовалось преимущественно за счет укрупнения тонкодисперсного золота, присутствовавшего в осадочно-диагенетическом пирите. Самородное золото более низкой пробы является поздним, наложенным и отличается несколько более крупными размерами и преимущественно прожилковыми формами выделений.

Серебро является единственным полезным компонентом, сопутствующим золоту. Содержания его в 2-3 раза ниже, чем золота. Серебро в руде находится в виде лигатуры в золоте (10-15 %), примеси в галените (40-50 %), сфалерите и халькопирите (25-40 %).

И.Ф. Мигачев, А.И. Карпенко и др. (2008) подсчитали запасы серебра на месторождении в количестве 1541 т по кат. С₂ при содержании 3,5 г/т Au. Ими также рекомендовано проведение фотометрической сепарации (ФМС), позволяющий от-

делять пиритсодержащие породы, в голове технологической цепочки, что позволяет повысить содержание золота в 1,7-2,1 раза.

Согласно одной из двух точек зрения – метаморфогенно-гидротермальной, растворы генерировались в основном при региональном метаморфизме, предшествовавшем внедрению гранитов. Основным источником золота – рудовмещающие толщи, сульфиды являются главными концентратами, золото в сульфидах и во вмещающих их толщах первоначально было тонкодисперсным, рассеянным. Многократное его переотложение, укрупнение и перераспределение с образованием промышленных концентраций в благоприятных участках – следствие длительно и многоэтапно развивающихся последующих процессов эпигенеза, метаморфизма и гранитизации. Интрузивные гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса, завершившие развитие процессов гранитизации, оказали лишь дополнительное стимулирующее влияние на развитие процессов перераспределения и локализации оруденения.

Согласно постмагматически-гидротермальной концепции, высказанной С.Д. Шером и рядом других исследователей, основной этап концентрации золота в рудах отвечает становлению интрузивных гранитоидов орогенного конкудеро-мамаканского комплекса.

Особенности месторождения *Сухой Лог* как крупного объекта независимо от альтернативных генетических моделей включают:

- приуроченность к палеодепрессии, «вложенной» в более крупный прогиб, определяющий позицию рудного района;
- приуроченность к протяженному поясу рифтогенеза длительного развития;
- приуроченность к асимметричным складчато-разрывным дислокациям, сформировавшимся в обстановке тектонического сжатия;
- наличие на глубине крупного скрытого гранитоидного плутона;

– «аномальный» стиль последовательности рудообразования – смена сульфидных ассоциаций существенно кварцевыми или их переплетение;

– необычная геохимическая ассоциация золота и никеля в продуктивной минерализации;

– проявление процессов корово-мантийного взаимодействия при формировании месторождения.

Месторождение Сухой Лог – эталон мирового уровня. На основе последнего ТЭО (Карпенко и др., 2006) сформулированы улучшенные финансовые показатели освоения месторождения (радиометрическое обогащение, вовлечение в отработку рядовых и бедных руд, селективная добыча, увеличенные запасы золота). В масштабах России *Сухой Лог* рассматривается как лидер федерального значения с предполагаемым ежегодным производством золота 30-40 т. Запасы руды более 700 млн т, золота 1543,3 т при среднем содержании благородного металла 3,5 г/т.

Мурунтауское рудное поле (гигантское месторождение *Мурунтау*, крупные – *Мютенбай*, *Триада*) расположено в Центральных Кызылкумах на восточном фланге Южно-Гамдытауской рудной зоны. Описание рудного поля и месторождения Мурунтау приводится по литературным материалам (Брагин и др., 1986; Котов и др., 1995; Золоторудное месторождение. ..., 1998; Савчук, 1998; Рудные месторождения..., 2001; Василевский и др., 2004; Gold, silver..., 1999; и др.).

Золотое оруденение локализовано в едином метатерригенном комплексе O_2-S_1 возраста – бесапанской свите сложноподислоцированных тонкослоистых углеродсодержащих песчаников, алевролитов, сланцев (А.К. Бухарин, И.А. Масленникова и др.). Отложения бесапанской свиты согласно залегают на вулканогенно-кремнисто-карбонатной тасказганской свите ($S-O_1$) и трансгрессивно перекрыты девон-карбонowymi карбонатными осадками. В составе бесапанской свиты выделяются четыре подсвиты: нижний (или черный) O_2 , серый

O2–3, пестрый O3–S1 и зеленый S1 бесапаны (рис. 1.31 и 1.32).

Система	Отдел	Ярус	Индекс	Свита	Подсвита	Колонка	Мощность, м	Литологическая характеристика				
Ордовикская	O ₂	O ₂	O ₂	Бесапанская	Третья							
									O ₂₋₃	O ₂₋₃	1000	Долмиты, известняки; в основании конгломераты
												O _{3-S1}
	O _{3-S1}	O _{3-S1}	1000						Алевролиты, редко кварцевые песчаники, аргиллиты, полимиктовые сланцы			
									O _{3-S1}	O _{3-S1}	600	
	O ₂	O ₂	800									Алевролиты, аргиллитовые сланцы с прослоями песчаников, гравелитов
									O ₂	O ₂	1000	Песчаники, алевролиты углеродисто-слюдисто-кварцевые, карбонатные; аргиллитовые сланцы с прослоями гравелитов
												O ₁₋₂
	O ₁	O ₁	600						Сланцы углеродисто-кварц-альбит-слюдистые, металевролиты, доломиты			
PR ₂ -O ₁				PR ₂ -O ₁	1500	Сланцы углеродисто-кварц-альбит-слюдистые, металевролиты, доломиты						
	Таскаганская	Таскаганская	1500			Кремни углеродистые, известняки, доломиты, кристаллические сланцы, метавулканиты основного и среднего состава						

Рис. 1.31. Стратиграфическая колонка района Мурунтау (столбиком выделена позиция месторождения) по [83]

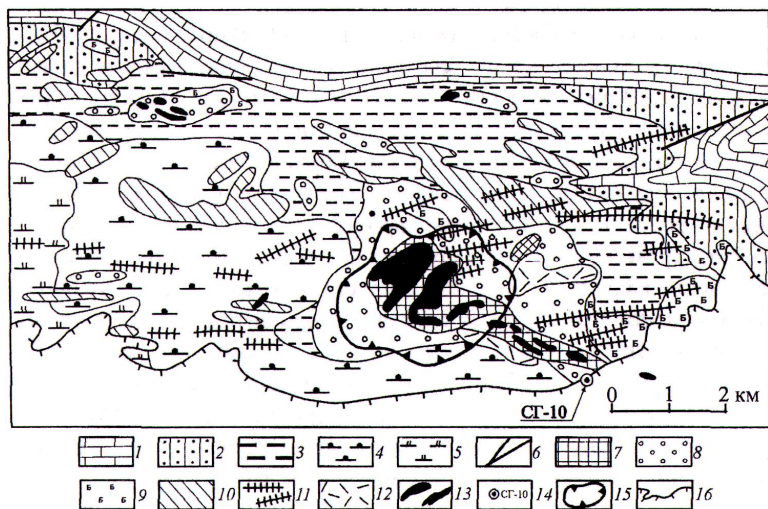


Рис. 1.32. Геологическая схема и ореолы гидротермально измененных пород Мурунтауского золоторудного поля по [83]: 1 - карбонатные породы D₁; 2-5 - терригенные породы бесапанской свиты O₂-S₁: 2 - зеленый бесапан (S₁), 3 - пестрый бесапан (O₃-S₁), 4 - серый бесапан (O₂₋₃), 5 - черный бесапан (O₂); 6 - разломы; 7-9 - дайковые метасоматиты: 7 - калишпат-кварцевые метасоматиты внутренней зоны, 8 - биотит-двуполевошпат-кварцевые породы промежуточной зоны, 9 - биотитизированные породы внешней зоны; 10-12 - последайковые метасоматиты: 10 - кварц-альбитовые (линзы, неправильные тела), 11 - кварц-альбитовые с турмалином жилообразные, 12 - серицитолиты; 13 - золоторудные залежи; 14 – сверхглубокая скважина СГ-10; 15 - контур карьера месторождения Мурунтау; 16 - выходы пород палеозойского фундамента на поверхность

Мурунтау – яркий пример мезотермальных золоторудных объектов надинтрузивной зоны (Золоторудное месторождение..., 1998; Рудные месторождения..., 2001; Голованов, Исходжаев, 2007; и др.). Магматические образования позднепалеозойского возраста представлены дайками сиенитодиоритовых порфиритов (Мурунтауский комплекс), Мурунтауским скрытым интрузивом лейкогранитов, дайками пегматитов, ап-

литов и лейкогранитов, развитыми в надинтрузивной зоне скрытого массива (рис. 1.33).

Дайки мурунтауского комплекса, образующие серию пучков, подразделяются на две группы пород: 1) меланократовую – диабазовые порфиры, сиенодиоритовые и кварцевые сиенодиоритовые порфиры, лампрофиры и 2) лейкократовую – граносиенитовые, гранодиоритовые, гранитовые, сферолитгранофировые порфиры, плагиопорфиры. Наиболее широко распространены дайки сиенитодиоритовых порфиритов.

Керн сверхглубокой скважины СГ-10 с глубины 4005 м до забоя 4296 м представлен лейкократовыми гранитами Мурунтауского скрытого интрузива. В зоне контакта с терригенными образованиями интрузивные породы интенсивно расщепленные, тонкоплитчатые. Существуют различные точки зрения на формационный тип и морфологию скрытого интрузива: 1) граниты – апикальная часть самостоятельного массива или его латеральная апофиза межформационного облика (А.К. Воронков, П.С. Ревякин, Ю.С. Савчук, М.Т. Хон, А.Д. Швецов); 2) это апофиза Сардаринского гранитоидного интрузива, расположенного юго-восточнее рудного поля (И.Х. Хамрабаев, Х.Р. Рахматуллаев, Ю.А. Костицын); 3) скрытый массив – небольшое трещинное тело крутого залегания, локализованное внутри многошовной зоны смятия (В.М. Донской, В.Т. Яковлев); 4) это дериват залегающего глубоко крупного интрузива (З.А. Юдалевич).

Граниты Мурунтауского интрузива среднезернистые, часто неравномернозернистые, темно-серой, серой, светло-серой, иногда почти белой окраски. Раскристаллизованные граниты перемежаются с пегматоидными турмалиносодержащими (дравит) разностями. Минеральный состав пород соответствует лейкогранитам и биотитовым гранитам, количество биотита с глубиной несколько увеличивается.

Абсолютный возраст лейкогранитов близок таковому для сиенито-диоритовых порфиритов Мурунтауского интрузивно-го комплекса и адамеллитов Сардаринского интрузива. Об

этом свидетельствуют изохроны с возрастaми (Ю.А. Костицын): гранит скв. СГ-10 $287,2 \pm 3,9$ млн лет, сиенитодиоритовые порфиры $285,4 \pm 5,1$ млн лет и $284,4 \pm 1,9$ млн лет, адамеллиты $286,2 \pm 1,8$ млн лет. Изохрона по гранитам скв. СГ-10, полученная Ф.А. Аскарковым и С.А. Саидганиевым, имеет близкую величину 283 ± 8 млн лет. Возраст главной стадии золотого оруденения на Мурунтау, по данным Re-Os-He изотопии арсенопиритов, составляет $285,5 \pm 1,7$ млн лет (Morelli et al., 2007).

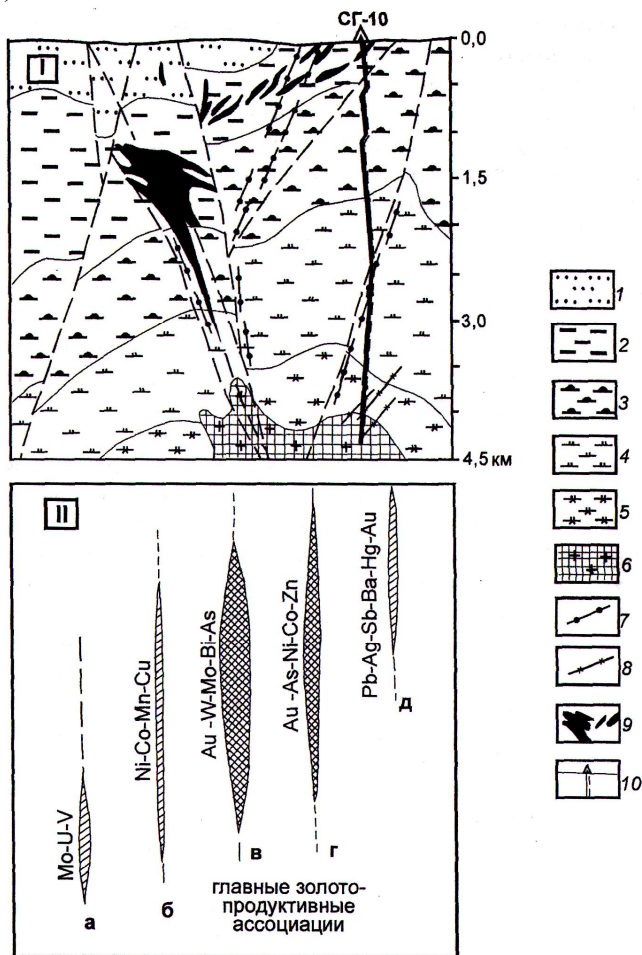


Рис. 1.33. Глубинный разрез через Мурунтауское золоторудное поле по профилю сверхглубокой скважины СГ-10 (I) и схема распределения геохимических ассоциаций в вертикальном диапазоне 0,0-4,0 км (II), по материалам А.Д. Швецова, Э.Б. Бертмана, А.К. Воронкова, А.А. Кременецкого, Ю.А. Савчука, В.Ф. Скрыбина, И.М. Голованова, М.С. Рафаиловича: 1, 2 - отложения пестрого бесапана: 1 - верхняя пачка, 2 - средняя и нижняя пачки (золотопродуктивный горизонт); 3 - серый бесапан; 4 - черный бесапан; 5 - верхний тасказган; 6 - Мурунтауский скрытый интрузив лейкогранитов; 7, 8 - дайки: 7-сиенит-диоритовые порфиристы Мурунтауского интрузивного комплекса, 8 - аплитовидные граниты; 9 - золоторудные залежи; 10 - сверхглубокая скважина СГ-10; а-д - геохимические ассоциации: а - тыловая урановорудная Mo-U-V, б - «сквозная» дорудная Ni-Co-Mn-Cu (образуется в стадию прогрессивного плуто нометаморфизма), в - «сквозная» продуктивная золото-редкометалльная додайковая, г - «сквозная» продуктивная Au-As-Ni-Co-Zn последайковая, д - фронтальная слабозолотоносная Pb-Ag-Sb-Ba-Hg-Au

В *Мурунтауском поле* отмечаются три этапа метаморфических преобразований бесапанской толщи: региональный метаморфизм, локальный дислокационный метаморфизм и локальный плутонометаморфизм.

Основной продукт регионального метаморфизма – широко распространенная зеленосланцевая фация пород, подразделяющаяся на добиотитовую хлорит-серицитовую и хлорит-мусковитовую субфации. Этими изменениями охвачены породы зеленого и пестрого бесапана. Для подрудной части разреза свойственна хлорит-мусковит-биотитовая субфация, для глубоких горизонтов (глубже 2400 м) эпидот-амфиболитовая фация. Метакристаллические сульфиды, связанные с продуктами хлорит-серицитовой, хлорит-мусковитовой и хлорит-мусковит-биотитовой субфаций, содержат аномальное количество Au: пирит – 0,7 г/т, арсенопирит – 0,05-1,5 г/т. Халькопирит-пирротиновая ассоциация развита на глубинах 500-3000 м. В верхней части разреза преобладает немагнитный гексагональный пирротин, в нижней – магнитный моноклинный. Содержание Au в пирротине 0,12 г/т.

Локальный дислокационный метаморфизм обусловлен пологими послыонными срывами и шарьированием толщ. В результате образовались зоны катаклаза, милониты, филлониты, «вязкие разломы». Тектонизация пород особенно характерна для низов разреза пестрого бесапана, в которых присутствуют углеродистое вещество 2-10 % и биотит.

Локальный плутонометаморфизм, вызванный подъемом термальных потоков по тектонически ослабленным зонам, предшествовал этапу рудно-метасоматических преобразований. При прогрессивном метаморфизме углеродистые тектониты превращались в полосчатые или узловатые кварц-полевошпат-биотитовые ансамбли. Минеральные ассоциации слагают черные полосчатые, богатых углеродом и биотитом породы, содержащие антракосолит, шунгит, графит, мелкокристаллический пирит, пирротин, пентландит, герсдорфит. В керогене содержания Au до 1,1 г/т, в антракосолите 0,2-0,5 г/т (Рудные месторождения..., 2001).

Мурунтауское рудное поле – комбинированная складчато-блоковая постройка в дислоцированной углеродсодержащей терригенной толще. Рудовмещающие породы гетерогенны, пластичны, восприимчивы к разнообразным проявлениям нарушений слоистости. Важной структурной особенностью является приуроченность Мурунтау к пересечению флексурного перегиба пород пестрого бесапана крутопадающими разрывами северо-восточного и субширотного направлений.

В продуктивном метатерригенном комплексе *Мурунтау* проявлены три этапа тектонических деформаций (Б.Я. Вихтер, Х.Р. Рахматуллаев, Ю.С. Савчук, А.Д. Швецов): 1) динамометаморфических структур (S_1); 2) складчато-блоковых сооружений и становления крупных интрузивных тел (C_2P_1); 3) блоковых взбросо-сдвиговых перемещений и внедрения порфирпорфиритовых даек (P_1).

Для первого этапа характерен пластический стиль деформаций, связанный с региональным динамотермальным метаморфизмом. По Савчук (1998), в породах тасказганской свиты, отчасти нижнего и среднего бесапана, проявлена зона сплошного

тектонического течения по кливажным поверхностям, с полной перекристаллизацией первичных обломочных структур.

Главный элемент второго этапа – складчатые структуры. *Мурунтауское* рудное поле расположено на северном крыле Тасказганской антиклинали, прослеженной в субширотном направлении почти на всем протяжении Южно-Тамдытауской рудной зоны. Ось складки проходит южнее золоторудных месторождений под чехлом мезозой-кайнозойских отложений. Терригенная толща, испытавшая правосторонний флексурный перегиб, в центральной части рудного поля осложнена локальными складками (Мурунтауская антиклиналь, Южная синклиналь).

Мурунтауская антиклинальная складка асимметрична, в ее северном крыле слои имеют близкое к широтному запад-северо-западное простирание и северное падение под углами 40-60°; простирание пород в южном крыле субмеридиональное с падением на восток-юго-восток под углами 15-40°. Восточный фрагмент антиклинали имеет субширотное простирание. В перегибе оси антиклинали погружение шарнира складки меняется от 15-25° в западной части рудного поля до 35-45° в восточной части.

На *Мурунтау* контрастно выражены диагональные межблоковые и блоковые разломы (зоны кагаклаза и брекчирования). Они являются перемычками между субширотными разрывами или образуют группу самостоятельных молодых восточных разломов. Эти структуры контролируют простирание и падение слоистых толщ, внутриблоковую трещиноватость, дайковые пучки, зоны гидротермалитов, рудные тела.

Площадь *месторождения Мурунтау* Северо-Восточным разломом разделяется на две части. К западу от разлома преобладают субширотные трещины и зоны, к востоку – нарушения северо-восточного простирания. Мелкая трещиноватость перпендикулярна кливажным поверхностям.

Гидротермальные изменения подразделяются на додайковые биотит-полевошпат-кварцевые и последайковые кварц-хлорит-альбитовые, кварц-серицитовые, углеродистые и аргиллизитовые

(Золоторудное месторождение..., 1998). С додайковыми площадными кремнещелочными изменениями связана максимально продуктивная шеелит-карбонат-калишпат-кварцевая минеральная ассоциация (самородное золото, шеелит, молибденит, минералы W_1 , арсенопирит). С последайковыми метасоматитами сопряжены менее продуктивные золото-пирит-арсенопирит-кварцевая, полиметаллическая карбонат-кварцевая, серебро-адуляр-карбонат-кварцевая, антимонит-пирит-карбонат-кварцевая, антимонит-пирит-кальцитовая, киноварь-кварц-диккитовая ассоциации.

Мегаштокверк *Мурунтау* (рис. 1.34) представляет собой сложную комбинацию стержневых и оперяющих кварцевых жил, рудных столбов, прожилково-вкрапленных и вкрапленных минерализованных зон. Среднее содержание золота в карьере Мурунтау 3,72 г/т. Общая площадь штокверка на поверхности около 3 км², по вертикали он прослежен на 1200 м. Скважиной СГ-10 рудные пересечения с содержаниями Au от 2,0 до 15,2 г/т отмечены до глубины почти 4000 м.

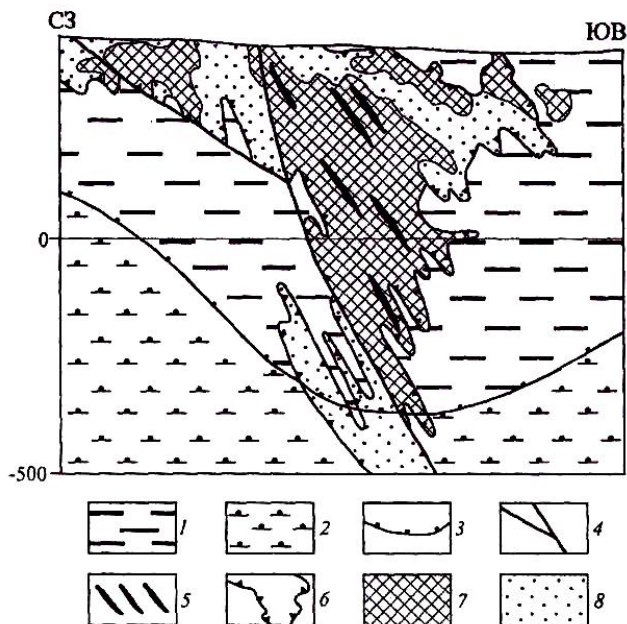


Рис. 1.34. Схематический разрез через центральную часть месторождения Мурунтау (по А.И. Образцову): 1 - пестрый бесапан: углеродистые алевролиты, сланцы (верхний ордовик-нижний силур); 2 - серый бесапан: кварцевые мелкокристаллические сланцы (средний-верхний ордовик); 3 - граница между отложениями серого и пестрого бесапана; 4 - блокоформирующие разломы; 5 - стержневые золото-кварцевые жилы; б - контур золоторудного мегаштокверка; 7-8 - руды золота: 7 - средние и богатые, 8 - бедные

Форма, размеры и концентрация рудных столбов определяются сочетаниями секущих и субсогласных кварцевожилевых, кварцево-прожилковых и метасоматических рудных тел, локализованных в разновозрастных складчато-разрывных структурах. Золотоносный штокверк слабо эродирован, его составные части имеют различные склонения, обусловленные морфологией крутопадающих разрывных нарушений. Основные запасы руды сосредоточены в крупных залежах, локализованных в тектонитизированной зоне висячего бока внутрiformационного надвига, приуроченного к основанию пестрого бесапана. Восточный фланг Мурунтау высокоперспективен для поисков и разведки слепых рудных тел. Важнейшие морфологические разновидности мегаштокверка следующие (от древних к молодым).

Кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы и прожилки, широко распространенные на месторождении и за его контуром, согласные или субсогласные со сланцеватостью и связанные с процессами регионального метаморфизма. Согласные жилы сложены светло-серым полупрозрачным кварцем с примесью полевых шпатов, биотита, серицита, ругила. Кварц, по данным гомогенизации газожидких включений, высокотемпературный (до 580°C). Субсогласные кварцевые тела содержат включения хлорита, карбонатов, полевых шпатов и других минералов, замещающих ранние образования. Кварц молочно-белый, метасоматический, температура образования до 480°C.

Кварц-шеелитовые с золотом жилы и прожилки в крутопадающих зонах трещиноватости и их пологих апофизах. Жилы со-

держат шеелит, молибденит, висмутовые минералы, самородное золото, флогопит, калиевый полевой шпат. Кварц молочно-белый, гипидиоморфнозернистый, деформированный, с массивной и брекчиевой текстурами. Максимальная температура образования жил 460°C.

Кварц-арсенопиритовые жилки часто высокой золотоносности (Au десятки-сотни г/т), выполняющие сколовые трещины субширотного простирания. Мощность первые см, редко десятки см. Жилки пересекают дайки Мурунтауского комплекса и ранние кварц-полевошпатовые и кварц-шеелитовые жилы, содержат вкрапления пирита. Температура образования кварца до 420°C. Арсенопирит крупно- и мелкозернистый. Кристаллы его имеют коротко столбчатый, шестоватый и игольчатый габитус. Преобладают арсенопириты с электронным типом проводимости. Арсенопириты с дырочным типом проводимости характерны для золото-рудных столбов.

Кварц-пирит-турмалиновые прожилки и брекчи в зонах субширотных трещин. Кварц молочно-белый, шестовато-гребенчатый, формировался при температурах до 430°C. Турмалин (дравит) слагает агрегаты буровато-розовых игольчатых кристаллов. Пирит образует простые и сложные кубы с концентрической зональностью, отличается дырочной проводимостью.

Кварц-пирит-полиметаллические жилки и микропрожилки широко распространены на месторождении, мощность их не более 1,0 см. Крупные единичные тела мощностью до 0,1-1,0 м встречаются в зонах разломов северо-восточного простирания. Жилки сложены молочно-белым шестоватым кварцем, пиритом, карбонатами, содержат небольшие количества галенита, сфалерита, халькопирита, блеклых руд. Пирит образует пентагондодекаэдры с неоднородной ТЭДС.

Кварц-карбонатные тела. Завершающие рудный процесс кварц-карбонатные жилы и прожилки распространены локально в зонах Южного и Северо-Восточного разломов. Они сложены розетчатым и гребенчатым халцедоновидным кварцем с примесью

карбонатов, глинистых минералов, адуляра, пирита, марказита, мургирита.

Промышленные компоненты руд *Мурунтау* – Au, Ag, W (шеелит), металлы платиновой группы (МПГ). Урановая минерализация (уранинит, настуран, урановые черни) в виде пластообразных тел и линз расположена в объеме мегаштокверка. Вольфрамовая минерализация в контуре промышленного золотого оруденения распространена повсеместно. Золотоносные и вольфрамсодержащие тела, унаследующие единые рудоконтролирующие структуры, нередко сходны по морфологии и элементам залегания. Максимальные концентрации Au и W смещены относительно друг друга, что приводит к ярусному строению крутых и пологих залежей и чередованию полос, обогащенных тем или иным компонентом. Наблюдается сокращение общей минерализации на глубину и упрощение морфологии отдельных тел.

Золото отлагалось на протяжении всего рудного процесса. Оно подразделяется на кластогенное, хемогенное, метаморфизованное, связанное с углеродистыми минералами, гидротермалитами, кварцевыми жилами и штокверками. Самородное золото I додайковой ассоциации (дендриты, октаэдры, пластинчатые, губчатые, прожилковые, комковидные выделения) имеет максимально высокую пробу 840-940 ‰. Самородное золото II последайковой золото-пирит-арсенопирит-кварцевой ассоциации (пылевидные, угловатые, пластинчатые формы) отличается пониженной пробностью 749-873 ‰. Золото III, образующее сростания с полиметаллическими сульфидами (галенитом, сфалеритом), характеризуется пробностью 355-732 ‰. Высокосеребристое золото IV и кюстелит (проба 285-355 ‰) ассоциируют с поздними серебряными минералами (Золоторудное месторождение..., 1998).

Основная масса промышленного золота концентрируется в средне- и крупнозернистом молочно-белом шеелитсодержащем кварце, меньше (8-10 %) в сульфидных прожилках (арсенопирите, пирите). Золото образует прожилки в шеели-

те, каймы вокруг зерен шеелита, просечки и остроугольные выделения в арсенопирите. Наиболее широко распространены монокристаллы и зерна Au капле- и дробевидной форм. Преобладающий размер золотинок в шеелитсодержащих кварцевых телах 0,05-0,3 мм. В кварц-арсенопиритовых прожилках золото мелкое, часто в виде субмикроскопических вкрастков в сульфиде.

Повышенные и высокие содержания МПГ присутствуют во вмещающих породах, тектонитах и золотых рудах (Ермолаев и др., 1994; Додин и др., 2000). В кварц-полевошпатабиотитовых метасоматитах Pd 0,25-45,48 г/т, Os 0,006-9,73 г/т, Pt 0,08-21,51 г/т. В графит-антракосилит-сульфидном материале зон кливажа Pd 0,15-28,9 г/т, Pt 0,001-50,0 г/т, Os 0,001-9,73 г/т, Pt 0,82-50 г/т. Главным носителем МПГ предположительно является вторичное органическое вещество. Н.П. Ермолаевым в герсдорфите выявлены тонкие сростки мышьяковистого Ag с интерметаллидами Pt, Ir, As (сперрилит, иридарсенид). О.Н. Русиновой во флотационном углеродистом концентрате из тектонитов, содержащем Au 54 г/т, Pt 30 г/т, Pd 54 г/т, Rh 12 г/т и Ru 59 г/т, установлен ирарсит IrAsS (Ермолаев и др., 1994).

На месторождении проявлена стадийная и фациальная зональность. Стадийная зональность обусловлена выполнением разновозрастных трещин последовательно образовавшимися минеральными ассоциациями. Субсогласные кварцевые жилы и прожилки и более поздние золото-кварц-шеелитовые тела выполняют системы крутых и пологих трещин. Кварц-сульфидные прожилки локализованы в субширотных сколовых трещинах, пересекающих золото-кварц-шеелитовые зоны. Кварц-карбонатные жилы сосредоточены в зонах Южного и Северо-Восточного разломов. Признаки фациальной зональности: более широкое распространение серебро-полиметаллической ассоциации на верхних горизонтах и на восточном фланге месторождения по сравнению с со средними и глубокими уровнями; снижение пробности золота от нижних горизонтов (980-950 ‰) к верхним (950-800 ‰) и от центральных частей рудного поля к периферии; снижение в этом

же направлении температур образования рудоносных кварцев от 600°C и более на глубинах 800-1000 м до 360-460°C в приповерхностной части.

Руды и гидротермалиты *Мурунтау* характеризуются длительным (по И.М. Голованову, десятки млн лет) и полистадийным формированием, контрастным спектром элементов, разнообразием видов и векторов геохимической зональности. Ведущие элементы месторождения – Au, W, Bi, Mo, As, Ag, U, МПГ; подчиненные – Mn, V, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, Sb, Ba, Hg, Se, В и др. (Брагин и др., 1986; Золоторудное месторождение..., 1998; Рафаилович, 2003а; и др.). Поликомпонентная геохимическая специализация характерна как в целом для пестрого бесапана, так и для отдельных его литологических разновидностей, углеродистого вещества, осадочно-диагенетического пирита. Повышенный фон элементов в пестром бесапане (Au, W, As, Mo и др.) фиксируется в рудном поле и за его пределами. Метаалевролиты и метаалевропелиты имеют наиболее высокие средние содержания Au (соответственно 76 и 32 мг/т). Кероген и сингенетический пирит в породах пестрого бесапана, кремнисто-щелочные метасоматиты, развитые по дислоцированным углеродистым осадкам, как уже отмечалось, существенно обогащены Au – до 1,0-1,5 г/т.

Генерализованная модель вертикальной геохимической зональности (ВГЗ) *Мурунтау* представляется в следующем виде (см. *рис. 1.33*): U-Mo-V (ураноносная ассоциация в корневой части месторождения) – Ni, Co, Cu, W, Mo, As, Au₁ («сквозные» высокотемпературные дорудная и ранняя рудная золото-кварц-редкометалльная ассоциации) – Ni, Co, As, Zn, Au₂ («сквозная» рудная среднетемпературная золото-пирит-арсенопирит-кварцевая ассоциация) – Zn, Pb, Ag, Sb, Ba, Hg, В (заключительные средне- и низкотемпературные ассоциации на верхних выклинках и флангах рудных залежей).

Месторождение Кумтор (Кыргызстан) – золото-сульфидное, расположено на территории Срединного Тянь-

Шаня в северо-восточной части «Линии Николаева» – региональной шовной зоны субширотно-северо-восточного простирания протяженностью сотни км и шириной первые км. Описание месторождения приводится по материалам В.В. Никонорова, Н.К. Курбанова, Ю.И. Новожилова, Н.П. Варгуниной, А.В. Никифорова, СИ. Аникина, Н.Т. Пака, Р.Д. Джечкураевой, А.А. Шиганова, Н.П. Ермолаева и др.

По Курбанову и др. (1986), рудовмещающая шовная зона *Кумтора* представляет собой троговую структуру, расположенную в северозападном борту Сарыджасского кристаллического выступа – срединного массива, сложенного породами нижнего протерозоя. Отложения трога (рифей-венд) в рудном поле меняют простирание с субширотного на северо-восточное. Рудовмещающая зона Кумтор выполнена тектонитизированными осадками рифей-вендского возраста. В зоне мощностью 150-300 м выделяются три крупные ветви. В центральной ветви, представленной серией сближенных субпараллельных крутопадающих разрывов, прослеженных по простиранию более чем на 2 км, сосредоточено промышленное оруденение. Шовная зона сложена тремя литологическими комплексами: подстилающим вулканогенно-терригенным, рудовмещающим углеродисто-терригенным и перекрывающим карбонатно-терригенно-кремнистым.

Отложения рудовмещающего комплекса (джетымтауская свита) отличаются повышенной углеродистостью 1,5-4,0 %, известковистостью, сингенетической рассеянной сульфидной минерализацией (пирит и пирротин), высоким геохимическим фоном Au, W, Ag, платиноидов (десятки кларков) (Аникин, 1992; Ермолаев и др., 1994; Золото Кыргызстана..., 2004; Никифоров, 1993; Рафаилович, 2003). Углеродистые алевролиты, филлиты, сланцы джетымтауской свиты смяты в изоклиральные складки, осложнены надвигами, дислокационными преобразованиями – милонитизацией, гофрировкой, будиначем. Рудоносная зона смятия протяженностью до 1200 м и мощностью 300-400 м падает на юго-восток под углами 45-60° (*рис.*

1.35). На юго-восточном фланге рудного поля расположен скрытый массив гранитоидов позднепалеозойского возраста, синхронный формированию концентрированного золотого оруденения. На *Кумторе* отмечаются редкие дайки среднего и кислого состава.

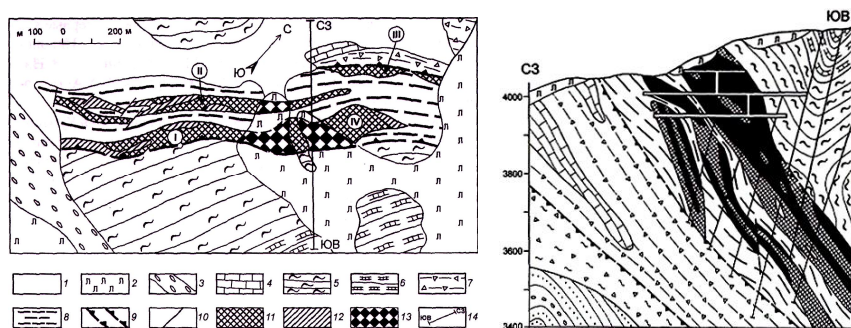


Рис. 1.35. Схематическая геологическая карта и разрез золоторудного месторождения Кумтор (по В.В. Никонорову): 1 - аллювий, пролювий; 2 - ледники; 3 - морена; 4 - известняки (Є–О₁); 5-6 - отложения R₃–V возраста: 5 - углисто-глинистые сланцы (филлиты) джетымтауской свиты, 6 - переслаивание филлитов и известняков; 7 - тектонический меланж; 8 - углеродистые милониты; 9 - надвиги; 10 - прочие разломы; 11-12 - руды с концентрациями золота: 11 – средними и высокими, 12 - низкими; 13 - рудные тела, перекрытые ледником; 14 - линия геологического разреза; рудные зоны: I - Южная, II - Северная, III - Северо-Восточная, IV - Штокверковая

Золото-сульфидные тела Штокверковое, Южное, Северное и другие локализируются в зонах гидротермального преобразования углеродистых филлонитов (Золото Кыргызстана..., 2004; Геология золоторудных..., 2006; Никоноров, 2009; Дженчураева, 2010). Главные типы изменений: калишпатизация, альбитизация, серицитизация, хлоритизация, карбонатизация, пиритизация. Первичные руды представлены гидротермально измененными и пиритизированными породами, пронизанными пирит-кварц-полевошпат-карбонатными про-

жилками. Рудные столбы содержат высокозолотоносные пирит-карбонатные тела и густую сетку пирит-альбит-карбонатных и пирит-калишпат-карбонатных прожилков со средней (3-10 %) и высокой (более 10 %) интенсивностью пиритовой минерализации.

Во внутренних зонах гидротермальной колонки отмечаются существенно переработанные породы – светлоокрашенные метасоматиты массивной, пятнистой и сланцеватой текстур. Для периферических частей характерны рассеянные проявления альбитизации и карбонатизации и увеличение интенсивности серицитизации. Рудные залежи послойные, реже секущие, пластообразные, линзо- и лентовидные, мощностью от десятков метров до 100-150 м, с вертикальным размахом до 600-1000 м и более. Текстуры руд – вкрапленные, прожилково-вкрапленные, сетчато-прожилковые, полосчатые, пятнистые, брекчиевидные. Прожилковые, полосчатые, брекчиевидные и брекчиевые текстуры характерны для центральных, наиболее богатых частей рудных тел. Дорудный жильно-прожилковый кварц развит ограниченно.

Основные рудные минералы – золотоносный пирит (кубы, октаэдры, пентагондодекаэдры, губчатые выделения; среднее содержание пирита 10-20 %; золота в пирите 30-400 г/т, иногда до 1500 г/т), шеелит, гематит; подчиненные – халькопирит, марказит, пирротин, ильменит, сфалерит, кобальтин, арсенопирит, галенит, тетраэдрит, висмутин, алтаит, тетрадимит, теллуриды Au и Ag (сильванит, мутманнит, калаверит, петцит, креннерит, гессит, монтбрейит), самородные Au и Ag, сульфосоли Hg и др. Нерудные минералы – карбонаты (сидерит, анкерит, доломит, кальцит), ортоклаз, альбит, антраксолит, кварц, хлорит, барит, флюорит, стронцианит. Главный компонент руд – Au (среднее содержание 4,4 г/т). Руды характеризуются низкими содержаниями кремнезема и относительно высокими – кальция, углекислоты, щелочей, S и W. Средние содержания золота в рядовых рудах 2-10 г/т, в рудных столбах десятки-сотни г/т. Золото-серебряное отношение от

1:1 в бедных рудах до 10:1 в рядовых и богатых в среднем 2:1-3:1 (Новожилов, Гаврилов, 1999).

Серебро является попутно извлекаемым элементом. Промышленный интерес могут представлять W, Se, Te, платиноиды, S.

Руды формировались в два этапа: ранний – рифей-вендский, характеризующийся отложением металлоносных углеродистых осадков джетымтауской свиты, и позднепалеозойский (C₂) – связан с коллизионной стадией (гранитоидный магматизм, метаморфизм, гидротермальный метасоматоз).

Золото в рудах *Кумтора* представлено тремя генерациями: самородное Au, золото-серебряные минералы (электрум, кюстелит), теллуриды Au и Ag (петцит, креннерит, сильванит и др.) (Аникин, 1992). Выделения самородного Au от тонкодисперсных до преобладающих мелких. От раннего золота к позднему знаки благородного металла укрупняются, усложняется их морфология и снижается пробность. Выделяются кристаллические формы золота {110}, {111}, {100}, {321}, {210}, их многочисленные комбинации, дендриты, плоскогранные и округлые зерна, трещинные и интерстициальные выделения. Примеси в самородном золоте – Te, Ag, реже W, Se, Bi, Cu, Pb, Zn, Sn. Широко распространены каймы самородного Au вокруг теллуридов Au и Ag, парагенезисы самородного Au и гессита.

Г.В. Ломакина выделила три золотопродуктивные минеральные ассоциации: 1) золото-пирит-карбонатную, 2) золото-пирит-доломитовую, 3) золото-пирит-кальцитовую (Новожилов, Гаврилов, 1999). Завершающая рудный процесс малопродуктивная золотосодержащая барит-сульфидно-полиметалльно-кальцитовая ассоциация не имеет существенного промышленного значения.

Первая продуктивная золото-пирит-карбонатная ассоциация развита повсеместно. Области ее повышенного распространения определяют конфигурацию контуров бедных и рядовых руд. Высокопробное самородное золото (935-960 ‰)

образует микровключения в пирите, нередко в парагенезисе с кобальтином.

Вторая – золото-пирит-доломитовая ассоциация распространена менее широко и неравномерно. Уровень ее золотоносности относительно высокий. Высокопробное золото встречается в микропарагенезисах с тетрадимитом, висмутином, теллуридами Au и Ag. Размеры золотинок 5-80 мкм, формы комковидная и прожилковая.

Золото-пирит-кальцитовая ассоциация является наиболее продуктивной. Она нередко слагает самостоятельные жильоподобные тела. Золото субмикроскопическое, сосредоточено в пирите. Золотоносный пирит тонкозернистой структуры (размер зерен доли мм), образует густовкрапленные и полосчатые скопления в жильной массе кальцита («бурундучные» руды).

Поздняя золотосодержащая барит-сульфидно-полиметалльно-кальцитовая ассоциация проявлена локально. Низкопробное Au (705-716 ‰) формирует эмульсионную вкрапленность в тетраэдрите, прожилковидные или неправильные сростки с тетраэдритом, галенитом, гёсситом. Высокие содержания золота фиксируют участки совмещения нескольких продуктивных ассоциаций.

По данным Ivanov et al. (2008), на месторождении выделяются четыре стадии минералообразования: 1) ранняя слабозолотоносная кварц-карбонат-альбит-хлорит-серицит-пиритовая, 2) интенсивного развития брекчий, жильного и штокверкового рудообразования (карбонаты, кварц, калишпат, серицит, барит, стронцианит, пирит, самородное золото, халькопирит, гематит, магнетит, шеелит, ферберит, касситерит, сфалерит, галенит, калаверит, петцит, сильванит, алтаит, мелонит, тетраэдрит), 3) высокопродуктивная карбонат-пиритовая с альбитом, кварцем, серицитом, баритом, гематитом, шеелитом, свободным золотом, теллуридами золота и серебра, 4) заключительная карбонат-пиритовая, рассекающая все предыдущие образования; по минеральным ассоциациям она схожа с третьей стадией, но в отличие от нее содержит

карбонатные и пиритовые мономинеральные тела. Основная масса золота представлена самородным золотом и теллуридами Au и Ag, заключенными в пирите.

Пирит – «сквозной» минерал рудного процесса. Диагенетический пирит в филлитах характеризуется диапазоном $\delta^{34}\text{S}$ от +1.0 до +14.0 ‰, пирит второй стадии от -0.6 до +1.6 ‰; пирит третьей и четвертой стадий от -1.1 до +3.1 ‰. Источник серы в пиритах – внешний, не связанный с филлитами месторождения.

В размещении метасоматитов и рудной минерализации проявлена вертикальная и латеральная зональность. По данным (Варгунина, Полякова, 1989), нижние уровни месторождения сложены карбонат-серпичитовыми и альбитовыми метасоматитами прерудного этапа. На средних горизонтах метасоматиты разных стадий совмещены с увеличением масштабов пирит-карбонатных и калишпатовых изменений. На верхнем горизонте интенсивность щелочного метасоматоза снижается. Снизу вверх и от периферии рудных тел к осевым частям ранние рудные ассоциации сменяются поздними.

Образование золотой минерализации сопровождалось перераспределением органики – осветленные внутренние части золотоносных зон содержат реликты тяжелого углерода (0,1-0,5 ‰), породы внешнего обрамления (тектоническое брекчирование и прожилковое органическое вещество за контурами рудных тел) обогащены легким углеродом до 10-18 ‰ (Никифоров, 1993). При калишпатизации часть углерода, окисленная до CO_2 , была трансформирована в анкеритовые метасоматиты.

Рудо- и ореолообразующие элементы: ведущие – Au, W, Ag, Ba, Cu, платиноиды; подчиненные – Mn, Cr, Ni, Co, Mo, As, Bi, Se, Zn, Pb, F, Sb, Hg. Распределение Au в рудных телах неравномерное, контрастное, продуктивность оруденения от первых до 500-600 метрограмм на т и более. Основной объем запасов Au сконцентрирован в Южном и Штокверковом телах, объединяющихся под ледником в единую рудную залежь

(рис. 1.36). Золоторудные столбы склоняются в северо-восточном направлении под углами 45-50°; богатые руды сосредоточены в приповерхностной части месторождения (отметки 4150-3900 м).

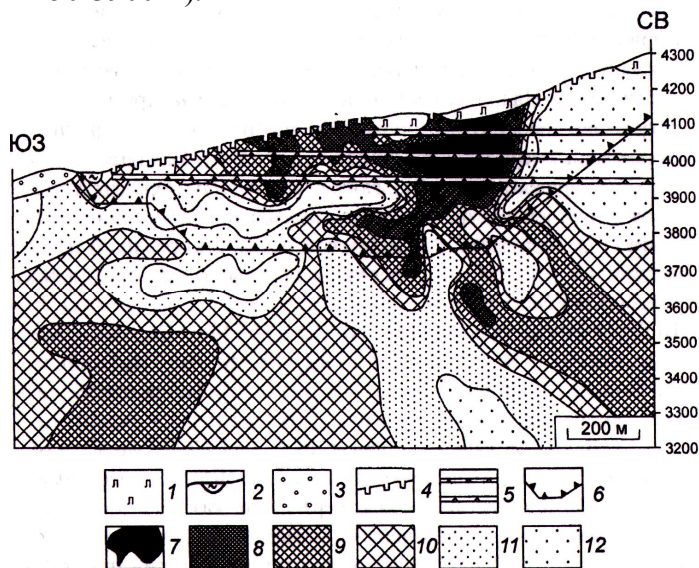


Рис. 1.36. Месторождение Кумтор. Распределение золота в плоскости Южной и Штокверковой рудных зон, по В.В. Никонорову:
 1 - ледники; 2 - четвертичные отложения; 3 - морена; 4 - каналы;
 5 - штольни с рассечками; 6 - контур прогнозируемого карьера;
 7-12 - интенсивность золотой минерализации (в микрограммах на тонну): 7 - более 500, 8 - 250-500, 9 - 100-250, 10 - 50-100, 11 - 25-50, 12 - менее 25

Рудовмещающие породы, метасоматиты и золоторудные тела обладают геохимической специализацией на Pt, Pd, Ir. Значительное количество МПГ, в концентрациях, превышающих кларк земной коры в 2-10 раз, связано с серицит-графитовой частью алевролитов. Средние содержания Pt и Pd в рудоносных метасоматитах и сульфидизированных углеродистых брекчиях (полевошпат-пиритовых, кварцево-пиритовых, адуляр-анкерит-альбитовых, графит-антраксолит-

глинистых) составляют первые г/т (Ермолаев и др., 1994). Pt и Pd тесно коррелируют между собой в субпластовых и штокверковых разновидностях руд. Содержания Pt в пирите до 1,0 г/т, в мелоните 2,5 %, кюстелите и калаверите до 1,0 % (Аникин, 1992; Ермолаев и др., 1994). Среднее содержание Ag по месторождению 2,39 г/т. *Кумтор* является крупным вольфрамсодержащим объектом.

Рудные тела оторочены эндогенными ореолами Au, W, Ag, Ba, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Mo и других элементов. Морфология геохимических ореолов струйчатая, полосчатая, лентовидная, согласующаяся с напластованием вмещающих пород, формой и условиями залегания рудных залежей. Наиболее контрастны ореолы Au и W. Примечательно отсутствие ореолов As – индикатора многих золото-сульфидных месторождений черносланцевого типа (*Бакыршык*, *Кокпатас* и др.). На верхних горизонтах преобладают ореолы Ag и Ba. Ореолы Au достигают максимальных параметров в центральной части рудных тел; с глубиной увеличиваются размеры и контрастность ореолов W и Mo. В всячем боку рудной зоны проявлены ореолы Pb и Zn, на нижних уровнях – Co и Ni.

ВГЗ эндогенных ореолов: Co-Ni-Cr-W-Mo-Cu₁-Bi₁-As-Au-Ag₁-Te-Bi₂-Se-Cu₂-Zn-Pb-Ag₂-Sb-Sr-Ba-Hg (Аникин, 1992). Контрастным показателем зональности является отношение произведений содержаний элементов, представленных: в числителе – Zn, Pb, Ag, Ba, Sb, Sr и Hg, в знаменателе – Co, Ni, Cr, W, Mo, Cu и Bi. Отношение (Ba-Sr-Pb)/(Cu-Ni-Co) на верхнем горизонте более 100, на нижнем менее 0,05. Вертикальная минералогическая зональность: кобальтин-шеелит-теллуриды никеля-пиритI-арсенопирит-самородный висмут-самородное золото-теллуриды Au и Ag-пиритII-теллуриды Cu, Bi, Pb и Ag-селениды-самородное серебро-кюстелит-галенит-сфалерит-блеклые руды-барит-стронцианит-сульфосоли Hg. Кубический пирит надрудно-верхнерудных горизонтов обогащен As, Pb, Zn, Sr, Ba. Пентагондодекаэдрические кристаллы пирита средних горизонтов концентрируют Au, Ag, Se, Te,

Ві. Пириты октаэдрического габитуса на глубоких горизонтах содержат W, Cr, Ni, Co.

Кумтор – эталон безмышьяковистых золото-сульфидных месторождений черносланцевого типа. По Курбанову (1988), месторождение относится к полигенно-полихронному семейству с комбинацией оруденения двух возрастов: 1) древнего – рифей-вендского сингенетического прожилково-вкрапленного сульфидного и 2) позднепалеозойского (C₂), трансформированного (магматогенно-гидротермальные очаги, гидротермально-метаморфогенная регенерация вкрапленных руд). По ряду показателей (вмещающая среда, тектонофации, магматизм, формы нахождения Au, типы руд) *Кумтор* обладает сходством с выше охарактеризованным гигантским месторождением *Сухой Лог*.

Месторождение Туора Тас. Эта аллювиальная россыпь приурочена к среднегорному поднятию Восточной Сибири (Россия). Нагорье представляет собой палеогеновый и неогеновый пенеплен, расчлененный современной гидросетью. По бортам долин сохранились реликты 50-, 25- и 5-метровых террас, фиксирующих последовательные эрозионные циклы развития речной системы. Террасы р. Туора Тас золотоносны, но основная россыпь типично долинная пойменная.

Коренным источником россыпи служат кварцевые жилы, локализованные в зоне северо-западного простирания, пересекаемой верховьями реки и ее притоков. Первоначальное россыпеобразование связано с гидросетью пенеплена. Затем, при последующих эрозионных циклах, вследствие врезания долин происходил перемыв аллювиального материала, его обогащение золотом с концентрацией этого металла в придонных частях современных пойменных отложений.

Месторождение Ном. Это единственное в своем роде латеральное (прибрежно-морское) россыпное месторождение золота находится на побережье Сьюардского полуострова

Аляски. Создано оно дельтовыми россыпями, частично пере-мытыми в приливно-отливной береговой зоне с образованием типичных пляжных россыпей. Поскольку процесс формирования россыпей в Номе был длительным и совпал с постепенным отступлением моря, он зафиксировался в серии субпараллельных латеральных россыпей, крайняя из которых находится на высоте 25 м над уровнем моря и отстоит от современного берега на 7 км. Вниз по склону террасообразно расположены 12 субпараллельных россыпей, вверху частично перекрытых ледниковыми и болотными отложениями, а внизу водами современного моря. Вдоль берега золотоносная площадь вытянута на 25 км, поперек его – на 10 км. Длина россыпей 1-2 км, ширина 100-180 м при мощности пласта 1,2-1,5 м, иногда до 5 м. Содержание золота крайне неравномерное и изменяется от 100 мг/м³ до 1000 г/м³.

Из россыпей *Нома* добыто несколько десятков т золота.

2. МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕРЕБРА

2.1. Геохимическая характеристика

В периодической системе элементов серебро занимает 47-е место, атомная масса его 107,87. В природе очень часто встречается самородное серебро, в химических соединениях степень окисления его +1. Радиус иона Ag^{1+} равен 0,126 нм. Серебро обладает большим сродством с серой и образует ряд сульфидных минералов. Кроме того, часто встречаются теллуриды, селениды и галоидные соединения серебра.

Массовая концентрация серебра в земной коре, по А.П. Виноградову, составляет $7 \cdot 10^{-6}$ %, в ультраосновных породах $5 \cdot 10^{-6}$ %, в основных $1 \cdot 10^{-5}$ %, в средних $7 \cdot 10^{-6}$ % и в кислых $5 \cdot 10^{-6}$ %. Намечается некоторое уменьшение содержания серебра от основных пород к кислым, однако эти различия весьма невелики.

Геохимическая история поведения серебра в эндогенных условиях во многом сходна с поведением золота, но для серебра она изучена меньше. При дифференциации магматических расплавов основного состава серебро вместе с золотом и металлами группы платины концентрируется в сульфидных медно-никелевых рудах ликвационного типа.

В постмагматических растворах, связанных с гипабиссальными комплексами гранитоидов или с вулканогенно-интрузивными комплексами, серебро вместе с золотом и другими металлами накапливается в гидротермальных растворах, переносится ими и образуются комплексные полиметаллические, золото-серебро-теллурические и другие месторождения. В гидротермальных рудах серебро часто ассоциирует с никелем, кобальтом, висмутом, медью, оловом, иногда ураном. Особенно значительные концентрации серебра возникают в рудах полиметаллических и медно-колчеданных месторождений, а также в оловянно-серебряных, золото-серебряных месторождениях и медистых песчаниках.

Минералы серебра в сульфидных рудах достаточно разнообразны и представлены серебром самородным, его сульфидами, сульфосолями, селенидами, теллуридами и другими.

В зоне окисления первичных руд серебро является элементом достаточно подвижным. Самородное серебро химически устойчиво, перемещается механическим путем и накапливается вместе с золотом в россыпях. Сульфиды и другие соединения серебра легко окисляются, образующийся сульфат серебра хорошо растворяется в воде и выносится из зоны окисления рудных тел. При этом часто возникает зона вторичного сульфидного обогащения серебра, где основной минерал – вторичный аргентит. Поведение серебра в зоне окисления медно-колчеданных месторождений аналогично поведению золота. Следует лишь заметить, что галоидные соединения серебра труднорастворимы и часто образуются в зоне окисления.

Растворимые соединения серебра (сульфатные, тиосульфатные и иные) водными потоками выносятся в моря и океаны, где могут возникнуть осадочные концентрации и месторождения серебра. Накопление серебра вместе с медью, свинцом, цинком и другими металлами происходит в морских бассейнах лагунного типа в условиях жаркого климата при наличии сероводородного заражения вод, которое может возникать при гниении органических остатков. Образуется рассеянная серебряная минерализация (самородное серебро, аргентит и др.), сингенетичная с накоплением морских осадков. Повышенным содержанием серебра обладают углистые сланцы, песчаники, обогащенные растительными остатками, угли. Месторождения в песчаниках и углистых сланцах имеют промышленное значение.

Таким образом, в достаточно сложном геохимическом цикле серебра промышленные концентрации его возникают на магматическом этапе (комплексные сульфидные медно-никелевые руды), гидротермальным путем (ряд рудных формаций), в зоне окисления эндогенных сульфидных руд, а также осадочным путем (россыпи и морские осадки).

2.2. Области применения и экономическая конъюнктура

Области применения серебра изменяются по мере развития науки и техники. Первоначально оно применялось для изготовления монет и украшений. В настоящее время 65-70 % серебра используется в различных отраслях промышленности: фото- и кинопромышленности (более 40 %), электротехнике и электронике. На долю ювелирных изделий и посуды приходится около 20 %, остальная часть употребляется для чеканки монет, медалей и других целей.

Суммарный объем мировой добычи (с древних времен) оценивается в 800-900 тыс. т. В последнее время добывается около 13,5-18 тыс. т серебра в год. При этом на долю Мексики, США, Перу, Австралии, Канады и Чили приходилось 68 % суммарного производства серебра зарубежных стран. Польша добывает 1100 т серебра, Россия – 620 т. Ежегодное потребление серебра составляет около 28 тыс. т. Крупнейшими потребителями серебра являются США, Япония и Великобритания. В последние годы увеличилось производство серебра из вторичных источников (из реагентов фото- и кинопромышленности и отходов электронной промышленности). Так, в Японии ежегодно получают более 550 т вторичного серебра.

Доля собственно золото-серебряных руд в общем объеме запасов и добычи серебра в Казахстане незначительна. При обогащении полиметаллических и медных руд серебро извлекается в медный, цинковый и свинцовый концентраты. При дальнейшей переработке медных концентратов в металлургическом цикле дочерних объединений компании «Казахмыс» – ПО «Жезказганцветмет» и ПО «Балхашцветмет» основной объем серебра сосредотачивается в медеэлектролитных шламах. Извлечение серебра из шламов осуществляется на аффинажном заводе ПО «Балхашцветмет», который был введен в

эксплуатацию в 1997 г. В настоящее время мощность завода составляет 1000 т серебра. Согласно данным Агентства Республики Казахстан по статистике, в 2007 г. выпуск аффинированного серебра составил около 591 т (88,1 % к предыдущему году).

При переработке свинцовых концентратов на Усть-Каменогорском свинцово-цинковом комбинате компании «Казцинк» серебро извлекается из продуктов рафинирования свинца. Аффинаж серебра осуществляется на заводе, введенном в эксплуатацию в 1993 г. В настоящее время мощность завода составляет 1000 т серебра. Согласно данным Агентства Республики Казахстан по статистике, в 2007 г. выпуск аффинированного серебра составил около 115 т (91,6 % к предыдущему году). Максимум производства (943 т) был достигнут в 2001 г., в последние годы выпуск серебра находится в пределах 700-800 т.

Цены на серебро в последние годы колеблются в среднем пределах 20-30 \$/унция.

2.3. Основные промышленные минералы и прочие источники сырья

Минералов, являющихся носителями серебра в природе много, здесь перечислены только некоторые самые важные. К ним относятся следующие:

самородное серебро Ag,
электрум (Au,Ag), при этом золото встречается только с содержанием ниже 35 % или выше 72 %;
кюстелит (Ag, Au) или Ag_3Au .

Сульфосоли:

прустит	Ag_3AsS_3 ,
пираргирит	Ag_3SbS_3 ,
стефанит	Ag_5SbS_4 ,
канфилдит	Ag_8SnS_6 ,
полибазит	$(Ag,Cu)_{16}Sb_2S_{11}$.

Сульфиды:	
аргентит	Ag_2S ,
акантит	Ag_2S ,
штромейерит	CuAgS .
Хлориды:	
кераргирит	AgCl .
Сульфаты:	
аргентярозит	$\text{AgFe}_3[\text{SO}_4]_2(\text{OH})_6$.
Теллуриды:	
креннерит	$(\text{Au}, \text{Ag})\text{Te}_2$,
сильванит	AuAgTe_4 ,
гессит	Ag_2Te ,
петцит	Ag_3AuTe_2 .

Другие сульфиды, сульфосоли, селениды, теллуриды и т.п. соединения серебра.

2.4. Экономические параметры и сведения о качестве сырья

Требования промышленности к серебряным рудам зависят от типа месторождений. В собственно серебряных месторождениях содержание металла должно составлять не менее 100 г/т. Из комплексных месторождений цветных металлов серебро может извлекаться и при более низких содержаниях (10-100 г/т).

Мировые ресурсы серебра оцениваются в 1,3-1,4 млн т. Общие запасы серебра в мире (без России) на начало 1997 г. составляли 798,8 тыс. т, а подтвержденные – 523,3 тыс. т. К основным странам-держателям запасов серебра принадлежат: Польша, США, Канада, Мексика, Австралия, Казахстан, Таджикистан, Перу и Боливия (табл. 2.1). В недрах этих стран сконцентрировано 63,5 % мировых (без России) подтвержденных запасов.

Таблица 2.1. Запасы серебра в некоторых странах мира, т

Страна, часть света	Запасы общие	Запасы подтвержден.	Их % от мира	Ср. содержание в рудах, г/т
ЕВРОПА	156700	114090	21,8	
Испания	15000	14000	2,7	40
Польша	81000	66000	12,6	50
Португалия	8000	6500	1,2	40
Швеция	10001)	9000	1,7	180
АЗИЯ	194100	136500	26,1	
Индия	9000	8000	1,5	120
Индонезия	7200	6500	1,2	30
Иран	14600	6500	1,2	300
Казахстан	38000	29000	5,5	80
Китай	10000	6000	1,1	300
Монголия	9000	6000	1,1	150
Таджикистан	32000	24000	4,6	80
Турция	7000	5500	1,1	200
Узбекистан	22900	10000	1,9	190
Япония	17500	16000	3,1	150
АФРИКА	53600	27900	5,3	
Марокко	9000	8000	1,5	250
ЮАР	31000	13000	2,5	100
АМЕРИКА	339000	207430	39,6	
Аргентина	15800	8900	1,7	240
Боливия	47400	20900	4	180
Канада	58270	40000	7,6	400
Мексика	58530	38600	7,4	320
Перу	39120	22960	4,4	140
США	82500	52200	10	190
Чили	21000	16000	3,1	100
ОКЕАНИЯ И АВСТРАЛИЯ	55400	37360	7,1	
Австралия	47500	30860	5,9	190
Папуа-Новая Гвинея	6600	5600	1,1	50

В России основные запасы серебра сосредоточены в сербросодержащих комплексных рудах месторождений цветных металлов и золота (73 %). Собственно серебряные месторождения заключают в себе 27 % запасов.

Запасы серебра Казахстана разведаны более чем в 100 месторождениях, при этом основная доля (около 60 %) приходится на полиметаллические (медно-свинцово-цинковые) месторождения Рудного Алтая. Содержание серебра в рудах этих месторождений находится на уровне от 40 до 100 г/т. Около 25 % запасов серебра Казахстана сосредоточено в месторождениях медистых песчаников (*Жезказганское, Итауз, Жаман-Айбат* и др.), где содержание серебра составляет 10-20 г/т.

2.5. Промышленно-генетическая классификация месторождений

Серебро является наиболее частым попутным компонентом золоторудных месторождений, а также многих других металлических руд. Самостоятельные серебряные месторождения встречаются редко, подавляющая часть объема серебра добывается попутно при разработке месторождений золота, меди, полиметаллов и олова.

На ранней стадии геосинклинального этапа, в связи с базальтоидным магматизмом, так же как и на средней стадии – в период формирования гранитных батолитов, серебряные месторождения не образуются. Основная масса сербросодержащих гидротермальных месторождений цветных металлов возникает в связи с формацией малых гипабиссальных интрузий поздней стадии геосинклинального этапа, а подавляющая часть золото-серебряных и собственно серебряных месторождений принадлежит вулканической формации этой же стадии.

В платформенный этап в экзогенных условиях формировались месторождения вторичного серебра в зоне окисления сульфидных сербросодержащих руд. Вероятно, в это же вре-

мя могли образовываться чрезвычайно редкие стратиформные серебряные месторождения типа *Сильвер Риф* (США), которым некоторые геологи приписывают осадочное происхождение.

Поскольку серебросодержащие месторождения входят в широкий круг гидротермальных образований цветных металлов, им свойственны соответствующие эпохи рудообразования. Собственно серебряные вулканогенные гидротермальные месторождения, связанные с вулканической формацией поздней стадии геосинклинальных этапов геологического развития, проявляются в протерозое, в конце герцинского цикла, становятся более заметными к концу киммерийского цикла и изобилуют в комплексах вулканических пород конца альпийского цикла. Это определяет их распространение в вулканических поясах, особенно представительных в американском и азиатском звеньях Тихоокеанского кольца и внутренней части дуги Карпат.

Вулканические пояса возникали в наземных условиях к концу геосинклинального этапа, размещаясь на стыке складчатых областей и платформ или складчатых областей различного возраста. Их составляют вулканические постройки центрального и линейного типов, потоки лав, скопления игнибригов и лавобрекчий, слои туфов и вулканогенно-осадочных пород континентального профиля, суммарной мощностью от нескольких до десяти километров. Обычно формирование вулканических пород начиналось с андезитов, реже базальтов, сменялось дацитами, латитами и завершалось липаритами, с которыми и связана основная масса вулканогенных гидротермальных рудных месторождений. С вулканическими породами ассоциированы субвулканические тела состава от порфиритов до риолитов, а также массивы гипабиссальных гранитоидов. Вулканические пояса несут обильные вулканогенные гидротермальные месторождения, в том числе золотого, золото-серебряного и серебряного состава.

Все промышленные месторождения серебра принадлежат к постмагматическим образованиям. Среди них различают сербросодержащие, из которых серебро извлекается попутно с главными металлами, и собственно серебряные месторождения, в которых серебро является главным, а остальные металлы попутные.

Основная масса серебра находится в рассеянном состоянии в сербросодержащих месторождениях, в которых сосредоточено около 90 % общемировых запасов (Кузнецов К., Панфилов Р., 1974). Наиболее значительны среди них гидротермальные плутогенные и особенно вулканогенные золото-серебряные месторождения, содержащие серебра от нескольких до 500 г/т и более, в том числе предположительно вулканогенно-осадочные типа *Ватерлоо* (США). Весьма существенны свинцово-цинк-серебряные месторождения, содержащие серебро от 10 до 2000 г/т (Мексика). Колчеданно-полиметаллические месторождения заключают 100-350 г/т серебра. Скарновые полиметаллические руды (*Санта Евлалия*, Мексика) содержат от 10 до 850 г/т серебра. В рудах медно-порфириновых месторождений находится от 0,5 до 85 г/т серебра, в медистых сланцах – 0,5-250 г/т.

Среди собственно серебряных месторождений отмечают достаточно редкие плутогенные образования, но основная их масса принадлежит вулканогенным гидротермальным месторождениям. Пример плутогенных гидротермальных месторождений – месторождение *Мангазейское* (входит в группу серебро-полиметаллических месторождений Верхоянского рудного района в России).

Примерами месторождений серебро-золотой формации могут служить *Пачука*, *Гуанохуата* и др. (Мексика), *Тонона*, *Комсток* и др. (США), *Кономои*, *Титоси* и др. (Япония), *Хаканджа* (Россия).

Некоторые гидротермальные вулканогенные месторождения свинца и цинка столь обильны серебром, что относятся к серебряным, например месторождения серебро-сульфидной

формации *Касапалка*, *Морокоча* и др. (Перу). В известном оловянном поясе Боливии имеются серебряные оловосодержащие месторождения, среди которых выделяется *Потоси*.

Среди гидротермальных месторождений арсенидов никеля и кобальта, местами ассоциированных с ураном и висмутом, известны такие, в рудах которых наибольшее значение имеет серебро. К ним принадлежат месторождения серебряно-арсенидной формации *Кобальт* и *Гоуганда* в Канаде.

Основные генетические типы серебряных месторождений приведены в *табл. 2.2*.

Таблица 2.2. Промышленно-генетические типы месторождений серебра

Типы месторождений		Примеры месторождений	
генетические	минеральные и промышленные	зарубежные	казахстанские
Контактово-метасоматический	Скарновый	Санта Евлалия (Мексика)	
Плутоногенный гидротермальный	Серебро-арсенидной формации	Кобальт, Гоуганда (Канада); Бу-Аззер (Марокко); Ховуаксы (Тыва, Россия); Конгсберг (Швеция)	Чимбастау (Ю. Казахстан)
	Серебро-кобальт-никель-висмут-урановой формации	Аннаберг, Шнееберг и др. (Германия), Яхимов (Чехия)	
	Серебро-свинцовой формации	Саксонских рудных гор: Фрайберг (Германия) и Пришибрам (Чехия); Садон, Згид (С. Кавказ); Мангазея (Россия, Верхоянский р-н); Касапалка, Морокоча и др. (Перу); м-ия Кыргызстана и Узбекистана	

Вулкано-генный гидро-термальный	Золото-серебряной формации	Тонопа, Комсток и др. (США); Кономои, Титоси и др. (Япония); Хаканджа (Россия); Чихуахуа, Сан-Луис-Потоси, Дуранго, Сакатекас, Пачука, Гуанохуата и др. (Мексика)	
	Серебро-оловянной формации	Потоси, Унсия-Льяльягуа, Оруро (Мексика) и др.	
Серебро-содержащие месторождения	Скарновые	Санта Евлалия (Мексика) и др.	Торгайская железорудная полоса, м-ия Соколовское и Сарбайское (уч-к Павловский)
	Медно-порфировые	Бингхем-Каньон (США)	Актогайская группа
	Колчеданно-полиметаллические		М-ия Рудного Алтая
	Медистые песчаники и сланцы	Мансфельд (Германия), Польская Силезия, Удокан (С.В. Прибайкалье, Россия)	Жезказганский рудный р-н
	Золотоносные конгломераты	Район Витватерсранда	

Можно выделить промышленные типы серебряных и сербросодержащих руд. К серебряным месторождениям можно отнести такие, в которых серебро является хотя бы одним из главных полезных компонентов, а иногда просто главным компонентом. Следует, однако, отметить, что многие месторождения за время их освоения, т.е. их разработки изменили свой профиль с серебряных на какие-либо полиметаллические, оловянные и другие, потому что серебряная часть руд разрабатывалась в первую очередь. Например, месторождение *Потоси* в Боливии было самым крупным известным серебряным месторождением в мире, содержащим в качестве примеси

олово, а в настоящее время оно за несколько сот лет эксплуатации превратилось в чисто оловянное, серебряные руды полностью были выработаны.

2.6. Краткая характеристика условий образования месторождений

2.6.1. Плутоногенные гидротермальные месторождения

Месторождения серебро-арсенидной формации

Месторождения этого типа представлены обычно кварцевыми и кварц-карбонатными жильными телами с большим количеством арсенидов никеля и кобальта (хлоантитом, смальтином, саффоритом, скутерудитом, никелином, раммельсбергитом, железистым минералом леллингитом и др.), висмута, которые содержат также и сульфиды железа, меди, полиметаллов. Главными компонентами являются кобальт, никель и серебро. Примерами являются месторождения Канады (*Кобальт* или *Кобальт-Майн*) и Марокко (*Бу-Аззер*). В России известно никель-кобальтовое месторождение Ховуаксы в Туве, но оно, как будто бы, не содержит значительного количества серебра. Во всем остальном оно аналогично с месторождением *Кобальт*. Месторождение среднего и небольшого размеров с высокими содержаниями серебра. В Казахстане раньше упоминалось месторождение Чимбастау, но оно оказалось очень мелким рудопроявлением.

Кобальтоносные фальбанды. Фальбандами называются лентообразной формы рудные залежи, приуроченные к отдельным горизонтам древних, обычно протерозойских пород, которые подверглись метаморфизму, с развитием кварцевых и карбонатных жил, пересекающих эти лентообразные пласты, которые сами подверглись наложенным процессам окварцевания, серицитизации, хлоритизация, приобрели осветленный, блеклый вид, откуда и произошло название *Fahlband* (по-немецки «блеклая лента»). С такими секущими жилами связа-

ны гидротермальные никель-кобальтовые молибденовые и серебряные оруденения. Типичным представителем является знаменитое шведское серебряное месторождение *Конгсберг*.

Месторождения серебро-кобальт-никель-висмут-урановой формации

Эти месторождения возникают в случае наложения друг на друга двух разных формаций, т.е. месторождения кобальт-никелевых арсенидов и гидротермальных настурановых месторождений в виде кварц-настурановых и сульфидно-настурановых жил. Получается, что это случайное сочетание двух разнотипных месторождений, для которых выделяются пять главных типов полезных компонентов: *уран, серебро, кобальт, никель, висмут*. Раньше эти месторождения объединялись с вышеописанными месторождениями никель-кобальтовых арсенидов в один тип. Представителями такого комбинированного типа месторождений являются по нынешним меркам небольшие месторождения Германии (*Аннаберг, Шнееберг* и др.) и Чехии (*Яхимов*).

Месторождения серебро-свинцовой формации

Серебро-полиметаллические (или свинцово-серебряные) месторождения в массе своей (а их в мире очень много) представлены полиметаллическими рудами с большим количеством полезных компонентов, главными из которых являются свинец, цинк, медь и серебро. Это небольшие или среднего размера жильные месторождения, представленные кварцевыми, кальцитовыми, кварц-карбонатными и более сложного состава (с баритом, флюоритом, полевыми шпатами и т.д.) жилами и штокверкообразными зонами. Такие месторождения отличаются высокими содержаниями серебра, и в старину в средневековье они разрабатывались, прежде всего, на серебро. Это относится и ко многим другим видам месторождениям сложного состава содержащими серебро. Именно к этой категории относятся самые знаменитые в Европе жильные место-

рождения Саксонских рудных гор, такие как *Фрайберг* и *Пришбрам*. На территории СНГ такими аналогами являются месторождения Северного Кавказа *Садон*, *Сгид*, а также месторождения Кыргызстана, Узбекистана. Самым большим серебряным месторождением такого типа является *Мангазея* в Верхоянском рудном районе. В отличие от *Садона* и *Фрайберга*, на этом месторождении главным полезным компонентом является серебро.

2.6.2. Вулканогенные гидротермальные месторождения

Месторождения золото-серебряной формации

К этому типу относятся многочисленные золоторудные месторождения, золотосеребряные и серебряные месторождения, приуроченные к вулканогенным структурам. Существенно-золоторудные месторождения этого типа уже охарактеризованы в разделе золота. В целом, месторождения этого типа широко распространены в Мексике и юго-западных штатах США. И как уже было сказано, все они приурочены к типично вулканическим структурам и жерловым фациям. Околорудные изменения представлены низко- и среднетемпературными жилами, такими как окремнение, одуляризация, пропилитизация, каолинизация, аргиллизация и т.д. Для них, как и для других вулканогенных месторождений, весьма характерна сложность рудовмещающих структур и морфологии рудных тел, так и сложность вещественно-минерального состава оруденения с обилием, кроме самородных элементов, различных сульфосолей, теллуридов и селенидов серебра, золота и других компонентов. Основные месторождения расположены в мексиканских штатах: *Чихуахуа*, *Сан-Луис-Потоси*, *Дуранго*, *Сакатекас* и др., о чем также сказано в разделе золота. Можно только отметить, что в Мексике резко преобладают собственно серебряные месторождения, в отличие от США, где преобладают комплексные и золоторудные месторождения.

Месторождения серебро-оловянной формации

Сюда относятся знаменитейшие серебряные и оловянно-серебряные месторождения Южной Америки, разрабатывающиеся еще со времен завоевания древней империи ацтеков испанцами. Самым знаменитым месторождением является месторождение *Потоси* (Боливия), которое за годы своей разработки дало наибольшее количество серебра в мире. Другие месторождения, такие как *Унсия-Льяльягуа*, *Ооруру* и другие (Мексика) являются уже более оловянными, нежели серебряными. До сих пор Боливия наряду с Мексикой считается одной из богатейших серебром стран мира.

2.6.3. Серебросодержащие месторождения

Более подробно о серебросодержащих месторождениях изложено соответственно выше в разделе 1 и при рассмотрении месторождений цветных металлов [11].

Здесь идет речь о серебре, содержащемся в рудах как попутный дополнительный компонент месторождений серебро-сульфидной формации, серебро-арсенидной формации и других серебросодержащих месторождений. Вообще, различить серебро, где серебро является главным компонентом, а где оно является всего лишь попутным, непросто и каких-либо общих стандартов здесь нет, поскольку, мнения у различных исследователей сильно отличаются друг от друга. Определять, когда серебро является основным, а когда попутным компонентом, по-видимому, можно только при оценке конкретных месторождений. В учебных материалах последних лет выделяется шесть видов месторождений различных цветных металлов, в которых, как правило, серебро содержится в ощутимых промышленно-извлекаемых количествах.

Прежде всего, следует сказать, что такие металлы как свинец, цинк и медь почти повсеместно сопровождаются примесью серебряных минералов, даже само определение слова «полиметаллический» подразумевает включение в это поня-

тие четырех главных компонентов: свинец, цинк, медь и серебро. Поэтому общий список месторождений, в которых серебро может присутствовать в качестве дополнительного полезного компонента, гораздо шире. Перечисленные в *табл. 2.2* типы месторождений являются наиболее типичными.

Контактово-метасоматические (скарновые) месторождения

То, что серебро постоянно встречается в виде примеси в полиметаллических и медных скарновых месторождениях это само собой разумеющееся, потому что в таких месторождениях рудная минерализация практически всегда является наложенной на скарнированные породы. Но есть и другие виды скарновых месторождений, в которых содержание серебра может хотя бы в виде исключений достигать весьма значительных величин. Таковыми являются многие железорудные скарновые месторождения, в частности, таковыми являются и крупнейшие скарновые железорудные месторождения Казахстана Костанайского промышленного района или Торгайской железорудной полосы, и, прежде всего, месторождения Соколовское и Сарбайское. Так, в коре выветривания Сарбайского месторождения образовалось, так называемое, *Павловское* месторождение самородного серебра, которое образует скопления в виде изогнутых, разной толщины проволочек сложного поперечного сечения. В сущности, эти проволочки являются дендритами самородного серебра. То, что на скарново-полиметаллических и медно-скарновых месторождениях попутное серебро должно встречаться, следует из сказанного выше, поэтому останавливаться на этих двух видах месторождений нет смысла.

Медно-порфиновые месторождения. Порфиновые месторождения вообще отличаются большим списком полезных компонентов, достаточно часто встречается серебро [11].

Таковыми являются также колчеданно-полиметаллические месторождения в докембрийских породах и породах фанерозоя.

Медистые песчаники и сланцы

То, что в медистых песчаниках попутные компоненты также достаточно многочисленны, общеизвестно. Одним из месторождений богатых серебром является *Жезказган*, а месторождение польской Силезии и Германии, вообще, отличаются высокими содержаниями благородных металлов, прежде всего, платиноидов, о чем также сказано выше. И маломощный горизонт, обогащенный платиноидами, имеет особо сложный состав на *Мансфельдском* месторождении, и в таких месторождениях типа *Мансфельд* и *Силезия* содержание серебра является высоким. Обычно, в общеизвестной литературе содержание серебра пишется не всегда.

Золотоносные конгломераты

Месторождения золотоносных конгломератов, особенно, в районе *Витватерсранда*, характеризуется очень большим списком попутных компонентов, в число которых входит и серебро.

Следует сказать, что высокие содержания серебра характерны и для многих *ликвационных медно-никелевых месторождений*, для жильных месторождений полиметаллов и меди и т.д.

К прочим серебросодержащим месторождениям относятся ***россыпные месторождения***, которые в принципе ничем не отличаются от золотоносных россыпей. Тем более, что в большинстве россыпей золота содержание попутного серебра намного превышает содержание золота, разница лишь в том, что требования промышленности к содержанию серебра намного выше, чем аналогичные требования к золоту.

2.7. Модели некоторых известных (эталонных) месторождений

Мангазейское месторождение согласно Л. Индолеву и Г. Навойсе (1974) входит в группу серебро-полиметаллических месторождений Верхоянского рудного района. Территория района сложена песчаниками и сланцами верхнего карбона и перми, собранными в складки и прорванными штоками и дайками гранитов и кварцевых порфиров мелового возраста, с которыми генетически связывается рудообразование.

Участок месторождения состоит из сланцев верхнего палеозоя, сложенных в виде антиклинальные складки, разделенные узкой синклиналью. В его пределах установлено несколько межпластовых рудных жил (рис. 2.1).

Руды месторождения формировались в два этапа. В ранний этап возникли маломощные прожилки кварца с галени- том, сфалеритом и тетраэдритом. В поздний этап, распада- ющийся на шесть стадий, была отложена главная часть руды. В первую стадию отложились кварц, пирит, арсенопирит; во вторую – кварц, темный сфалерит, манганосидерит; в тре- тью – кварц, галенит, манганосидерит, штернбергит (AgFeS_3); в четвертую – кварц, анкерит, фрейбергит ($(\text{Cu}, \text{Ag})_{12}\text{Sb}_4\text{S}$), ови- хиит ($\text{Ag}_2\text{Pb}_2\text{Sb}_6\text{S}_{15}$), диафорит ($\text{Ag}_3\text{Pb}_2\text{Sb}_3\text{S}_8$) миаргирит (AgSbS_3), пираргирит, самородное золото и серебро; в пятую – манганосидерит и светлый сфалерит; в шестую - кварц, ман- ганосидерит, кальцит. Температура образования минеральной ассоциации четвертой (продуктивной) стадии $300\text{-}150^\circ\text{C}$. В рудах *Мангазейского* месторождения отношение $\text{Ag}:\text{Au} = (500\text{-}1000):1$.

Месторождение Хаканджа расположено в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса. Согласно М. Бо- родаевской и И. Рожкову (1974), месторождение сложено ро- говообманковыми андезитами и туфами нижнего мела, зале- гающими на флишоидах верхнего триаса и перми. Они

прорваны верхнемеловыми дацитами и липаритодацитами первой фазы, затем липаритами второй фазы и, наконец, дайками микрограносиенитов и гранит-порфиров и еще более поздними дайками базальтов и долеритов (рис. 2.2).

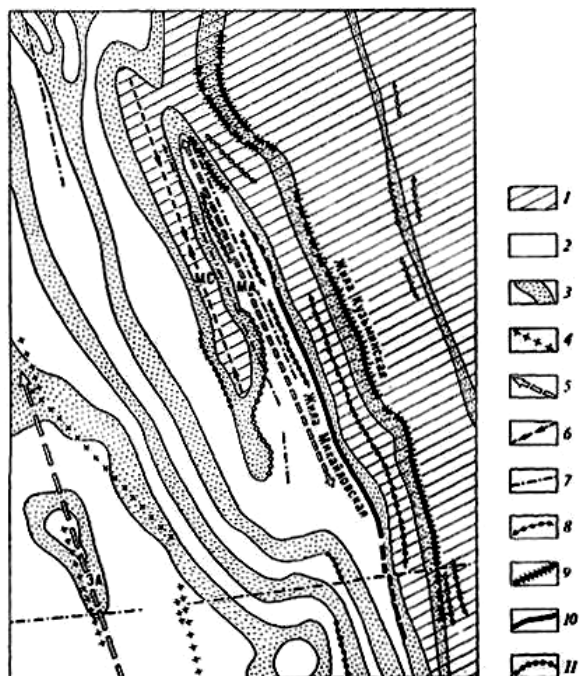


Рис. 2.1. Схема геологического строения Мангазейского месторождения (по Л. Индолеву и Г. Навойсе. Серебро-свинцовые месторождения Якутии, 1974): 1 - глинистые сланцы эчийской свиты нижней перми (P_1ec); 2 - алевролиты кыгылтасской свиты верхнекаменноугольного-нижнепермского возраста (C_3-P_1kq); 3 - пласты песчаников кыгылтасской и эчийской свит; 4 - дайки кварцевых порфиров; 5 - оси антиклиналей второго и более высоких порядков (ЭА - Эндыбальская антиклиналь; МА - Мухалканская антиклиналь); 6 - оси синклиналей (МС - Мангазейская синклиналь); 7 - разрывные нарушения; 8-11 - жилы: 8 - галенитовые, 9 - карбонат-фрейбергит-галенитовые, 10 - сульфoантимонит-сфалерит-галенитовые, 11 - кварцевые

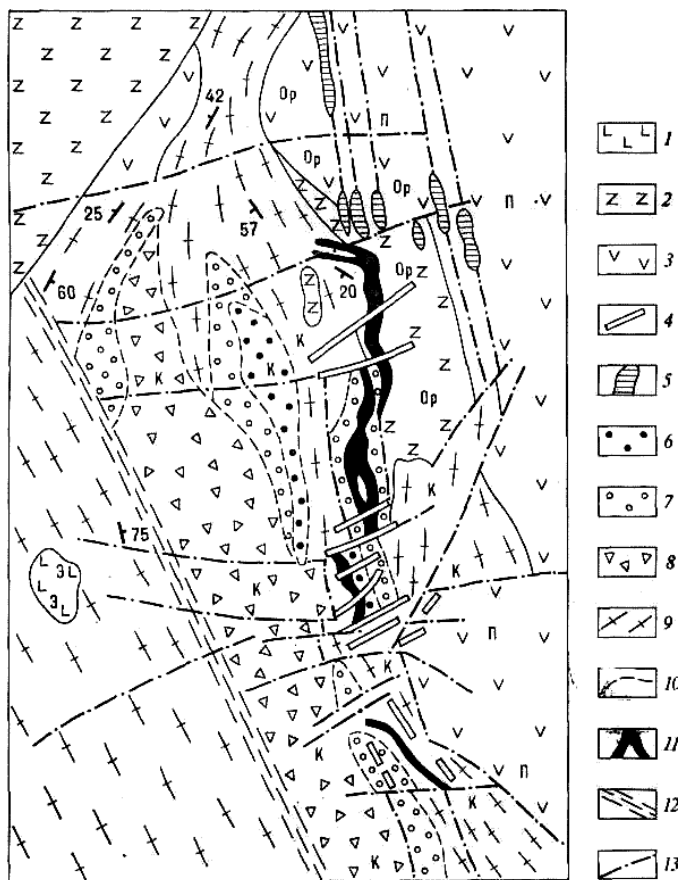


Рис. 2.2. Схема геологического строения месторождения Хаканджа (Бородаевская М., Рожков И., 1974): 1 - дациты и липариты; 2, 3 - андезиты: 2 - верхнемеловые (K_2), 3 - нижнемеловые (K_1); 4, 5 - дайки: 4 - диабазов и долеритов, 5 - гранит-порфиров и граносиенит-порфиров; 6 - шаровые лавы; 7 - сферолипариты; 8 - лавобрекчии; 9 - флюидальные и массивные липариты; 10 - границы фаций липаритов; 11, 12 - зоны: 11 - рудная, 12 - дробления; 13 - тектонические нарушения; Ор - ранняя калишпатизация; Э - эпидоти-зация; П - карбонат-хлоритовая пропилитизация; К - гидротермальные кварциты

Тектонические блоки, на которые расчленено месторождение, ограничены дайками и зонами дробления, вмещающими рудоносные кварц-адуляровые метасоматиты. Наиболее полно изученная Главная рудная зона представляет собой полосу брекчированных липаритов, сильно адуляризированных и пронизанных кварцево-рудными прожилками.

Намечаются две главные стадии рудообразования: 1) кварц-родонит-родохрозитовая, бедная серебром; 2) аргентит-полибазит-золотая, продуктивная.

Из рудообразующих минералов присутствуют кварц, аметист, халцедон, адуляр, родонит, родохрозит, кальцит, барит, а из рудных – пирит, халькопирит, арсенопирит, галенит, халькопирит, сфалерит и такие специфические минералы, как аргентит, полибазит, кюстелит (AgAu), пираргирит, пирсеит $(\text{AgCu})_{16}\text{As}_2\text{S}_{11}$, штернбергит, электрум, золото.

Типично гидротермальное изменение вмещающих пород, выраженное в их серицитизации с окварцеванием, аргиллизацией и пропицитизацией.

Месторождение Касапалка. Литературная информация об этом и других серебро-сульфидных месторождениях Перу ограниченная. Согласно Ф. Тэрнору, главная жила Касапалки, секущая слоистую толщу пород кайнозойского возраста, прослежена по вертикали на 1500 м. Она имеет отчетливое зональное строение. Богатые серебряные руды с аргентитом и пираргиритом, в значительной степени выработанные, были сосредоточены в верхней части жилы. Нижняя часть жилы, в свою очередь, характеризуется зональным строением в ее плоскости. Ядро этой части жилы сложено преимущественно халькопиритом. Далее следует зона, состоящая из родохрозита, сфалерита, галенита, тетраэдрита, бурнонита. На периферии преобладают сульфиды сурьмы и мышьяка.

Месторождение Потоси (Боливия) выделяется среди серебряных оловосодержащих месторождений в известном

оловянном поясе Боливии. Согласно Ф. Тэрнору, месторождение *Потоси* сложено пологолежащими вулканическими породами позднемелового-палеоген-неогенового времени, покоящимися на смятых в складки ордовикских песчаниках и сланцах. Вулканические породы представлены игнимбритами, туфами и лавами андезитового, дацитового и риолитового состава, общей мощностью около 1500 м. Они прорваны палеогеновыми и неогеновыми субвулканическими штоками диоритовых порфиритов, порфиоров и риолитов.

Рудные жилы сосредоточены вокруг штока порфиоров, но распространяются в прорываемые им вулканические породы и проникают в песчано-сланцевые породы палеозойского основания (рис. 2.3). Здесь, на площади не более 1 км², сосредоточена система рудных жил, формирующих одно из богатейших месторождений мира. Рудные тела образуют отдельные жилы, жильные пучки и линейные зоны прожилков. Длина их от нескольких десятков метров до 350 м, мощность от 2 см до 1 м. Они прослежены до глубины 875 м, но богатые руды установлены до глубины 350 м.

Рудообразование развивалось в пять стадий. В первую стадию выделялись кварц, касситерит, вольфрамит, висмутин, арсенопирит, пирротин. Во вторую стадию отложились халькопирит и станнин. В третью стадию появились сфалерит, тетраэдрит, андорит (AgPbSb₃S₆), матильдит (AgBiS₂). В четвертую стадию накапливались пираргирит, джемсонит, буланжерит, сфалерит, галенит. В пятую стадию были сформированы прожилки алунита. Минералообразование на ранних стадиях протекало при 500-400°C, затем температура снизилась до 150-100°C.

На глубине околорудные породы серицитизированы, на верхних горизонтах окварцованы; кроме того отмечаются аргиллизация и алунитизация.

Из недр Потоси с 1544 г. добыто более 35 тыс. т серебра. Содержание серебра в рудах составляло от 300 до 3000 г/т, среднее содержание олова достигало 4 %.

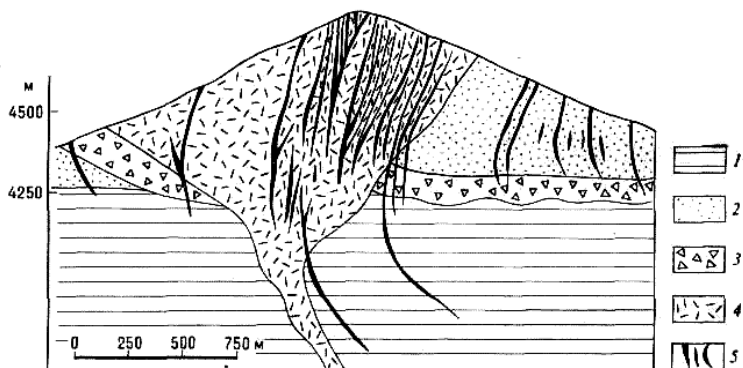


Рис. 2.3. Геологический разрез месторождения Потоси (по Х. Мурильо): 1 - сланцы ордовика; 2 - вулканогенно-осадочные породы кайнозойского возраста; 3 - вулканические брекчии (игнимбриты); 4 - риолитодациты, андезитодациты; 5 - рудные жилы

Месторождение Кобальт (Канада) находится в пределах докембрийской платформы. Территория района, согласно Т. Томсону, сложена докембрийскими осадочными и вулканическими породами, смятыми в интенсивные складки и разбитыми разломами. К одному из таких разломов Кобальт-Лейк и приурочены основные рудные тела, как залегающие в самом разломе, так и образующие серию субпараллельных ему жил. Разлом пересекают породы свиты «киватин» (лавы основного и кислого состава с прослоями осадочных пород), перекрывающие их породы свиты «кобальт» (конгломераты, граувакки, кварциты) и внедрившийся между ними силл диабазов (рис. 2.4).

Жилы протягиваются на 100-150 м при мощности от нескольких сантиметров до 0,5 м. Они выклиниваются на глубине 30-60 м, реже прослеживаются до 100 м и в исключительных случаях до 450 м.

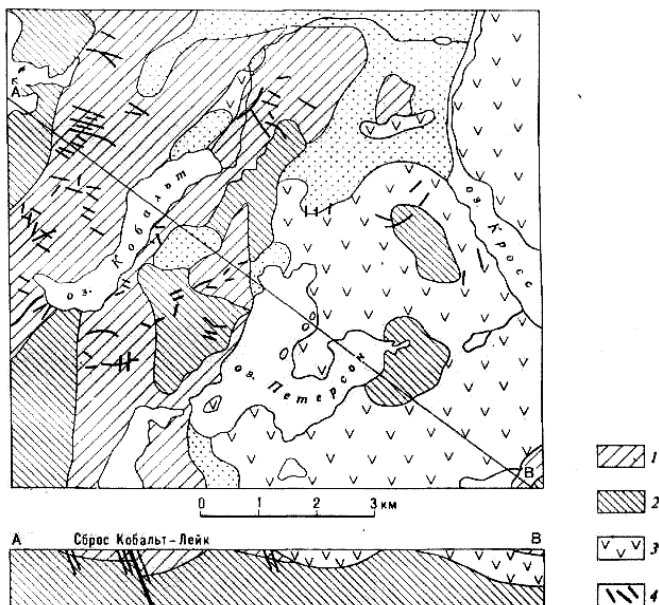


Рис. 2.4. Схема геологического строения месторождения Кобальт (по Уайтхэду): 1, 2 - породы свиты: 1 - «кобальт», 2 - «киватин»; 3 - диабазы; 4 - рудные жилы

Процесс рудообразования распадается на три стадии. В первую стадию выделялись кварц, кальцит, арсенопирит, кобальтин, скуттерудит, шмальтин, сафлорит, лёллингит, небольшое количество висмутин и самородного серебра. Во вторую стадию отложились кальцит, доломит, никелин, раммельсбергит, герсдорфит, хлоантит, брейтгауптит. В третью стадию появились кальцит, пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, висмутин, дискразит, аргентит, обильные количества сульфосолей серебра и самородного серебра. Гидротермальное преобразование диабазов привело к развитию агрегатов альбита и кварца с хлоритом, кальцитом, апатитом, баритом и небольшим количеством сульфидов.

С открытия месторождения Кобальт в 1903 г. из него добыто свыше 20 тыс. т серебра. Содержание серебра в некоторых жилах достигало 5 %, кобальта 8 %, никеля 14 %.

3. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЛАТИНЫ И ПЛАТИНОИДОВ

3.1. Геохимическая характеристика платиноидов

В металлы платиновой группы (МПГ) входят шесть элементов: платина, палладий, иридий, родий, осмий и рутений. Рутений, родий и палладий занимают в периодической системе элементов порядковые места соответственно 44, 45 и 46-е, их атомная масса: Ru 101,07, Rh 102,80 и Pd 106,4. Осмий, иридий и платина занимают порядковые места соответственно 76, 77 и 78-е; атомная масса их: Os 190,2, Ir 192,2 и Pt 195,09.

Металлы платиновой группы имеют весьма близкие величины атомных объемов и значений плотности, что является ведущим фактором, определяющим их общее геохимическое сходство.

Описываемые элементы имеют переменную степень окисления. Наиболее устойчивые степени окисления для Ru^{+4} , Rh^{+3} , Pd^{+2} , Os^{+6} и $^{+8}$, Ir^{+3} и $^{+4}$, Pt^{+2} и $^{+4}$. Радиусы ионов 0,063-0,098 нм.

Элементы платиновой группы склонны к комплексообразованию; наиболее устойчивы хлоридные комплексы.

Все они встречаются в природе в самородном виде, а также образуют сернистые, мышьяковистые, сурьмянистые и теллуристые соединения. Все элементы, особенно палладий и платина, характеризуются халькофильными свойствами.

Массовая концентрация металлов платиновой группы в земной коре очень низкая. По А. Е. Ферсману, она следующая: рутения $5 \cdot 10^{-6}$ %, родия $1 \cdot 10^{-6}$ %, палладия $5 \cdot 10^{-6}$ %, осмия $5 \cdot 10^{-6}$ %, иридия $1 \cdot 10^{-6}$ %, платины $2 \cdot 10^{-5}$ %. Наиболее распространены лишь платина и палладий. Самый редкий элемент – осмий.

Последние исследования по геохимии и минералогии элементов группы платины показали, что содержание платины в различных по составу горных породах выражается следующими показателями, г/т: в ультраосновных породах 0,051, основ-

ных – 0,02, кислых – 0,007 и в щелочных – следы. Содержание палладия равно, г/т: в ультраосновных породах 0,025, основных – 0,01, кислых – 0,00.

Наиболее высокие концентрации связаны с ультраосновными магмами. При кристаллизации таких расплавов образуются гнезда, шпилы хромшпинелидов (в дунитах), богатые платиной, в оливиновых диаалгитах, пироксенитах и перидотитах платина, иридий и осмий ассоциируют с хромитом и титаномагнетитом. К этому типу относятся уральские месторождения. Все платиновые (платина, осмий, иридий) минералы уральских месторождений являются самородными и интерметаллическими, сульфиды отсутствуют. Палладия в этих рудах очень мало. Кристаллизация рудных минералов происходила из остаточных расплавов, обогащенных летучими, следовательно, месторождения этого типа позднемагматические.

Сходны с уральскими месторождениями проявления хромитов с платиной, приуроченные к дунитам в ультраосновных щелочных комплексах Центрального типа на Алдане и в других районах.

Высокие содержания платины обнаружены в пластовых телах хромитов расслоенного массива ультрабазитов – *Стиллуотер* (США).

С основными магмами связаны сульфидные медно-никелевые ликвационные месторождения, богатые описываемыми элементами. Главные металлы здесь – палладий, платина и родий, присутствуют и остальные элементы группы. В этих рудах палладий преобладает над платиной или же оба металла содержатся примерно в одинаковых количествах. Кроме самородных металлов и сплавов в рудах присутствуют их сульфиды, теллуриды, висмутиды, арсениды и другие минералы.

Платина, палладий, родий, осмий в повышенных количествах присутствуют в рудах медно-молибденовых, медно-скарновых, медно-колчеданных, колчеданно-полиметаллических месторождений и в медистых песчаниках. Более того, в ЮАР и *Сьерра-Леоне* (Африка) известны жильные

гидротермальные месторождения платины, не имеющие пока промышленного значения.

Таким образом, в постмагматических гидротермальных растворах платина, палладий и другие элементы этой группы накапливались, переносились и концентрировались в сульфидных рудах других металлов, но в небольших количествах и промышленных месторождений не образовалось.

В зоне гипергенеза самородные металлы группы платины устойчивы и накапливаются в россыпях, имевших ранее важное промышленное значение.

Вопросы химической миграции описываемых металлов и переноса их речными водами на поверхности земли изучены явно недостаточно. Известны повышенные содержания всех металлов группы платины в медистых сланцах *Мансфельда*, а также в углистых сланцах других районов Германии. Следовательно, они мигрировали в поверхностных условиях и концентрировались в морских осадках.

Таким образом, в геохимическом цикле металлов группы платины промышленные концентрации их возникают лишь на собственно магматическом этапе в связи с породами ультраосновного-основного ряда, а также образуются россыпные месторождения.

3.2. Области применения и экономическая конъюнктура

Использование платиноидов обусловлено сочетанием их уникальных физико-химических свойств (тугоплавкость, химическая стойкость, электропроводность, пластичность, свариваемость и др.). До 1940 г. более 50 % платины использовалось для изготовления украшений. В настоящее время платиноиды применяются как катализаторы (50 %), в электротехнической, нефтехимической, автомобильной, медицинской отраслях промышленности (25 %), при производстве химической аппаратуры и антикоррозионных покрытий (15 %), а также в ювелирном деле (10 %).

Объем мировой добычи платиноидов за период существования платиновой отрасли промышленности составляет более 3 тыс. т, из них за последние 10 лет добыто 1,2 тыс. т. На долю ЮАР (Бушвельдский комплекс) в 1993 г. приходилось 87 % суммарного ежегодного производства зарубежных стран (202 т – платиноидов, из них 115 т – платины). Доля Канады составляет 6 % (13 т платиноидов), из них 90 % всего объема продукции приходится на месторождение сульфидно-никелевых руд *Садбери*. В США было добыто 8,3 т платиноидов, в Колумбии – 2,2 т.

Промышленными считаются коренные руды с содержанием платиноидов от 3-5 до 10-15 г/т и с запасами 1-10 т, к средним относятся месторождения с запасами 10-50 т, а к крупным – более 50 т.

По данным ГНПП «*Аэрогеология*» *Министерства природных ресурсов РФ* прогнозные ресурсы металлов платиновой группы (МПГ) оцениваются в мире в 40-50 тыс. т. Основная часть их (более 90 %) заключена в недрах 5 стран: ЮАР, США, Россия, Зимбабве и Китай.

Запасы платиноидов известны в 14 странах мира. По состоянию на начало 1997 г. запасы подтвержденные составляют: МПГ 51,8 тыс. т, платины 24,8 тыс. т. Доля запасов платиноидов ЮАР достигает 96,4 % (без России), платины – 96,3%. Три страны, занимающие 2-4 места в мире (без России): Канада, Зимбабве и США – располагают 1240 т запасов МПГ (2,4 % мировых) и около 540 т платины (2,2 %). По данным *Геологической службы США* запасы платиноидов в России составляют 5,9 тыс. т. Около 69 % подтвержденных запасов МПГ мира (включая Россию) сосредоточено в собственно пластовых месторождениях, локализованных в расслоенных интрузивных комплексах хромитсодержащих основных-ультраосновных пород (*рифты Меренского* и *Ю-Джи-2* в Бушвельдском массиве ЮАР, *Стиллуотер* в США и *Лак-дез-Иль* в Канаде).

Стоимость платины на мировом рынке постоянно росла, если в 2008 году в среднем составляла 838 \$/унция, а в 2013 году возросла до 1400±200 \$/унция.

3.3. Основные промышленные минералы и прочие источники сырья

В просторечии месторождения платиноидов чаще всего называются просто месторождениями платины, так как из шести платиноидных элементов платина, по распространенности, резко выделяется. Очень много месторождений, где вместе с платиной в больших количествах встречаются или палладий, или осмий с иридием, рутений и родий встречаются гораздо реже. Конечно, более чем в 90 % главным платиноидным минералом является платина.

Имеет смысл перечислить основные минералы платиноидов хотя бы потому, что в известных руководствах обычно перечисляется малое количество платиноидных минералов, но они сильно отличаются друг от друга. Чаще всего встречаются самородные металлы, и, прежде всего, сама платина, но встречаются и самородный палладий, а также осмий, иридий, рутений и родий.

Довольно многочисленна группа сплавов, таких как

поликсен	(Pt,Fe) (железа мало),
ферроплатина	(Pt,Fe) (железа больше),
осмирид	(Ir,Os),
иридосмин	(Os,Ir),
рутениридосмин	(Os,Ir,Ru).

Интерметаллические соединения:

изоферроплатина	Pt ₃ Fe,
рустенбургит	Pt ₃ Sn,
стибиопалладинит	Pd ₃ Sb,
станнопалладинит	Pd ₃ Sn ₂ ,
плюмбопалладинит	Pd ₃ Pb,
паоловит	Pd ₂ Sn,

соболевскит	PdBi.
Сульфиды:	
куперит	PtS,
брэггит	(Pt,Pd,Ni)S,
высоцкит	(Pt,Ni)S.
Другие минералы:	
сперрилит	PtAs ₂ ,
мончеит	PtTe ₂ ,
лаурит	RuS ₂ ,
холлингвортит	RhAsS,
ирарсит	IrAsS.

3.4. Генетическая классификация месторождений

Платина извлекается при более низких содержаниях, нежели золото. Поэтому составить классификацию месторождений еще более трудно, чем для золотоносных месторождений, поскольку платина, почти всегда, является дополнительным, второстепенным компонентом. Очень мало месторождений, в которых платина фигурировала бы в качестве главного полезного компонента, поэтому приведенный ниже список основных промышленных видов месторождений платины и других платиноидов никак нельзя считать общепринятым. Но все же, он, по-нашему мнению, охватывает все основные виды платиновых проявлений. Во всяком случае, большая часть их связана с ликвационным процессом образования медно-никелевых сульфидных руд.

Всего можно выделить следующие виды или типы месторождений:

- ликвационные медно-никелевые месторождения, связанные с интрузивными магматическими породами толейтово-базальтоидной природы;
- ликвационные медно-никелевые месторождения, связанные с трапповой формацией;

- раннемагматические месторождения: 1) сегрегационные месторождения хромитовых руд; 2) месторождения расслоенных интрузий с проявлениями ликвационного медно-никелевого сульфидного образования;
- позднемагматические месторождения, связанные с дунитовыми и перидотитовыми породами: 1) месторождения трубообразных тел дунитовых пород; 2) хромитовые месторождения;
- россыпи

3.5. Типы промышленных месторождений

Среди промышленных месторождений металлов платиновой группы главным образом выделяются магматические (ликвационные, раннемагматические и позднемагматические) и россыпные [12].

3.5.1. Ликвационные месторождения

Ликвационные медно-никелевые месторождения, связанные с интрузивными магматическими породами толеитово-базальтоидной природы. Практически любые медно-никелевые сульфидные месторождения ликвационного происхождения содержат примесь платиновых минералов в виде самородной платины, самородного палладия, иногда и некоторых других. Кроме того, почти обязательно присутствуют минералы типа сульфидов (куперит, брэггит и др.), арсенидов (сперрилит), интерметаллических соединений (стибиопалладинит, станнопалладинит). Для этого вида месторождений платиноидные минералы, почти всегда, являются второстепенным дополнительным полезным компонентом. Такие месторождения могут быть связаны с самыми различными породами основного состава. Так, знаменитое месторождение *Садберри* связано с норитовыми породами, *Мончегорские* месторождения связаны с перидотитами и норитами, месторож-

дения Австралии (*Камбалда* и др.) и некоторые месторождения Канады (*Томпсон-Лейк*) связаны с комотеитовыми породами.

Ликвационные медно-никелевые месторождения, связанные с трапповой формацией. Представителем месторождений трапповой формации являются месторождения Норильского района России (*Норильск-1, Норильск-2* и другие месторождения Норильской группы – *Талнах, Октябрьское, Кайеркан*). Для большинства из этих месторождений характерны очень высокие содержания платиноидов. В отличие от прочих ликвационных месторождений (*Мончегорск, Печенга, Садберри* и др.) здесь платина, палладий и другие платиноиды выступают в качестве одних из главных полезных компонентов. Поэтому район низовьев Енисея является вторым в мире главным платинодобывающим регионом после Южной Африки. Основными минералами являются самородные платина, палладий, куперит, стибнопалладинит, брэггит и все платиноидные минералы, характерные и для предыдущего типа.

3.5.2. Раннемагматические месторождения расслоенных магматических комплексов

Раннемагматические месторождения сегрегационного типа. Это небольшие, даже можно сказать, мелкие месторождения хромитовых руд, связанных с дунитовыми и перидотитовыми массивами. Рудные тела представлены небольшими штокообразными, шширообразными телами, нередко, с вихреобразным строением. С хромитами связаны вкрапленность и небольшие самородки самородной платины, осмия, иридия, а также осмирина, иридоосмия и прочих минералов. Такие месторождения являются непромышленными по платине, в виду крайней ограниченности своих запасов. Примеры таких месторождений известны на среднем Урале в *Невьянских* и *Сысерских* коях, но эти месторождения являются исходным материалом для формирования аллювиальных, делювиальных,

элювиальных россыпей вполне промышленного масштаба. Именно благодаря этим россыпным месторождениям среднего Урала, Россия в XIX веке вплоть до 90-х годов XX века, когда были открыты богатейшие месторождения в провинции Трансвааль в Южной Африке, являлась основным поставщиком платины на мировой рынок.

Месторождения расслоенных интрузий основного и ультраосновного состава. Месторождения до сих пор являются объектом спора об их происхождении. Существует несколько теорий формирования ритмично расслоенных полосчатых пород, эталоном которых считается Бушвельдский комплекс в Южной Африке. Постепенно, по мере изучения месторождений, таких объектов как *Скергаарт* в Гренландии, *Великая Дайка*, *Стиллуотер* и *Дулут* в США, *Маскок* в Канаде и др. постепенно утвердилась сегрегационная гипотеза формирования таких месторождений. В последние десятилетия в Советском Союзе и России некоторые авторы вновь стали возвращаться к ликвационной теории расслоенных интрузий. Хотя большинство авторов все-таки, по-прежнему, считают эти месторождения раннемагматическими.

Как только что было сказано, эталонным месторождением является огромный *Бушвельдский* комплексный интрузив, основным компонентом которого является так называемый, Бушвельдский норит. Это тела лополитовой формы основного состава, которые разделены на несколько так называемых серий. Так что в целом весь комплекс является грубо расслоенным, но большая часть этих серий, в том числе и, так называемая основная, сложены более или менее однородными массивными породами: норитами, габброидами и перидотитами, внутренняя расслоенность которых имеет только скрыто выраженный характер. И только в двух сериях, в критической и в нижней части верхней, породы ритмически довольно тонко расслоены.

Критическая серия содержит в себе большое количество сравнительно маломощных, не более 2-3 м мощности, пра-

вильных пластов хромитовых руд. Верхней границей критической серии, отделяющей ее от главной серии (основной) является, так называемый, *Риф Меренского*. Это горизонт пироксенитовых пород, содержащие в своем составе несколько слоев хромитовых руд с достаточной обильной сульфидной вкрапленностью ликвационного происхождения. Эта вкрапленность образует, в совокупности, огромное медно-никелевое месторождение с очень низкими непромышленными содержаниями 0,1 % меди и никеля (максимум до 0,2 %). Содержание платиноидов, которое как показано выше, вообще весьма характерно для ликвационных медно-никелевых руд, достигает очень высоких величин (в среднем около 5-6 г/т, достигая иногда, в исключительных случаях, 10-12 г/т).

Риф Меренского прослеживается, хотя и с перерывами, на значительном протяжении по периметру всего Бушвельдского норитового лополита. В совокупности образуется гигантское скопление платиноидных руд, которое по масштабу превышает все остальные месторождения платиноидов мира (имеется в виду месторождения дальнего зарубежья) во много раз. Некоторые авторы приводят цифру – более 90 % мировых запасов платиноидов приходится на *Риф Меренского*. Минеральный состав платиноидных руд более-менее стандартный для ликвационных сульфидных руд меди и никеля, т.е. это самородная платина и палладий, и куперит, стибиопалладинит, сперилит, брэггит и т.д. Встречается также и примесь осмия и иридия. Аналогичные пластообразные рудные зоны известны и в разрезе *Великой Дайки* (Зимбабве), интрузии Стиллуотер. К сожалению, как будто бы, месторождения типа *Рифа Меренского* ни в России, ни в Казахстане не известны.

Месторождения трубообразных тел дунитового состава. Вообще, Бушвельдский комплекс имеет сложное строение. В его состав, помимо расслоенного норитового лополита, входит еще и крупная воронкообразная залежь лейкократовых гранитов с проявлениями пегматитового, флюоритового, грейзенового и т.п. состава. Кроме этих двух главных ин-

трузий, Бушвельдский комплекс включает в себя и трубообразные тела кимберлитов и особых тел гортонолитового состава (трубок гортонолитовых дунитов). Дунитовые породы содержат очень высокие концентрации (несколько десятков граммов на тонну) платиноидов различного состава, образующих отдельные месторождения – *Моихук*, *Онвервахт*, *Дрикоп* и др., являющиеся очень богатыми месторождениями, но их масштабы не идут ни в какое сравнение с запасами *Рифа Меренского*. К тому же многие месторождения в значительной степени отработаны.

3.5.3. Позднемагматические месторождения

В доступной геологической литературе не делается особой разницы между раннемагматическими (сегрегационными, типа Среднего Урала) и позднемагматическими месторождениями хромитов. Однако позднемагматические месторождения имеют иное происхождение, связанное не с гравитационной дифференциацией кристаллизующейся магмы, а с обособлением особого рудного расплава после становления основного объема интрузивных тел. Самым известным месторождением такого типа является месторождения *Кемпирсайского* массива в Западном Казахстане. Известно, что и в *Кемпирсайском* месторождении и на некоторых других мировых месторождениях имеются богатые густовкрапленные, массивные и нодулярные хромитовые руды. К сожалению, мы не располагаем о порядке содержания платиноидов на таких месторождениях.

3.5.4. Россыпные месторождения

К этому типу относятся элювиальные и делювиальные россыпи, аллювиальные россыпи и прибрежно-морские россыпи.

На территории России, США, Колумбии, Зимбабве, Заира, Эфиопии и других стран известны элювиальные, делювиаль-

ные и аллювиальные россыпи платиноидов. Среди них главное промышленное значение имеют позднечетвертичные аллювиальные россыпи, вытянутые по долинам рек на несколько, иногда даже десятки километров. Они сформированы в основном при разрушении платиноносных массивов пород габбро-пироксенит-дунитовой формации, содержащих убогое, но обширное коренное оруденение.

В состав платиноидов россыпных месторождений входят поликсен, платина, ферроплатина, купроплатина, иридная платина, невянскит, рутениевый невянскит, иридитное и платинистое золото. Содержание платиноидов в аллювиальных россыпях изменяется от единиц миллиграммов на кубический метр до сотен граммов на кубический метр.

Платиноиды известны также в составе докембрийских рудоносных конгломератов, например в Витватерсранде (ЮАР), рассматриваемых как метаморфизованные древние дельтовые россыпи, главным образом в виде осмистого иридия, а также платинистого иридия, сперрилита, бреггита, куперита.

Россыпные месторождения платины развиты в Среднем Урале (Россия). Аналогичные россыпи есть и в других районах распространения хромитовых руд и, даже просто, ультрабазитовых интрузий. В частности, такие россыпи известны на Великой Дайке и на других месторождениях типа расслоенных интрузий и т.п. Известна россыпь платиновых руд в прибрежно-морском районе ЮАР.

По сравнению с россыпными месторождениями золота и серебра, месторождения платиноидов пользуются несравненно более редкой распространенностью.

3.6. Модели некоторых известных (эталонных) месторождений

Месторождения платины на Урале связаны с дунитами, пироксенитами, иногда перидотитами. Развиты они в пределах габбрового пояса (рис. 3.1).

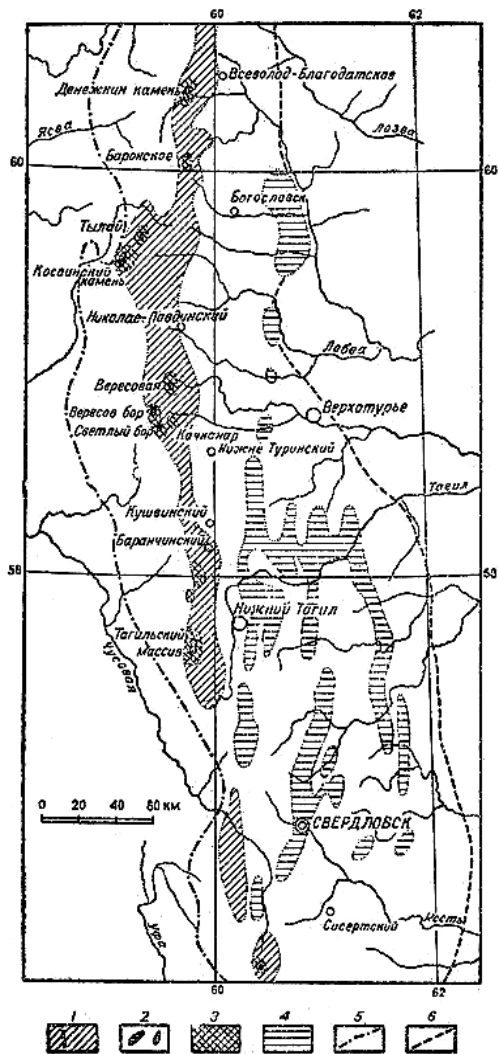


Рис.3.1. Обзорная карта платиноносных дунитовых массивов Северного и Среднего Урала (по А.Н. Заварицкому): 1- габбро; 2 – дунит; 3 – пироксенит; 4 – основные интрузивные породы; 5 - западная граница распространения кристаллических пород Урала; 6 – западная граница распространения кайнозойских отложений

В ряде пунктов среди габбро обнажаются дуниты, окаймленные пироксенитами (рис. 3.2). Согласно А.Н. Заварицкому, все эти породы, включая габбро, представляют собой продукты магматической дифференциации единого плутона, из которых первыми кристаллизовались дуниты.

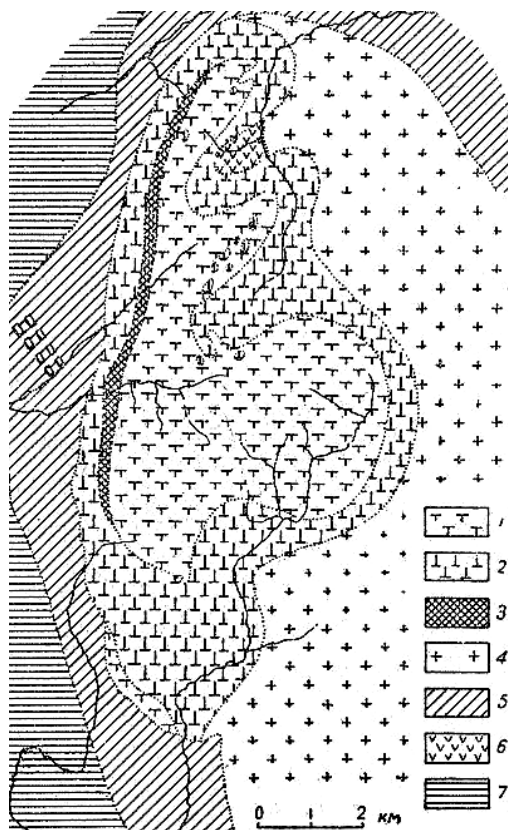


Рис. 3.2. Геологическая схема Нижне-Тагильского рудоносного района (по И.Г. Магакьяну): 1 - дуниты; 2 - пироксениты; 3 - серпентиниты; 4 - габбро, диориты; 5 - кристаллические сланцы; 6 - тальцит; кристаллические сланцы

Все массивы дунитов содержат платину, находящуюся в рассеянном виде. Содержание ее, по данным Н.К. Высоцкого, колеблется от 0,0027 до 0,095 г/т. Такое содержание при современном уровне техники не является промышленным, но за счет разрушения платиноносных дунитов образуются россыпи в реках и логах, разрезающих эти массивы.

Помимо рассеянной платины в дунитах выявляются также хромитовые скопления, с которыми ассоциирует платина. Такие скопления залегают в форме гнезд, а также своеобразных трубообразных рудных тел (рис. 3.3).

В хромитовых скоплениях устанавливается повышенное содержание платины. Хромиты, ассоциирующие с платиной, характеризуются развитием своеобразных текстур, приближающихся к петельчатым, пятнистым, брекчиевым. Платина содержит железо, иридий и осмий. В некоторых образцах содержание железа составляет 12-20 %.



Рис. 3.3. Формы платиноносных гнезд хромистого железняка в проекции на вертикальную плоскость. Слева поперечные сечения этих гнезд (по А.Г. Бетехтину)

Из платиноносных типичным является пироксенито-дунитовый массив общей площадью 42 км², который залегает согласно среди вмещающих пород и имеет лакколитовобразную форму; падение восточное. На глубине примерно 2 км он выклинивается (по гравиметрическим данным) Центральная часть массива (около 70 % объема) сложена дунитами, которые к периферии сменяются оливковыми и магнетитовыми пироксенитами. Границы между этими породами резкие и извилистые; нередко пироксениты в виде языков глубоко (на десятки, сотни метров) вдаются в дунитовое ядро массива. Дуниты серпентинизированы, в виде аксессуаров содержат хромит, гранат (уваровит), хромистый клинохлор. Встречаются шпильеры густо вкрапленных и сплошных хромитов.

Коренные месторождения платины приурочены к центральной части дунитового массива. Платина ассоциирует со скоплениями мелкозернистого хромита, реже находится в самом дуните, вне хромитовых сегрегации. По составу она относится к ферроплатине или поликсену. По времени образования платина является поздней эпигенетической, наложенной на первичные пироксениты и даже на метасоматический титаномагнетит. По мнению И.А. Малахова (1969 г.) пироксенит обнаруживает признаки метасоматического развития по дуниту.

Месторождения, связанные с *Бушвельдским лополитом* (ЮАР), обычно описываются при характеристике хромитовых месторождений. Однако здесь следует отметить, что лополитовобразная форма залегания основных-ультраосновных пород в последнее время отрицается геофизиками на том основании, что в Центральной части граниты не подстилаются ультрабазиитами. Предполагается, что Бушвельдский комплекс формировался в несколько стадий по типу не полностью замкнутых кольцевых даек, которые в западной части залегают согласно, а в восточной – секут породы Трансваальской системы. Пла-

тиновое оруденение приурочено к верхней части, так называемой, *Критической зоны*, характеризующейся интенсивной стратификацией пород (нориты, пироксениты, анортозиты, перидотиты). Здесь выделяется горизонт пород, состоящий из двух полос норитов, обогащенных сульфидами (первый и второй *риффы Меренского*), разделенных между собой и перекрытых пластообразными залежами платиноносных хромитов.

Мощность горизонтов *Меренского* 1,5-8 м, а общая мощность пород, несущих платиновое оруденение, 15-20 м. Прослеживаются они, так же как и хромитовые полосы, на огромные расстояния, а именно: 1) в округах Рюстенбург (*рис. 3.4*) и Претория на 290 км; 2) в округах Лиденберг и Питсбург на 160 км; 3) в округе Потгитерстест на 65 км. Вся стратифицированная пачка пород вместе с *рифмами Меренского* падает внутрь массива под углом 10-25°.

Характерно, что нижняя граница *риффов Меренского* резкая, а верхняя – постепенная. Они сложены гиперстеном и бронзитом, в небольшом количестве присутствуют полевой шпат и диаллаг. Развита сульфиды (в количестве 2-3 %): пирротин, пентландит, халькопирит, сперрилит (PtAs₂), куперит (PtS), стибнопалладинит (Pd₃Sb), арсенопалладинит (Pd₃As), брэггит (Pt,Pd,Ni)S, монгеит (Pt,Pd), (Te,Bi)₂, меренкскит (Pd,Pt), (Te,Bi)₂. В платиновых минералах, а также в стибнопалладините содержатся палладий, осмий, иридий, родий, частично золото и серебро. В хромитах все эти минералы отсутствуют, а платина представлена в самородном виде. Содержание платиноидов в руде в целом высокое (от 3 до 18 г/т). Наиболее богатые по содержанию платины месторождения известны в округе Рюстенбург, где они отрабатываются на протяжении 12 км. Оруденение концентрируется у верхнего и особенно у нижнего контактов рифов, где минерализация сосредоточена в узкой полосе шириной 5 см. Основной платиновый минерал здесь ферроплатина, ассоциирующая с хромитами.

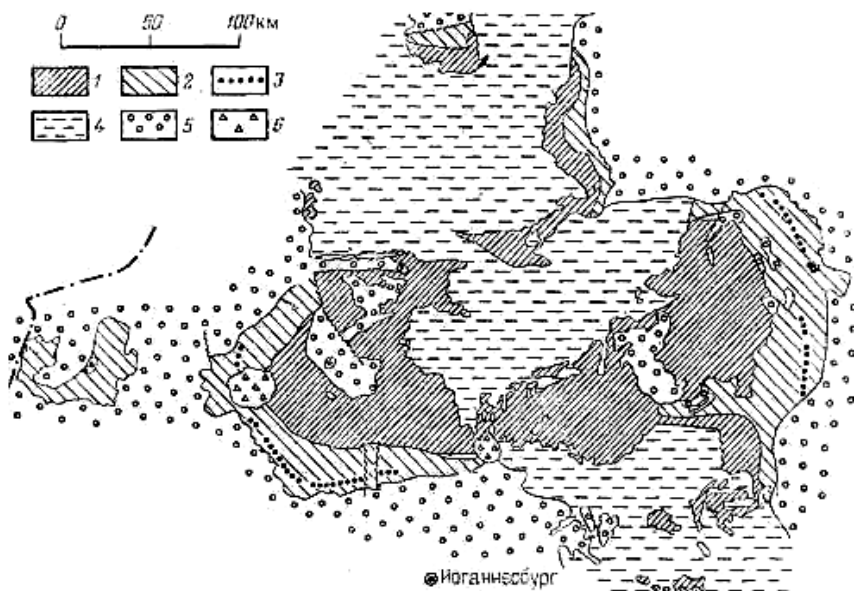


Рис. 3.4. Геологическая карта Бушвельдского комплекса с нанесенным рифом Меренского (по *Каузинс*): 1 - фельзическая зона (преимущественно граниты); 2 - мафическая зона (преимущественно габброиды, вблизи основания гарцбургиты, пироксениты, анортозиты так называемой Критической зоны); 3 - риф Меренского; 4 - постбушвельдские породы; 5 - добушвельдские породы (система Трансвааль); 6 - постбушвельдские изверженные комплексы (щелочные породы)

В верхнем контакте платиноиды встречаются в основном в виде сульфидов и диарсенидов – сперрилита и куперита в сопровождении окислов железа и кобальта. На некоторых участках наблюдаются усложнения пластообразной формы рудных тел, вызванные развитием куполов и столбообразных тел. Благодаря развитию куполовидных вздутий (куполов) происходит утонение мощности рифа и одновременно уменьшается содержание платиноидов. Столбообразные тела характеризуются более крупными размерами (их диаметр колеблется от 15 до 50 м) и имеют спиралеподобный вид. На глубину они прослеживаются до 30 м.

Большой интерес вызывают своеобразные месторождения, развитые в верхней части дифференцированной зоны и представленные платиноносными крутопадающими телами гортонолитовых дунитов. В районе Лиденбурга разрабатываются только три трубообразных тела. Диаметр их колеблется от 10-20 до 100 м. Содержание самородной платины возрастает по восстанию и от периферии к центру трубок (от 3-10 до 65 г/т) и достигает максимума там, где оливиновая порода имеет пегматоидный облик, содержит крупные кристаллы роговой обманки и биотита.

В *Зимбабве* оруденение приурочено к так называемому «сульфидному слою» среди ультраосновных пород *Великой Дайки*. К востоку от Селукве почти на 50 км прослеживаются два-три таких платиноносных горизонта в пироксенитах мощностью от 0,9 до 3 м. Платина встречается в виде тонкокристаллического и рассеянного сперрилита.

В отношении генезиса месторождений платины бушвельдского типа высказываются различные предположения. Наиболее распространено мнение о раннемагматическом формировании оруденения, накапливавшегося в нижней части стратифицированного плутона в связи с протокристаллизацией. Исходя из этого представления, удовлетворительно объясняется распространение рудоносных слоев на огромной площади.

Однако некоторые исследователи придерживаются мнения о позднемагматическом происхождении платиноносных хромитов, характеризующихся высоким содержанием трехвалентного железа, а также несущих медно-никелевое сульфидное оруденение, ассоциирующее с минералами платины. Это представление подтверждается фактом нахождения платинового оруденения того же состава в зоне скарнов месторождения *Ватсберг*. Здесь наблюдаются крупные кристаллы сперрилита и купёрита, развитые в гранатовых скарнах. Баддингтон отнес это месторождение к ксенотермальному типу.

МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ КАЗАХСТАНА

4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА

4.1. Общие сведения

Казахстан является древнейшим регионом добычи золота. Наиболее ранние разработки коренного золота относятся к бронзовому веку и датируются возрастом 4-2 тысячелетия до н.э. В специально составленных справочниках «Месторождения золота Казахстана, 1997» описано 150 месторождений [133], «Россыпи золота Казахстана, 1999» – около 300 россыпей золота.

Государственным балансом Республики Казахстан учтены запасы по 237 золоторудным объектам, из которых 122 – коренных, 81 – комплексных и 34 – россыпных. Основная доля запасов приходится на руды медных и полиметаллических месторождений. Наиболее крупными из собственно золоторудных месторождений являются – *Васильковское* (разведанные запасы золота 360 т) и *Бакыршык* (277 т). Десятки коренных и россыпных месторождений золота находятся в консервации или недоразведаны. Кроме того, известно более 400 еще недостаточно исследованных новых проявлений золотоносных объектов.

Месторождения золота выявлены во всех регионах Казахстана, по уровню запасов лидирующее положение занимают Восточный, Северный и Центральный Казахстан. Золоторудные и золотосодержащие месторождения локализованы в 16 горнорудных районах, важнейшими из которых являются: Калбинский и Рудно-Алтайский в Восточном Казахстане (месторождения *Бакыршык*, *Большевик*, *Риддер-Сокольное* и др.); Кокшетауский и Жолымбет-Бестобинский в Северном Казахстане (месторождения *Васильковское*, *Жолымбет*, *Бестобе* и др.); Шу-Илеский и Жонгарский в Южном Казахстане (*Акба-*

кай, *Бескемпир, Архарлы* и др.); Майкаинский и Северо-Балхашский в Центральном Казахстане (*Майкаин, Бозшаколь, Саяк IV, Долинное* и др.); Житыгаринский и Мугалжарский в Западном Казахстане (*Житыгара, Комаровское, Юбилейное* и др.).

В сравнении с золоторудной минерально-сырьевой базой мира, в Казахстане более существенную роль, как в запасах, так и в добыче играют комплексные месторождения, гораздо меньший удельный вес имеют золото-меднопорфировые месторождения. По уровню запасов, их качеству основные золоторудные месторождения Казахстана сопоставимы с месторождениями зарубежных стран.

Рентабельными являются примерно 75 % от числящихся на балансе запасов собственно золоторудных коренных месторождений и 27 % от запасов комплексных месторождений. Только 41 % собственно золоторудных месторождений легкообогатимы, более половины относятся к категории технически упорных.

В настоящее время отсутствуют крупные резервные собственно золоторудные месторождения, которые могли бы служить базовыми объектами для устойчивого развития отрасли на длительную перспективу, причем более 50 % имеющихся активных запасов руд характеризуются как сложные для обогащения, содержат вредные примеси – мышьяк и сурьму.

4.2 Геолого-промышленные типы месторождений золота

Изученные золоторудные месторождения относятся к четырем формационным типам: золото-сульфидному, развитому в черносланцевых толщах различного возраста (*Бакыршык, Большевик, Васильевское* и др.), золото-сульфидно-кварцевому (*Васильковское, Степяк, Бестобе, Жолымбет, Акбакай* и др.). К месторождениям золото-серебряной близпо-

верхностной (эпитермальной) формации относятся *Архарлы, Таскора, Кусак, Ушиоки* и др.

Основными геолого-промышленными типами месторождений золота в Казахстане являются: кварцево-жильный, штокверковый, минерализованных зон, комплексный (медный, колчеданно-полиметаллический). На долю экзогенных месторождений (россыпи и золотоносные коры выветривания) приходится около 2 % активных запасов (*табл. 4.1*).

Жильный тип объединяет разнообразные по геологическим условиям формирования месторождения. Здесь магматический фактор является ведущим, контролирующим в размещении таких типов месторождений. Месторождения тесно ассоциируют с малыми интрузиями порфировой формации диорит-гранодиоритового ряда (*Бестобе, Акбакай* и др.). По морфологии выделяются жильные зоны, жильные поля и штокверки. Они представлены высококонцентрированными рудами, отличаются широким спектром минеральных видов и являются основными объектами добычи. Руды относительно легкообогатимые.

Штокверковый тип характеризуется прожилково-вкрапленным оруденением, связанным с системами разноориентированных кварцевых, кварц-сульфидных и кварц-карбонатных прожилков, приуроченных к эндо- и экзоконтактовым частям интрузий. Рудные тела представлены крутопадающими зонами минерализации (*Васильковское, Юбилейное, Жолымбет* и др.). Средние содержания золота в рудах 3,6-7,9 г/т. Обогащаемость руд различная и зависит от форм нахождения золота.

Тип минерализованных зон (черносланцевый тип) имеет одновозрастные аналоги в Узбекистане (*Кокпатас*), на Урале (*Кумак*), в Украине (*Донбас*). Допалеозойскими аналогами являются месторождения *Мурунтауского* (Узбекистан) и *Ленского* (Россия) районов. В Казахстане объектами добычи являются месторождения *Бакыршык, Васильевское, Большевик, Суздальское* и др.

Таблица 4.1. Генетические и геолого-промышленные типы месторождений золота Казахстана

Типы месторождений		Минеральные типы руд	Форма рудных тел	Размеры рудных тел	Cr, сережк Au в руде, г/т	Главные рудные минералы	Примеры месторождений
генетические	геолого-промышленные						
2	1	3	4	5	6	7	9
Контактово-метасоматический	Золото-сульфидно-скарновый в осадочных и вулканогенно-осадочных комплексах (сякский тип)	Пирит-халькопиритовый Пирит-пирротиновый Кобальтин-халькопирит-арсенопиритовый Халькопирит-сфалерит-висмутиновый Висмутин-кобальтин-халькопиритовый	Линзовидная, пластовидная, жильная, столбовидная	По простиранию и падению десятки-сотни м; мощность от 0,5-1 до 30 м	2,5-15	Арсенопирит, пирротин, висмутин, кобальтин, халькопирит	Саяк-IV, Ешкильмес, Сулушоки
Плутоногенный гидротермальный	Золото-сульфидно-кварцевый в интрузивных, вулканогенных и осадочных комплексах	Арсенопирит-висмутиновый Пирит-теллуридный Пирит-висмутин-теллуридный Арсенопирит-антимонитовый	Жилы, штокерки, жильно-штокерковые, жильные и минерализованные зоны	По простиранию от 100 до 2000 м; по падению от 100 до 1500 м; мощность от 0,5 до 100 м	3-15	Арсенопирит, пирит	Васильковское, Бестобе, Жолымбет, Акбакай, Бескемпир, Степняк, Акбейт, Акеу, Жетыгара, Жолбарсты, Секисовское, Юбилейное
	Золото-медно-порфировый в вулканоплутонах	Пирит-халькопирит-галенит-сфалерит-молибденитовый	Жилы, штокерки, жильные зоны	Длина и ширина десятки и сотни м; мощность от 1 до 30-40 м	1-8	халькопирит-галенит-сфалерит-молибденит	Актогай, Бозшаколь, Нурказган
Вулканогенный гидротермальный	Золото-адюляр-кварцевый (золото-серебряный) в вулканогенных и вулканогенно-	Пирит-арсенопиритовый Гессит-калаверитовый Галенит-сфалерит-халькопиритовый	Жилы, штокерки, жильные и минерализованные зоны	По простиранию от 100 до 1000 м; по падению 200-400 м;	4-30	Пирит, арсенопирит, теллуриды золота и серебра,	Архарлы, Тасора, Кусак, Игилик, Упшоки

	осадочных комплексах			Линзовидная, столбобразная	мощность от 0,5 до 10-50 м		сульфосоли серебра	
	Золото-сульфидно-кварцитовый в вулканогенных комплексах	Пирит-антимонитовый Халькопирит-молибденитовый	По	простиранию и падению десятки метров	5-25	Пирит, пирротин, арсенопирит	Наурызбай	
Полигенный вулканогенно-гидротермально-осадочный и гидротермально-метасоматический	Золото-колчеданный	Пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовый	Длина и шири десятки и сотни м; мощность от п1 до 30-40 м	Линзовидная, пластообразная, жильная	0,1-5,0	халькопирит-галенит-сфалерит	Кварцитовые горки, Абыз, Майкаин, Риддер-Сокольное, Малеевское	
	Золото-сульфидный в углеродистых терригенно-осадочных комплексах (бакыр-шыкский тип) Карлинский тип	Пирит-арсенопиритовый Золото-сульфидный	По	простиранию 500-2000 м; по падению 400-1000 м; мощность от 3-15 до 30-100 м	Минерализованные зоны пластообразные, лентовидные и линзообразные, штокерки, жилы	2,5-12 и более	Арсенопирит, пирит	Бакыршык, Большевик, Жерек
Выветривания	Золотоносные коры выветривания	Гетит-гидрогетитовый Гетит-гидрогетит-ярозитовый	Длина и ширина десятки-сотни м; мощность от нескольких до 30-40 м	Пластообразные, линзовидные	4-25	Гетит, гидрогетит, гидрогематит, ярозит, самородное золото	Акбастау, Космурын, Майкаин, Суздальское, Секисовское, Сугатовское, Комаровское, Жанан, Мукур, Варваринское, Тохтаровское, Элеваторное	
	Россыпи	Самородное золото	Длина десятки-сотни м, мощность 0,3-1,6 м	Пластообразные, линзовидные	0,1-45	Самородное золото	Аллювиальные россыпи Калбы, Южного Алтая, Жонгарии, Алагау и Карагау	

Оруденение представлено зонами прожилково-вкрапленных руд в черносланцевых (терригенных) толщах, содержащих существенную примесь углеродистого вещества. Форма рудных тел пластообразная, лентовидная, линзообразная. Золото преимущественно связано с сульфидами (пиритом и арсенопиритом), в свободном состоянии отмечается редко. Средние содержания золота в рудах 4,8-9,4 г/т. Руды труднообогатимые, упорные.

Комплексные золотосодержащие месторождения представлены массивными пирит-халькопиритовыми, пирит-халькопирит-сфалерит-галенитовыми рудами. Форма рудных тел линзообразная, лентовидная. Основная часть запасов и соответственно добычи приходится на месторождения Рудного Алтая (*Риддер-Сокольное, Тишинское, Белоусовское, Николаевское* и др.), где попутное извлечение золота производится при средних содержаниях 0,1-1,7 г/т. Меньшие по запасам месторождения этого типа (*Майкаин*) и объекты *Акбастау-Космурунского рудных полей*, содержат руды с более высокими концентрациями золота (2,6-6,2 г/т). Наибольший интерес в этом случае представляют зоны окисления, представленные «железными шляпами».

Месторождения **контактово-метасоматического (скарнового) типа** немногочисленны и распространены преимущественно в Центральном Казахстане (*Саяк IV* и др.). Активные запасы в них составляют 1,9 % от запасов по Республике Казахстан.

Месторождения **меднопорфирового типа** являются одним из важных источников получения золота в мире. В основных казахстанских месторождениях меднопорфирового типа (*Актогай, Айдарлы, Коньрат, Коксай*) содержания золота не превышают 0,1-0,2 г/т, ряд рудных объектов (*Бозшаколь, Нурказган, Коктасжал*) характеризуются содержанием 0,2-0,8 г/т.

Повышенные содержания золота установлены также в рудах медного месторождения **жильного типа Шатыркул** (0,8 г/т).

Помимо коренных месторождений, в Республике Казахстан выявлено и разведано значительное количество проявлений **россыпного золота** разнообразных по генезису. Основными являются аллювиальные и аллювиально-пролювиальные россыпи современной гидрографической сети. Расположены они преимущественно в горных системах Восточного и Южного Казахстана (Южный Алтай, Калба, Тарбагатай, Жонгарский и Заилеский Алатау, Каратау) и характеризуются небольшими размерами и запасами при средних содержаниях золота 600-700 мг/м³. К настоящему времени на ряде рудных полей в непосредственной близости от коренных источников установлены погребенные россыпи золота древних долин палеоген-неогенового возраста (*Жолымбет, Май-Капишагай* и др.). Золотоносность здесь связана с песчано-галечными образованиями древней гидрографической сети. Содержание золота в них до 3 г/т.

Россыпи золота можно отнести к перспективному промышленному типу меторождений, особенно погребенные россыпи. Следует отметить, что этот тип месторождений в Казахстане изучен недостаточно.

Месторождения, связанные с **химическими корами выветривания**, обнаружены в середине 80-х годов XX века и для Казахстана являются нетрадиционными нового геолого-промышленного типа. Значительная часть этих месторождений легкодоступна для освоения и может быть отработана открытым способом при достаточно простой технологии извлечения золота (гравитация и кучное выщелачивание). Месторождения золотоносных кор выветривания установлены в Семипалатинском Прииртышье (*Суздальское, Жерек, Жанан, Мираж* и др.), Житыгаринском районе (*Элеваторное, Аккаргинское, Комаровское* и др.). Промышленные содержания золота здесь отмечаются над рудными телами (зонами) коренных месторождений жильно-штокверкового типа и приурочены к нижним и средним горизонтам коры выветривания.

Мощность последних колеблется от первых метров до 40-50 м при содержаниях золота от 1,5 до 10,0 г/т.

В соответствии с изложенным промышленно освоенные золоторудные месторождения Казахстана систематизированы в следующие геолого-промышленные типы (ГПТ): 1) золото-сульфидный, развитый в углеродистых толщах различного возраста (*Бакыршык, Большевик, Васильевское* и др.); 2) золото-сульфидно-кварцевый (*Васильковское, Акбакай, Аксу, Бестобе, Жолымбет, Степняк* и др.); 3) золото-адуляр-кварцевый (золото-серебряному), представленному месторождениями *Архарлы, Таскора, Уишоки*; 4) золото-медно-порфировый; 5) золотоносные коры выветривания и россыпи.

Золото-сульфидный ГПТ. В рудах месторождений этого типа главными продуктивными ассоциациями являются пирит-арсенопиритовая и пиритовая. Несмотря на преобладание в составе руд дисульфидов Fe, отмечается большое количество тонкорассеянных минералов W, Pt, Pd, Re, Ag и др. (всего установлено более 35 минералов). Основная масса Au сосредоточена в виде округлых или различной кристаллической формы субмикроскопических выделений самородного золота в зернах пирита и арсенопирита.

Из всего многообразия изученных золотин четко выделяются три морфологические разновидности: 1) спутанно-волокнистые (войлочные), тонкогубчатые, коралловидные; 2) массивные; 3) кристаллически-зернистые, причем практически всегда они отмечаются совместно с преобладающим развитием одной из них. Применение высокоразрешающей электронной аппаратуры дало возможность установить в аналогичных месторождениях США самородное золото в сульфидах в виде наночастиц (~5-10 нм). Кроме того, в ряде месторождений этого ГПТ (*Жерек, Жанан, Суздальское*) часто отмечается наложение постмагматического оруденения (убого-сульфидной кварцевой, кварц-карбонат-полиметаллической и

кварц-антимонитовой), соответствующего поздним эпизодам истории формирования месторождений.

Золото-сульфидно-кварцевый ГПТ. Последовательность формирования минеральных ассоциаций в месторождениях этого ГПТ представлена в следующем виде: ранняя кварцевая с шеелитом (реже молибденом) – ранняя сульфидная пиритовая (пирит-пирротиновая, пирит-арсенопиритовая, магнетит-пиритовая) – поздняя сульфидная (галенит-сфалерит-халькопиритовая, халькопирит-пиритовая и др.) – продуктивная (золото-теллуридная, золото-висмутин-теллуридная, золото-висмутиновая, золото-сульфоантимонитовая и др.). Золотоносность и общие геохимические особенности месторождений определяются степенью и полнотой проявления тех или иных ассоциаций, а также специфическими провинциальными особенностями формирования рудного комплекса. Содержание сульфидов в рудах золото-сульфидно-кварцевых месторождений не превышает 2-5 %. Отложение самородного золота происходило в течение нескольких стадий, которые отличаются друг от друга как по морфологии, так и по внутреннему строению и элементам-примесям в них. Типоморфными элементами-примесями ранней стадии являются Ni, Fe, Cr. Для второй, наиболее продуктивной стадии, характерны Cu, реже Zn, наконец, для третьей поздней стадии – Pb, частично – Cu. Содержание указанных элементов в золоте обычно составляет первые проценты и, в редких случаях, десятки процентов с образованием самостоятельных интерметаллических минеральных форм ($AuCu_3$, $AuPb_2$, $AuPb_3$, $AuPb$ и др.).

По форме выделений самородного Au отмечают комковатые (изометрические и вытянутые), пластинчатые, пленчатые, коралловидные, губчатые, дендритоидные и дендритовые, шарообразные и скорлуповидные золотины, а также кристаллические агрегаты (октаэдры, гексаэдры, тетраэдры, ромбододекаэдры и их комбинации). В последние годы в месторождениях этого ГПТ (*Бестобе*) установлены прожилково-

вкрапленные руды, размещающиеся часто во вмещающих породах, реже в брекчированных интрузивах. Они имеют самостоятельное промышленное значение с отличительными технологическими свойствами.

Золото-адуляр-кварцевый (золото-серебряный) ГПТ. Особенностью месторождений золото-адуляр-кварцевого ГПТ (*Архарлы, Кусак, Таскора*) является широкое развитие тонкодисперсного золота и золотосодержащих минералов (электрума, кюстелита, золотистого серебра) и самородного серебра. Размеры их обычно не превышают десятых долей миллиметра при размере отдельных индивидов, слагающих золотины, не менее 10-50 мкм. В формировании их руд выделяются семь последовательно сформировавшихся минеральных парагенезисов (от ранних к поздним): 1) пирит-кварцевая; 2) адуляр-кварцевая; 3) галенит-сфалерит-кварцевая; 4) халькопирит-кварцевая; 5) халцедоновая; 6) карбонат-цеолитовая; 7) баритовая, продуктивными из которых являются 2-ой и 3-ий парагенезисы.

В последние годы в пределах Au-Ag месторождений выявлены брекчиевые руды типа Крессонов Раздув на месторождении *Крипл-Крик* в США. Эти руды также включают значительные запасы и поэтому их разведка имеет промышленное значение. Наряду с золотосодержащими минералами в рудах некоторых приповерхностных (эпитермальных) Au-Ag месторождений, имеющих небольшой эрозионный срез, широко развиты самородное серебро и золотистое серебро при содержании Au не более 5-10 % (*Архарлы*).

Золото-медно-порфировый ГПТ является одним из перспективных. Представлены преимущественно следующими минеральными типами руд: пирит-халькопирит-галенит-сфалерит-молибденитовый. Форма рудных тел различная: жилы, штокверки, жильные зоны. Размеры рудных тел колеблются в пределах: длина и ширина десятки и сотни м; мощность

от n1 до 30-40 м. К этому типу относятся месторождения *Актогай, Бозшаколь, Нурказган*.

Порфировые месторождения дают подавляющую часть мировой добычи, как меди, так и молибдена, а также дают значительное количество золота. Со временем промышленных месторождений золота в виде попутного компонента становится все больше. Порфировые месторождения в большинстве случаев имеют палеозойский, мезозойский и кайнозойский возраст. Пространственно они тяготеют к активным континентальным окраинам, а также коровым островным дугам, различным геологическим блокам, встречаются они и в докембрийских образованиях или комплексах.

Обобщенная модель медно-порфириковых и медно-молибден-порфириковых месторождений выглядит следующим образом. Рудное тело в плане имеет форму изометричного штокверка. В вертикальном разрезе вытянуто в виде веретена или груши с расширением кверху. Геометрическим центром рудного поля обычно является небольшой шток интрузивных или гипабиссальных гранитоидных пород нередко с порфиридной или порфириковой структурой, что является причиной появления термина *porphyry copper*, который надо понимать как медное оруденение в порфириковых породах. Этот шток, который можно называть центральным порфириковым штоком, обычно является продуктом завершающей фазы развития или становления интрузивного комплекса. К концу кристаллизации гранитоидов формируется некий остаточный расплав, насыщенный летучими компонентами, который, как правило, внедряется во вмещающие породы, и при этом происходит вскипание магмы. Последнее приводит к бурному растрескиванию контактовой зоны, как эндоконтакта, так и преимущественно пород экзоконтакта. В результате в районе контакта формируется плащобразная, укутывающая в виде капюшона этот порфириковый шток зона трещиноватых пород, которая и является в дальнейшем *рудовмещающей структурой*. Порода экзоконтакта, которая в большинстве случаев и является глав-

ной рудовмещающей средой, чаще всего парагенетически связана с магматизмом. Это различные эффузивные породы, туфы, туфоконгломераты, туфопесчанники, туффиты, с переходом в терригенно-осадочные образования. Могут встречаться и карбонатные породы в виде включений и блоков, последние все-таки являются исключением. Нередко непосредственно выше порфирирового штока располагается жерловая часть вулкана с сопровождающими ее брекчиевыми структурами. Нередко получается так, что порфирировый шток является вулканической пробкой, закупоривающей эту жерловую полость. Несмотря на столь явную связь с вулканизмом центрального типа, большинство современных исследователей безоговорочно считают медно-порфирировые системы плутоногенными образованиями, связанными с интрузивным процессом. Хотя, еще сравнительно недавно, очень многие медно-порфирировые месторождения, в частности, такие известные Эль-Тениенте или Браден в Чили, Конырат в Казахстане, многие безоговорочно относили к вулканогенным образованиям. Не исключено, что со временем, возможно, появятся новые факты, которые могут заставить исследователей изменить свое мнение о генезисе порфирировых месторождений в сторону расширения влияния вулканогенного фактора в их образовании.

Порфирировый шток, обычно, является центром зональной системы распространения окколорудных гидротермальных изменений. В самой центральной части этой системы обычно располагается безрудное кварцевое ядро с калишпатом и биотитом, к периферии располагается филлитовая зона с серицитом и пиритом. Следующая зона представлена аргиллизитами с кварцем, каолинитом, алунитом и пиритом. И самая наружная часть, самая обширная, представлена пропилитами с кварцем, эпидотом, хлоритом, карбонатами и альбитом. Точно такое же зональное распределение характерно в идеале и для рудной минерализации. В центральной ее части располагается безрудная зона, далее развито вкрапленное оруденение, которое постепенно к периферии сменяется прожилково-

вкрапленным, затем прожилковым. Вся эта рудная морфологическая зональность может пересекаться крупными жилами. Последняя особенно характерна для одного из самых крупных месторождений мира - *Чукикамата* (Чили). По составу *рудной минерализации* в самой центральной части, вроде бы, преобладает магнетит, хотя магнетита очень мало, далее кверху появляется молибденовая зона, которая переходит в медно-молибденовую зону, а выше располагается чисто медная зона. И на крайней периферии появляются свинцово-цинковые минералы с обилием пирита, хотя, вообще, пирит характерен для всех рудных зон.

Главными рудными минералами являются халькопирит, нередко энаргит, а также блеклые руды (теннантит, тетраэдрит) и многие другие медные минералы. Самым распространенным рудным минералом является пирит. Важным минералом является молибденит, но количественно он обычно уступает медным, нередко, даже в тех случаях, когда основным по ценности полезным компонентом является молибден. В последние десятилетия все более и более важное экономическое значение приобретает примесь золота. На некоторых месторождениях меди золото является главным или одним из главных компонентов. Примером является месторождение *Пангуна* на о. Бугенвиль (Соломоновы о., Папуа-Новая Гвинея).

Источником рудного вещества, по крайней мере, по форме является порфиновый шток, из которого выделяются вверх и вообще в окружающее пространство рудоносные гидротермальные растворы. Но вполне вероятно, что хотя бы часть полезных компонентов привносится в интрузив и в порфиновый шток мигрирующими сверху водами поверхностного происхождения, которые могут выщелачивать полезные компоненты из пород рамы интрузивного массива. Во всяком случае, роль рециклинговой системы питания рудного тела при формировании порфириновых месторождений в настоящее время признается, пожалуй, всеми исследователями, которые изучают порфириновые месторождения.

Месторождения кор выветривания. Этот ГПТ месторождений широко распространен в Казахстане и приурочен в основном к корам выветривания гидрослюдисто-каолинитового профиля (*Жанан, Суздальское* и др.) и «железным шляпам» золотосодержащих сульфидных руд (*Майкаин, Космурун, Мизек* и др). Золото в корях выветривания гидрослюдисто-каолинитового типа представлено преимущественно пленочными, пластинчатыми, игольчатыми, дендритовидными и удлинёнными (палочковидными) формами, имеющими чистую и гладкую (реже шероховатую) поверхность. Реже встречаются призматические и октаэдрические кристаллы и комковатые разновидности. Размеры золотинок изменяются от 0,05 до 0,35 мм в поперечнике. Пробность золота достаточно высокая (900-970 ‰). Большое разнообразие дендритовых кристаллов отмечается и в коре выветривания месторождения *Олимпийское*. Гипергенное золото «железных шляп» имеет тесные парагенетические взаимоотношения с бурым железняком, ярозитом, галогенидами серебра и серой. По форме выделений различаются: а) кристаллы золота (размером до нескольких миллиметров, но в основном тонкодисперсное и субмикроскопическое); б) комковидное; в) пленочное золото.

В зоне окисления месторождений *Майкаин* и *Жосалы* гипергенное золото верхних горизонтов является наиболее чистым и высокопробным (950-980) в отличие от нижних горизонтов, где отмечается большое количество различных примесей (Fe, Ba, Si, Cu, Ag, Ti, Sn, Al, Ca, Pb), а пробность его колеблется от 850 до 870 ‰.

Золотоносные россыпи. В рассматриваемом типе самородное золото унаследует все особенности гранулометрического состава и морфологии золотинок, образовавшихся в коренных источниках и в корях выветривания. Поэтому для каждой россыпи характерны свой средний размер золотинок и

морфопризнаки, унаследованные от первичных источников, а также зависящие от типа континентального литогенеза и гидродинамических условий образования россыпей. Здесь выделяются следующие распространенные и легко диагностируемые формы: дендриты, рудные сложные агрегаты, проволочки, изометричные зерна, таблички, чешуйки и пылинки.

В зависимости от генетического типа россыпей эти формы могут встречаться в самых различных сочетаниях. Так, на месторождении *Карауылтобе* (север Центрального Казахстана), относящемуся к древним (миоцен) аллювиальным россыпям, встречены комковидные и неправильные золотины со средним размером 1,12x0,66x0,39 мм (масса 2,5 мг). Самое тонкое золото (мельче 0,1 мм) установлено в 43 % проб в количестве от нескольких до 1000 знаков. Золото на месторождениях *Северный Беттибулак* и *Мадениет* (обрамление Кокшетауской глыбы) относительно крупное (нередки самородки массой 6 г и более) и представлено лепешковидными, рогульчатыми и каплевидными формами, реже встречаются дендриты, стержни и проволочки. В шлифах в режиме обратно рассеянных электронов на микросонде выявляется неоднородное внутреннее строение большинства золотин с заметными колебаниями пробности (от 905 до 995 ‰). Большинство золотин слабо окатаны.

Руды промышленных месторождений золота Казахстана по технологическим свойствам объединены в такие типы:

1) прожилково-вкрапленные сульфидные (пиритовые, пирит-арсенипиритовые) в углеродистых песчано-сланцевых и вулканогенно-осадочных толщах, где золото находится, в основном, в виде субмикроскопических частиц (иногда в виде наночастиц размером 5-10 нм) в сульфидах. Наряду с этим, возможна связь определенной части золота с углеродистым и глинистым веществом. В случае наложения на эти руды тектонометаморфических и магматических процессов проявляются березитовые, кварц-сульфидные, кварц-карбонат-

антимонитовые руды. Руды такого типа весьма упорные и перерабатываются методами флотации, биовыщелачивания и различными модификациями кучного выщелачивания;

2) золото-кварцевые жильных и штокверковых месторождений с преимущественно свободным золотом, иногда образующие богатые бананцы (рудные столбы). Наиболее важными методами извлечения золота из этих руд являются гравитация, флотация и кучное выщелачивание. Более рациональным является применение комплекса методов;

3) золото-серебряные существенно кварцевые руды с тонкодисперсным золотом и серебром, которые хорошо перерабатываются методом чанового выщелачивания с предварительным тонким измельчением руд;

4) руды коровых месторождений, обычно развивающиеся почти на всех типах объектов с тонким свободным золотом, отложенным на различных геохимических барьерах и различных уровнях зоны гипергенеза. Они являются прекрасным сырьем для кучного выщелачивания, а также применения методов подземного выщелачивания;

5) золотоносные россыпи, перерабатываемые различными модификациями гравитационных методов извлечения золота. Однако перед технологами ставится задача полного извлечения из россыпей как тонкого, так и связанного с различными минералами зоны окисления золота.

Наряду с охарактеризованными выше промышленными типами, имеются предпосылки открытия в Казахстане *месторождений золота в железистых кварцитах (золото-итабиритовый тип), в расслоенных ультрамафитовых интрузивах в связи Cu-Ni-Pt-Pd оруденением (скаергардский тип) и др.*, которые значительно отличаются от известных в Казахстане типов своими технологическими свойствами. Этот тип месторождений заключают уникальные запасы металла (*Скаергард* в Гренландии – 339 т Au, *Хоумстейк* в США – 1200 т Au и др.).

На золоторудных месторождениях Казахстана отмечаются четыре типа рудовмещающих отложений: 1) вулканогенно-осадочный с характерными горизонтами фтанитов, известково-углистых и кремнистых алевропелитов, мергелей с прослоями пиритов, к которым приурочено золото-колчеданное оруденение (*Кварцитовые Горки, Абыз, Майкаин* и др.); 2) флишоидный ритмично-слоистый с углеродсодержащими пачками пород, как правило, вмещающих золотосульфидно-кварцевое оруденение (*Васильковское, Бестобе, Степняк, Акбакай, Алтынтас* и др.); 3) углеродисто-терригенномолассовый с горизонтами повышенной карбонатности углеродистых алевролитов и ассоциирующим с ними золотосульфидным оруденением (*Бакыршык, Большевик, Васильевское* и др.); 4) ритмично построенные вулканогенно-осадочные толщи вулканоплутонических поясов, содержащие прослой углеродсодержащих образований, туфопесчаники, туфы различного состава, которые вмещают эпитермальное золотосеребряное оруденение (*Архарлы, Таскора, Кусак* и др.).

Общим признаком для них является наличие в составе толщ специфических рудоносных отложений, называемых литогеохимической формацией, характеризующейся повышенной золотоносностью и углеродистостью, осадконакоплением в условиях бассейнового сероводородного заражения, а также наличием в их составе мелкообломочных пород, содержащих большое количество в различной степени метаморфизованного глобулярного и фрамбоидального пирита. Наиболее высокая золотоносность присуща сульфидоносным горизонтам фтанитов и углеродистых алевропелитов, тонкослоистых пиритов. При этом площадные размеры литогеохимической формации соизмеримы с размерами рудных полей. Именно этим она отличается от геохимической формации, представляющей собой слабо обогащенные рудными компонентами выдержанные по площади и мощности толщи в составе стратиграфических разрезов рудных провинций. Сопутствующая

золоту ассоциация элементов соответствует типу литогеохимической формации.

Так, вулканогенно-осадочный тип формации характеризуется обогащенностью пород мышьяком, серебром, молибденом, фосфором, ванадием, медью, цинком, свинцом, а углеродисто-молассовый – мышьяком, кобальтом, никелем, вольфрамом, молибденом, бором, фосфором, хлором и др. Эти особенности отражают специфику седиментогенной геохимической специализации толщ, когда в илоподобной среде, богатой активным органическим веществом и сероводородом, происходит накопление метастабильных форм рудных компонентов, в том числе и золота. Этот период осадконакопления характеризуется интенсивным расцветом металл- и золото экстрагирующих микроорганизмов. Биогенное, хемогенное и адсорбционное накопление золота приводит к изначальной металлогенической специализации осадков. Подтверждением тому служит выявление в рудах золоторудных месторождений различных формационных типов многочисленных палеобактерий и других палеомикроорганизмов, замещенных рудным веществом (в том числе и золотом) или кремнеземом.

При изучении последовательно проявленных геолого-металлогенических процессов роль диагенеза и совмещенных с ним ранних этапов динамометаморфизма практически полностью была исключена из поля зрения специалистов. Наблюдая тесную пространственную ассоциацию золотого оруденения и сульфидов с органическим углеродистым веществом, исследователи зачастую приходили к выводу об их отрицательной корреляции друг с другом, что противоречило представлению об их сингенетичности. Многочисленные формы диагенетической и динамометаморфической трансформации петро- и рудогенных компонентов слабо литифицированной седиментогенной среды принимались за признаки эпигенетичности руд. Все это приводило к ошибке в классификации признаков металлогенической специализации стратиформных образований за пределами рудных полей, где якобы исключе-

но влияние эпигенетических (в том числе и гидротермальных) процессов. При этом исследователи не учитывали не только специфику формирования литогеохимических формаций, но и характер эволюции рудоносных слабо литифицированных осадков.

Изначально обогащенные рудным веществом осадки седиментогенных бассейнов под воздействием процессов, протекающих в условиях эпизоны-верхней мезозоны, способствуют образованию крупных концентраций золотосульфидной минерализации (например, в черносланцевых толщах). По мере нарастания термодинамического уровня динамометаморфических процессов в локальных участках рудовмещающих пород, особенно в зонах разломов и сопряжения блоков, наряду с четко выраженным изменением литифицированных пород в условиях мезозоны происходят максимальное отщепление миграционного рудного вещества, его транспортировка в благоприятные структурные ловушки и отложение в виде рудных залежей.

В этот период формируются месторождения золото-сульфидно-кварцевой формации, характеризующиеся максимальным развитием стабильной самородной фазы золота и образованием бананц (рудных столбов). В транспортировке рудного вещества заметную роль играют специфические «присадки» в гидротермальных системах (стабилизаторы), которые последовательно повышают миграционные возможности золота, способствуя образованию пересыщенных золотоносных растворов, и служат мощным фактором разделения благородных и цветных металлов в рудоносной системе. Эти растворы, попадая при миграции в сферу влияния анионов (например, серы) на участках пространственного совмещения их со структурно-подготовленной дорудными щелочными растворами ($\text{pH} > 7,5-9$) пористой матрицей, разрушаются с выделением самородного золота

При таком объяснении формирования единой золоторудной колонны магматические комплексы рассматриваются, с

одной стороны, в качестве источника избыточных температур и термальных флюидов, обогащенных агрессивными компонентами (CO_2 , SO_3 , H_2S , NH_4 и др.), интенсифицирующих процессы развития зрелой мезозоны, а с другой как поставщик стабилизаторов, например, теллура, селена и др.

Эта схема прослеживается на всех месторождениях золото-сульфидной и золото-сульфидно-кварцевой формаций.

Одной из разновидностей единой золоторудной колонны (ее ветвью) являются золоторудные эпитермальные месторождения золото-серебряной и адуляр-золото-кварцевой формаций. Их формирование определяется совмещением насыщенных флюидами продуктов вулканизма с терригенными или углеродистыми литогеохимическими формациями, изначально обогащенными рудными компонентами. Происходящие при этом процессы способствуют совместному интенсивному переносу наряду с гелем кремнекислоты, который отлагается в виде специфических зональных опало-халцедоновых образований, также и коллоидных соединений металлов, в частности золота, и отложению их в благоприятных структурных ловушках. Последующая раскристаллизация геля кремнекислоты приводит к отторжению коллоида золота за счет автолизии и его кристаллизации в виде своеобразных, присущих только этому типу месторождений морфологических разновидностей самородного золота.

При благоприятной обстановке в случае наложения на мезозону катазоны породы практически полностью «очищаются» от миграционноспособного рудного вещества. Это приводит к образованию наиболее богатых и, главное, крупномасштабных золоторудных месторождений щитовых областей и блоков срединных массивов. Подавляющее большинство золоторудных объектов в Казахстане сформировалось при последовательном наложении на диагенизирующиеся и литифицирующиеся осадки РТ-условий эпи- и мезозоны.

Одним из представителей золоторудных месторождений, сформированных в условиях зрелой мезозоны-катазоны, явля-

ется *Мурунтау* (Узбекистан), поэтому только на нем в значительных количествах устанавливаются высокобарические разновидности углеродистого вещества и кремнезема и только на нем проявилась высшая степень организации золоторудного процесса, выразившаяся в практически полном отсутствии в рудах миграционноспособных форм золота и крайне ограниченном развитии сульфидов. Иная картина наблюдается в Центральном блоке месторождения. Здесь роль органического вещества как концентратора золота практически отсутствует, вместе с резким увеличением роли пирит-арсенопиритовых руд и кварцевых (кварц-полевошпатовых) жил. При средних содержаниях золота 6,5 г/т первые концентрируют 24 % металла от его общего количества, а в жилах при среднем содержании золота 16,4 г/т сосредоточено около 75 % общих запасов Au.

Следует также подчеркнуть, что при общем вертикальном размахе разведанного оруденения на месторождении верхнерудным горизонтам характерны в качестве элементов-примесей Cu, Zn, Pb, Sb, Ni и др.

Типичными золоторудными месторождениями, сформированными под воздействием РТ-условий эпизоны и шовных структур начальных этапов развития мезозоны, являются *Бакыршык*, *Большевик*, *Васильевское* и др. Здесь отчетливо выражены два последовательных процесса: седиментогенез и ранний диагенез. Во время первого в илоподобной среде, богатой активным органическим веществом и сероводородом, накапливаются метастабильные формы рудных компонентов, в том числе и золота. Этот этап характеризуется широким развитием золотоэкстрагирующих микроорганизмов в условиях бассейнового осадконакопления и формированием ритмично-слоистых углисто-глинистых и алевропелитовых осадков повышенной карбонатности и грубозернистых терригенных пород.

В последовательном преобразовании свежесформированных осадочных отложений выделяются три главных этапа:

ранне-, позднедиагенетический (включающий литификацию) и постмагматический. Последние два этапа развиваются в условиях постепенного нарастания динамометаморфических напряжений до их разрядки в виде разрывных форм дислокаций.

Преобразования геохимически специализированной толщи на раннедиагенетическом этапе приводят к практически полному прекращению биогенной экстракции рудных элементов и проявлению геохимического противоречия между средой осадка и придонной водой, что способствует вначале окислительному, а затем восстановительному минералообразованию. При таких процессах происходит разложение коллоидных образований, металлоорганических и других комплексных соединений тяжелых металлов с фиксацией последних относительно устойчивыми и ложными по составу и внутреннему строению фрамбоидальными и глобулярными формами дисульфидов железа, содержащих цветные металлы.

Позднедиагенетический этап преобразования обогащенных рудным веществом осадков литогеохимической формации, частично совмещенный в пространстве и во времени с начальными этапами локального (шовного) динамометаморфизма пород, отвечает термодинамическому режиму минералообразования, близкому условиям эпизоны-верхней мезозоны. В этот этап происходит крупномасштабное локальное перераспределение петро- и рудогенных компонентов, сопровождаемое гидропластическими и изгибными реологическими деформациями пород с широким проявлением инъекционных форм на локальных участках, что наиболее наглядно проявлено на месторождении *Бакыршык*. Примером таких структур служат Кызыловская зона смятия (*Бакыршык*, *Большевик* и др.), Акжал-Боконский (*Васильевское* и др.) и другие вязкие разломы. В их пределах на фоне эпизоны и низших тектонофаций мезозоны степень локальных деформаций пород достигает высоких значений (V-VIII). Здесь в условиях неравномерного трехосного сжатия происходит не только смятие, и

рассланцевание пород, но и широко развиваются процессы дифференцированного гидропластического выдавливания и течения углисто-пелитовых слоев, перемещения рудных и нерудных веществ в минеральной форме, будинирования и разлинзовывания пород.

В трубчатых, веретенообразных, линзовидных, иногда округлых или уплощенных будинах отчетливо наблюдается перераспределение и переотложение рудного вещества.

Эти процессы наиболее отчетливо зафиксированы в фрамбоидальных и глобулярных формах сульфидов, которые под воздействием тектоно-метаморфических процессов в зависимости от исходного состава преобразуются в более устойчивые кристаллические формы. Важно отметить, что сформировавшиеся рудные залежи характеризуются различным соотношением миграционноспособных (ионной и коллоидной) и самородной (не более 10-15 %) форм золота. Рудным телам свойственно стратитоидное залегание с сохранением структурно-текстурных особенностей рудовмещающих седиментогенных образований.

Последовательная смена термодинамических условий, при которых формировались золоторудные месторождения, из области эпизоны в мезозону характеризуется нарастанием активности тектонических напряжений, проявлением магматизма, усиливающейся регенерацией из вмещающих пород рудного вещества и его транспортировкой в составе метаморфогенных и постмагматических флюидов в зону отложения. В начальные периоды этой стадии формируются кварцевые жилы за счет интенсивного переноса щелочными растворами миграционноспособных форм кремнезема, которые могут находиться в равновесном состоянии в широком диапазоне температур и давлений. Отщепляясь при процессах диагенеза и нарастающего динамометаморфизма от материнских пород (основания золоторудной колонны), гель кремнекислоты мигрирует в зоны тектонических разгрузок, заполняя различные по морфологии структурные дефекты пород (трещины, участ-

ки брекчирования, дегитратационные полости и пустоты, контракционные трещины и т.п.). Дальнейшая эволюция геля кремнекислоты приводит сначала к образованию опала, а затем по мере нарастания термодинамического уровня эпигенетических процессов, его постепенной перекристаллизации – в халцедон и далее в кварц.

При наличии в породах основания золоторудной колонны значительных количеств карбонатного вещества оно переносится в виде истинных растворов совместно с гелем кремнекислоты. Однако устойчивость карбонатов по сравнению с кремнеземом с учетом их различной формы миграции (истинные растворы для первых и коллоиды для вторых) приводит к тому, что карбонаты транспортируются на незначительные расстояния от материнских пород и выпадают совместно с кремнеземом в виде кварц-карбонатных прожилков. Анализ развития таких прожилков на различных золоторудных месторождениях свидетельствует о том, что ареал их распространения ограничивается самими материнскими породами основания золоторудной колонны (*Бакыршык, Большевик* и др.).

Значительно реже кварц-карбонатные прожилки отмечаются среди рудных тел золоторудных месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации. Здесь широко могут быть развиты собственно карбонатные прожилки с хорошо образованными кристаллами кальцита, образованными из истинных растворов с вторично регенерированным карбонатным веществом из ранее сформированных кварц-карбонатных прожилков основания золоторудной колонны.

По мере нарастания термодинамических параметров прогрессивно развивающихся процессов, характерных для мезозоны, рудные залежи постепенно обедняются миграционно-способным золотом с увеличением доли самородной фазы.

Роль стабилизаторов на примере теллура была выяснена с помощью лабораторных экспериментов, в результате которых показано, что в его присутствии в небольших количествах зо-

лота и серебро в рудных растворах могут переноситься в виде простых или комплексных соединений при наличии свинца. При попадании таких растворов в зону влияния элементов анионной группы (например, серы) происходит образование галенита, а затем выпадение самородного золота, содержащего строго определенное количество серебра. Поэтому не случайно, что на всех изученных месторождениях золото-сульфидно-кварцевой формации наблюдается постоянство отношений золота к серебру в самородном золоте. Среди наиболее важных элементов-стабилизаторов, способствующих формированию рудных тел на золоторудных месторождениях с широко проявленной самородной фазой, необходимо отметить *Te* и *Se*. Такую же роль, возможно, выполняют *Cd*, *Bi*, *Sb* и др., но это следует уточнить с помощью лабораторных экспериментов. Для различных типов месторождений описываемой формации стабилизирующее значение будут иметь строго определенные из перечисленных элементов (или их группы), но их влияние на золоторудный процесс будет идентичным. Разница заключается лишь в катионном окружении, в котором будет переноситься золото гидротермальными рудоносными растворами. Определяющими в типе стабилизаторов являются различные по составу постагматические растворы, которые служат их источниками. Наличие в рудоносных флюидах конкретного стабилизатора отразится на комплексности минерального состава рудных залежей.

Переходная зона от оруденения золото-сульфидной к золото-сульфидно-кварцевой минерализации представлена золоторудными месторождениями, рудные тела которых формировались в условиях, типичных для эпизоны-верхней мезозоны (ранняя стадия минерализации) и зрелой мезозоны (эпигенетическое оруденение). К таким объектам относятся месторождения *Жолымбет* и *Светинское*. В рудах этих месторождений наряду с продуктами золотоотложения, свойственными типичным сингенетическим объектам в углеродистых толщах, отмечаются признаки золото-сульфидно-кварцевого

оруденения. В золоте ранней стадии минерализации, присущи рудам месторождений золотосульфидной формации, устанавливаются в качестве элементов-примесей никель реже железо, а в более поздней, аналогичной рудам месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации медь, свинец и реже цинк. На этих объектах широко развиты как глобулярные и фрамбоидальные формы сульфидов, характерные для сингенетичных накоплений рудного вещества, так и сульфидные руды золото-сульфидно-кварцевого типа

Как отмечалось, формирование привоверхностных (эпitherмальных) золоторудных месторождений при общности процессов изначального накопления рудного вещества в литогеохимических формациях основания (ложа) вулканических аппаратов, форм переноса и концентрации рудного вещества и т.п. имеет ряд специфических особенностей, связанных с широко проявленными на них вулканогенными процессами. Прежде всего, оруденение на золото-серебряных и адуляр-золото-кварцевых месторождениях близповерхностной формации формировалось в условиях верхней мезозоны, что отразилось на фазовом составе золота (на 40-60 % представлено самородной фазой) и на характере кремнистой матрицы (преобладают опало-халцедоновые образования).

На месторождениях, которые относятся к переходной зоне от золото-сульфидно-кварцевой к золото-серебряной (золото-адуляр-кварцевой) формации, среди морфопризнаков самородного золота отмечают и те, которые характерны для руд кварцево-жильных месторождений *Архарлы* (нижние горизонты рудных тел) и *Таскора*. Например, на месторождении *Архарлы* более высокопробное золото (до 875 ‰) с характерными морфопризнаками для золотосульфидно-кварцевого оруденения выявлено на глубинах более 250 м или в наиболее эродированных рудных телах.

Систематизация результатов проведенных исследований по золоторудным месторождениям с учетом широкого развития глобулярных и фрамбоидальных форм сульфидов, состо-

ящих из определенного набора рудных компонентов, в рудовмещающих толщах и рудных залежах на месторождениях золото-сульфидной и золотос-ульфидно-кварцевой формаций, единой эволюции кремнезема по схеме: гель кремнекислоты-опал-халцедон-кварц при формировании кварцево-жильной матрицы, а также зон окварцевания, штокверков, «цементации», брекчирования и т.п., независимо от формационной принадлежности объектов, однообразия характера углеродистого вещества в рудах, выявление микроорганизмов, в том числе и диатомовых водорослей в опало-халцедонах на золотосульфидно-кварцевых и эпитермальных месторождениях убеждают нас в том, что эти золоторудные объекты образовались по единой схеме за счет регенерации рудного вещества и замещающих пород под влиянием процессов прогрессивно развивающейся эпизоны-мезозоны.

Кроме того, полученные данные говорят о том, что многочисленные золоторудные формации на современном эрозионном срезе отражают степень развития золоторудного процесса в конкретной структурно-тектонической обстановке.

Наиболее полно золоторудный процесс с образованием преобладающих количеств самородной фазы золота и его интерметаллических соединений развит на золото-сульфидно-кварцевых (до 90-95 %) и приповерхностных эпитермальных золото-серебряных (до 45-60 %) месторождениях с крайне неравномерным пространственным размещением оруденения (рудные столбы, богатые бонанцы, отдельные «струи», ленты и т.п.) и резкими колебаниями содержаний золота (+ серебра) от следов до нескольких кг/т.

Общие признаки формирования трех основных геолого-промышленных типов золоторудных месторождений (золото-сульфидного, золото-сульфидно-кварцевого и золото-серебряного приповерхностного (эпитермального):

- 1) обязательное наличие в пределах рудных полей всех месторождений специализированной на золото литогеохимической формации, независимо от ее возраста, с широким раз-

витием обогащенных углеродистым веществом карбонатсодержащих осадков, формирующихся в закрытых палеобассейнах в условиях сероводородной среды;

2) эволюционная направленность рудного процесса по схеме: седиментация–ранний диагенез–поздний диагенез–эпизона–динамометаморфизм–мезозона (+катазона)–интрузивный (эффузивный) магматизм, благодаря чему происходит постепенное преобразование изначально миграционноспособных форм золота (ионной и коллоидной) в самородную. На его завершающей стадии под воздействием интрузивного (эффузивного) магматизма происходит резкое увеличение в рудах самородной фазы с уменьшением миграционноспособных форм золота (ионной и коллоидной), вплоть до образования компактных золото-кварцевых рудных тел с ограниченным количеством сульфидов (*Олимпийское*). При этом, чем выше «пористость» матрицы, тем более благоприятной она становится для миграции рудоносных флюидов, а следовательно, и более рудонасыщенной. Концентрация свободного золота, главным образом на жильных и штокверковых месторождениях золото-сульфидно-кварцевой и золото-серебряной формаций, в виде бананц (рудных столбов) является одной из закономерностей его распределения на этих объектах. Причина образования богатых концентраций кроется в генетической сущности и эволюционной направленности золоторудного процесса под воздействием постмагматических флюидов и тектоно-метаморфических преобразований рудовмещающих пород и рудных залежей;

3) эволюционная направленность преобразования («структуризации») кремнистой матрицы рудных тел по схеме: миграционноспособный гель кремнекислоты-опал-халцедон-кварцин-кварц (в редких случаях коэсит и стишовит) под воздействием исключительно тектоно-метаморфических процессов;

4) эволюционно-направленное преобразование («структуризация») углеродистого вещества рудовмещающих толщ и

рудных тел по схеме: металлоорганические соединения–аморфное углеродистое вещество (УВ)–УВ с двухмерно упорядоченной структурой–УВ с трехмерно упорядоченной структурой–антраксолит–шунгит–карбин–графит (графит со сверхупорядоченной структурой, редко лонсдейлит и алмаз) под воздействием исключительно тектоно-метаморфических процессов.

4.3. Примеры моделей месторождений

4.3.1. Тип минерализованных зон (черносланцевый тип)

Месторождения этого типа широко распространены в Западной Калбе и Шарской зоне Большого Алтая (Б.А. Дьячков, 2013). Металлогеническое районирование территории геологических структур Западной Калбы и Шарской зоны Большого Алтая приведено на *рис. 4.1*.

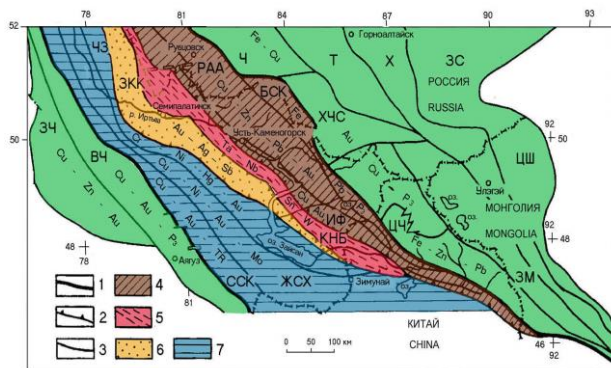


Рис. 4.1. Металлогеническое районирование Большого Алтая и сопредельных территорий [33]: 1 – границы Большого Алтая, 2 – рудных поясов и 3 – металлогенических зон; *рудные пояса*: 4 – Рудно-алтайский, 5 – Калба-Нарымский, 6 – Западно-Калбинский и 7 – Жарма-Саурский

По комплексу новых геолого-геофизических данных (грави-, магниторазведочных съемок, сейсморазведочных и электроразведочных работ) определяется *многослойность* литосферы Большого Алтая на основе построения моделей глубинного строения геолого-структурных зон, анализа типов разрезов земной коры и характеристики верхней мантии [8, 32, 81, 82].

Глубинное строение региона резко неоднородное, что отражает линейно-блоковый характер геологических структур Рудного Алтая, Калба-Нарыма, Западной Калбы и Жарма-Саура. С позиций мобилизма они представляют собой неоднородные блоки земной коры (возможно террейны), спаянные в процессе герцинской коллизии и разделенные системой глубинных разломов или сутурными зонами. Последние рассматриваются также как зоны апвеллинга и поступления в земную кору мантийного материала и рудоносных флюидотоков [8, 49].

Современное глубинное строение региона характеризуется многослойной земной корой (мощностью до 50-55 км) с гетерогенными линейно-мозаичными блоками. Положение глубинных слоев земной коры и верхней мантии отражено на *рис. 4.2*.

Верхняя мантия характеризуется неоднородным строением, в составе которой различается неистощенная мантия (пиролитовая) и истощенная, включающая шпинельсодержащие дуниты и гарцбургиты, гранатовые эклогиты и альпино-типные гипербазиты. На разрезе в Зайсанской сутурной зоне четко выделяется валлообразное поднятие истощенной верхней мантии, отражающее поступление мантийного материала и рудоносных флюидотоков по системе глубинных разломов шатрового типа с северо-восточном и юго-западным падением. Расслоенные астеносферные зоны верхней мантии, очевидно, оказали решающую роль в металлогенической специализации геологических структур Большого Алтая.

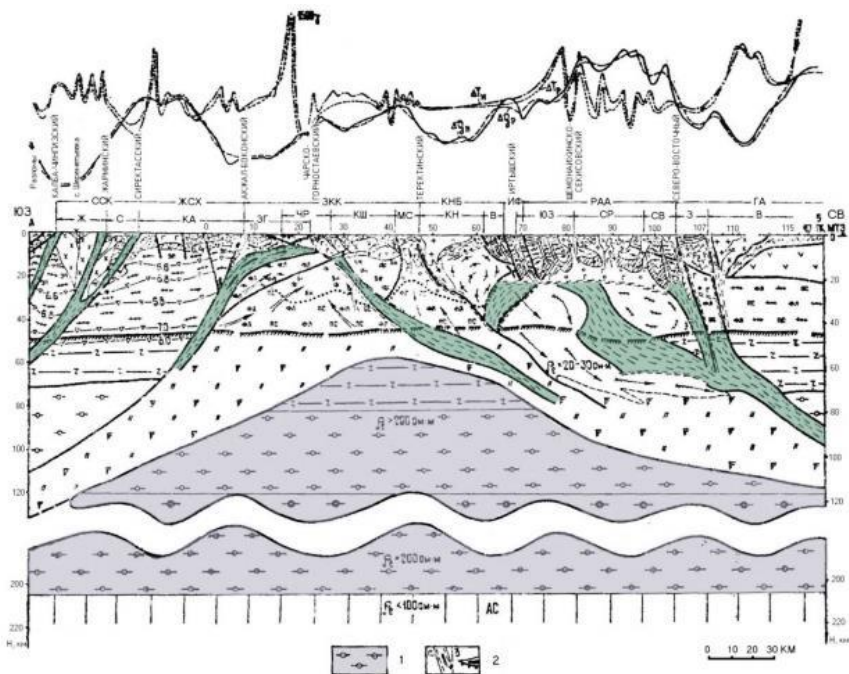


Рис. 4.2. Геолого-геофизический разрез литосферы Большого Алтая по Алейскому геотраверсу [33]: 1 – мантия; 2 – глубинные подвижные зоны

Районирование металлогенических зон проведено [36] по вещественно-генетическим принципам, пространственно-временной сближенности и сходству структурно-геологической позиции рудоносных структур и месторождений. Собственно в Зайсанской сuture выделяются Шарская и Западно-Калбинская металлогенические зоны, включающие рудные районы, рудные зоны, рудные узлы, рудные поля, месторождения и рудопроявления (*табл. 4.1, рис.4. 3*).

Шарская металлогеническая зона размещается в юго-западной части Зайсанской сuture и ограничена Шарско-Зимунайским и Байгузин-Булакским глубинными разломами общего северо-западного направления. В плане это узкая извилистая структура с раздувами и пережимами, разбитая раз-

ломами широтного, северо-восточного и других направлений. Характеризуется сложной и длительной историей развития, объединяет 5 рудных зон и 4 рудных узла.

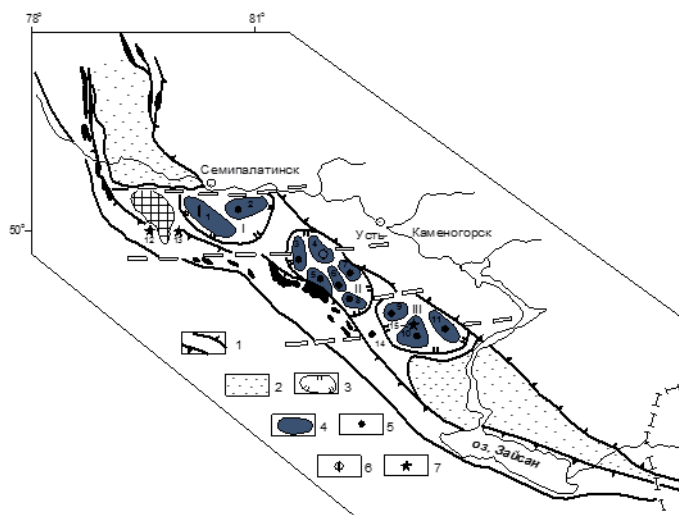


Рис. 4.3. Металлогеническое районирование Зайсанской сутуры [73]: 1-граница золоторудного пояса; 2-рыхлый четвертичный покров; 3-граница рудного района и 4-рудного узла; 5-7-рудные формации (5-золото-кварцевая, 6-золото-мышьяково-углеродистая, 7-золотосульфидно-кварцевая апокарбонатная). Рудные районы: I-Мукурский, II-Бакыршыкский, III-Кулажонский. Рудные узлы: 1-Мукурский, 2-Кедейский, 3-Еспе, 4-Бакыршыкский, 5-Сарытау, 6-Казан-Шункыр, 7-Канайка, 8-Жантас, 9-Сантас, 10-Жумба, 11-Кулажон. Рудные объекты: 12-Мираж, 13-Суздальский, 14-Балажал, 15-Байбура

Западно-Калбинская металлогеническая зона. Это главная золотоносная структура Восточного Казахстана, в которой известно более 450 месторождений и рудопроявлений золота, в том числе крупных и суперкрупных. Основные золоторудные объекты сформировались в коллизионную стадию развития Зайсанской сутурной зоны, объединяются в четыре руд-

ных района: Мукурский, Бакыршыкский, Кулажонский и Балажалский.

**Таблица 4.1. Металлогеническое районирование
Зайсанской сутуры**

Шарская металлогеническая зона					
Рудная зона	Рудный узел	Рудное поле	Металлогения	Примеры месторождений	
Горностаевская			Ni, Co, Hg, Au	Горностаевское	
Кемпирская			Au	Кемпир	
		Суздальское	Au, As	Суздальское, Майшоки	
Шарская			Cr, Ni, Co, Hg, Au	Белогорское	
Аркалык			Cr, Ni, Co, Hg, Au	Кондарсай, Жайма	
	Акжал-Боко		Au, As	Акжал, Боко, Васильевское	
	Ашалы		Au, As	Южные Ашалы	
	Койтас		W, Sn, Au, Sb	Суырлы	
Преображенская	Караоткель		Ti, Zr, TR	Караоткель, россыпь Сатпаевская	
Западно-Калбинская металлогеническая зона					
Рудный район	Рудный узел	Рудное поле	Металлогения	Примеры месторождений	
Мукурский	Семейтау	Жерек	Au, As, Sb	Жерек	
	Кедей	Кедей	Au, Ag, As	Кедей, Центральный Мукур	
Бакыршыкский	Байгаринский		Au, As	Байгара I	
		Миялы	Au, Ag, As	Миялы	
	Еспе		Au, Ag	Еспе	
	Сарытау		Au	Сарытау, Дымовка	
	Бакыршык	Бакыршык	Au, Ag, As, Sb	Бакыршык, Большевик	
	Канайский		Au, As	Канайка	
	Казаншункыр		Au, Ag, As	Казаншункыр	
	Жанатас		Au, As	Жанатас	
Кулажонский	Сантас		Au	Сантас	
	Хамитовский		Au	Жилы Хамитовские	
	Жумба	Жумба	Au, As	Жумба, Занинское	
	Кулажон	Теректы		Au, As	Теректы
		Кушоки		Au	Кушоки
		Кулажон		Au, As, Sb, Hg, Te, W	Кулажон
	Лайлы		Au, As, W	Лайлы	
Баладжалский	Балажал		Au, As	Балажал, Мариновское	
	Дельбегетей		Sn, Be	Юбилейный Октябрь	
	Торткалмак		Sn, W	Торткалмак II	

Зайсанская сутурная зона (ЗСЗ) – это крупная тектоническая и металлогеническая структура коллизионного типа региональной (возможно планетарной) ранговости, сформир-

рованная в результате столкновения крупных литосферных плит в стадию герцинской коллизии C_1 - C_3 (рис. 4.4). Сутура имеет значительную протяженность (длина более 1000 км, ширина 20-40 км), характеризуется дугообразной формой и на северо-западе прослеживается в Россию, а на юго-востоке продолжается в Китай, огибая с юга Сибирскую платформу.

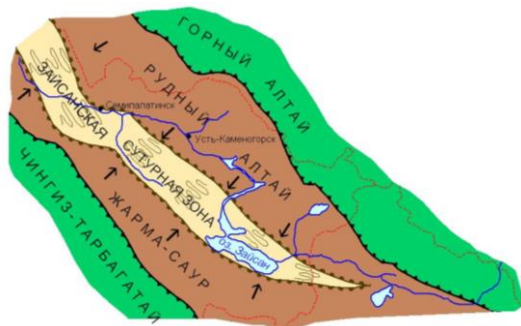


Рис. 4.4. Основные геологические структуры Большого Алтая [33]

Это главная рудоконцентрирующая структура для золотого оруденения, в пределах которой сосредоточено более 450 месторождений и рудопроявлений золота, в том числе уникальное месторождение *Бакыршык*, крупное *Суздальское* месторождение, а на прилегающей территории Китая известны промышленные объекты *Доланасай* и *Сарыбулак* [6а].

Модели золоторудных районов, полей и месторождений Западной Калбы (по Б.А. Дьячкову, 2013). С углеродистыми толщами складчатых поясов фанерозоя пространственно совмещены крупнейшие месторождения золота и комплексные золотоплатиновые проявления (Коробейников, 1999; Коробейников, Масленников. 1994). В пределах черносланцевых толщ карбона Западной Калбы распространены объекты жильного, штокверкового, прожилково-вкрапленного типов. Здесь установлено 18

золоторудных полей, из них самое крупное *Бакыршыкское* рудное поле и месторождение.

В качестве эталонной модели этого типа могут быть использованы месторождения *Бакыршыкского рудного поля* и *Суздальское месторождение*.

Бакыршыкское рудное поле, включающее углеродисто-золото-сульфидные месторождения *Бакыршык, Большевик, Глубокий Лог, Промежуточное, Шалабай, Холодный Ключ* и *Сарыбас*, расположено на участке осложнения зон позднегерцинских коллизий симатических блоков и блоков тектонизированных офиолитов Зайсанской складчатой системы. Рудное поле сложено каменноугольными морскими ($C_{1s}-C_{2b}$), прибрежно-морскими (буконьская свита C_{2m}) и континентальными терригенными отложениями (бакыршыкская черносланцевая толща C_3) с несколькими стратоуровнями золотоносных углеродисто-алевролит-пелитовых горизонтов с сингенетичной золото-пиритовой минерализацией. Содержание золота в них на порядок выше фонового, а в бакыршыкской черносланцевой толще – 100-150 мг/т, органического вещества – от 0,2 до 1,5-2,0 %, в линзах антраколита бакыршыкской толщи достигает 26,5-54,1 %. В алевролит-песчаниковых отложениях единичны горизонты туфов и покровы трахиандезитовых порфиритов. Каменноугольные терригенные толщи прорваны одиночными штоками и многочисленными дайками плагиогранит-порфиров и диоритовых порфиритов, образующих пояса северо-западного и субширотного простираний (*рис. 4.5*).

Осадочные отложения смяты основной складчатостью мезозонально-шовного типа в сжатые (северо-западной ориентировки) линейно вытянутые складки с широким развитием вязких разломов и зон кливажного течения пород. Они пересечены мощной (50-350 м) субширотной Кызыловской надвиговой зоной смятия, проявленной вдоль одиночного глубинного разлома верхнемезозонально-шовную зону наложенной складчатости. В лежащем боку и центральной её части развита система сближенных, полого падающих на север, вязких раз-

ломов, сопровождаемых наклонно лежащими сжатыми складками, послонным кливажированием и плейчатостью. Отмечается будинирование даек лампрофиров и прослоев песчаников, развитие складок нагнетания. В тектонически ослабленную Кызыловскую зону внедрена плагиогранит-гранодиоритовая интрузия кунушского комплекса (C_3-P_1), выявленная геофизическими исследованиями на глубине 2-5 км. Она сопровождается золото-кварцевожильными проявлениями (*Километровая, Золотая, Фабричная* и др.), являющимися более поздними по отношению к преобладающему углеводородно-золотосульфидному оруденению.

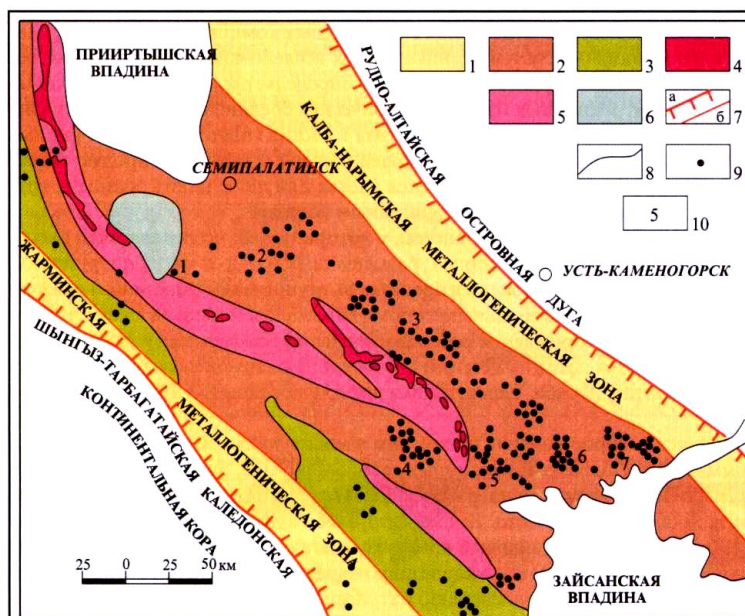


Рис. 4.5. Бакыршык-Суздальский металлогенический комплекс. Золотоносность Бакыршык-Суздальской металлогенической зоны [73]: 1 - энсиалические блоки зоны коллизии; 2 - энсиматические блоки зоны коллизии; 3 - террейны карбоновой островной дуги; 4 - зоны тектонизированных офиолитов; 5 - интрузии ультрамафитов (сутура коллизии); 6 - область триасового континенталь-

ного магматизма; 7 - границы коллизионной зоны (а) и блоков на различном основании (б); 8 - прочие геологические границы; 9 - золоторудные месторождения и проявления; 10 - важнейшие золоторудные узлы: 1 - Суздальский, 2 - Мукурский, 3 - Бакыршыкский, 4 - Акжал-Боконский, 5 - Балажалский, 6 - Жумбинский, 7 - Кулажонский

Для месторождений характерен четкий структурный контроль золотого оруденения. Все рудные объекты углеродисто-золотосульфидного типа расположены в пределах Кызыловской зоны смятия и приурочены к узлам пересечения ею вязких разломов основной складчатости. Рудные тела представлены субсогласно линзообразной формы. Они погружаются на север под углом 35-40°, вытягиваясь по падению Кызыловского надвига вдоль линий пересечения с вязкими нарушениями и зонами кливажного течения пород ранней складчатости. В частности, все золоторудные залежи месторождения *Большевик* контролируются областью сочленения Кызыловской зоны смятия с серией вязких разломов, развитых в осевых плоскостях тесно сжатых конгруэнтных складок. Длина рудных тел по простиранию не превышает 120 м, протяженность в направлении погружения превосходит 1200 м.

Структурный контроль оруденения подтверждается трассированием рудолокализирующих зон дислокаций вторичными комплексными и пометалльными ореолами рассеяния As, Sb, Mo, W, Au. Отмечается изменение состава типоморфной геохимической ассоциации по вертикали от Hg-Sb-Ag в приповерхностных горизонтах до Mo-Bi-W-Be на глубине, что позволяет различать по соотношению элементов (Au/P, As, Pb, Mo) подрудную, околорудную и надрудную зоны. Наиболее контрастен коэффициент $v = Au/P, Cu, Pb$.

Превалирующими рудными минералами являются пирит и арсенопирит, в приповерхностных горизонтах отмечается антимонит, более редкие – марказит, халькопирит, пирротин, галенит. Различаются четыре разновозрастные парагенетиче-

ские ассоциации: 1) пирит-I – мельниковит - марказитовая; 2) золото-I - пирит-II - арсенопиритовая; 3) золото-II - сфалерит - галенит - халькопиритовая; 4) золото-III - антимонит - марказит - энаргитовая (В.А. Нарсеев, М.М. Старова). Золото в рудах в основном тонкодисперсное, находится в арсенопирите и пирите в виде тонких (0,1-5 мкм) каплевидных включений, дендритов и зерен. Видимое золото (десятые доли миллиметра) встречается по трещинкам в сульфидах и в ассоциации с антимонитом. Среди преобладающего тонкодисперсного золота выявлено три морфологические разновидности золотин – спутанно-волокнистая, массивная и кристаллически-зернистая. Золото высокопробное (950-980 ‰). Типоморфным элементом-примесью является никель. Повышенной никеленосностью отличаются пириты (20-300 г/т) и арсенопириты (32-145 г/т). Тонковолокнистое золото часто ассоциирует с бунзеитом, отмечается интерметаллид $AuNi_2$.

Основные индикаторы месторождений бақыршықського типа:

1) золотоносные ритмично-слоистые углеродисто-глинистые и углеродисто-алевролит-пелитовые микрофации черносланцевой толщи с повышенными содержаниями сингенетического золота (10-150 мг/т), органического вещества (1-10 %) и в форме глобулярно-фрамбоидального пирита;

2) интенсивное проявление мезозонально-шовной складчатости, сопровождаемой вязкими разломами и зонами кливажного течения пород, многоэтапность деформационных процессов и образование гибридных структур пересечения пликативных дислокаций;

3) широкое развитие хлорит-альбитовых, шунгит-серицитовых и серицито-флогопит-карбонатных метасоматитов в зонах кливажного течения и вязких разломов.

В герцинской металлогенической зоне Северо-Восточного Казахстана все золоторудные поля объединены в три структурно-морфологические группы:

1) рудные поля с жильно-кварцевым и штокверковым типом золотого оруденения в интрузивных, вулканогенных и осадочных толщах карбона;

2) рудные поля – минерализованные золотосульфидные зоны в углеродистых (1-5,6 % Сорг) толщах карбона;

3) рудные поля комбинированного типа, включающие золотокварцевые жилы и штокверки, а также прожилково-вкрапленные золото-пирит-арсенопиритовые зоны в черносланцевых толщах и интрузивах.

Руды всех типов золоторудных полей и месторождений рассматриваются автором как единый ряд кварцево-золотосульфидно-березитовой рудной формации. Рудные поля с золотокварцевыми жилами со свободным золотом пробы 900-940 ‰ залегают в березитах-лиственитах разрывов II порядка. Вмещающими породами оказались песчаники, конгломераты, алевролиты, эффузивы андезитового ряда и габбро-диориты, плагиограниты (рис. 4.6, 4.7 и 4.8).

Они залегают на интервалах 0-6 км от контактов гранитоидов кунушского комплекса (С₃-Р₁). Месторождения удалены от региональных разломов на расстояние 0-8 км. Рудовмещающие трещины для всех кварцевых жил относятся к оперяющим структурам разрывов II порядка. Эти разрывы в структурно-формационных зонах образуют поперечно-диагонально-клавишные рудоносные структуры. Жилы располагаются в наложенных компенсационных синклиналиях I порядка с размахом крыльев 4-7 км. Часть рудных полей такого типа размещаются вблизи контактов черносланцевых толщ со штоками, дайками габбро-плагиогранитов.

Продуктивная минерализация в них представлена золото-полиметаллически-сульфидной ассоциацией. Околожильные метасоматиты мощностью 1-5 м несут лишь убогое золотое оруденение. Другие поля с кварцево-золоторудными жилами располагаются над интрузивами или в боках интрузивов среди углеродистых терригенных пород на расстоянии 2-6 км от контактов. Продуктивность жил

связана с ранней золото-пирит-арсенопиритовой и поздней золото-полиметаллически-сульфидной минерализациями.

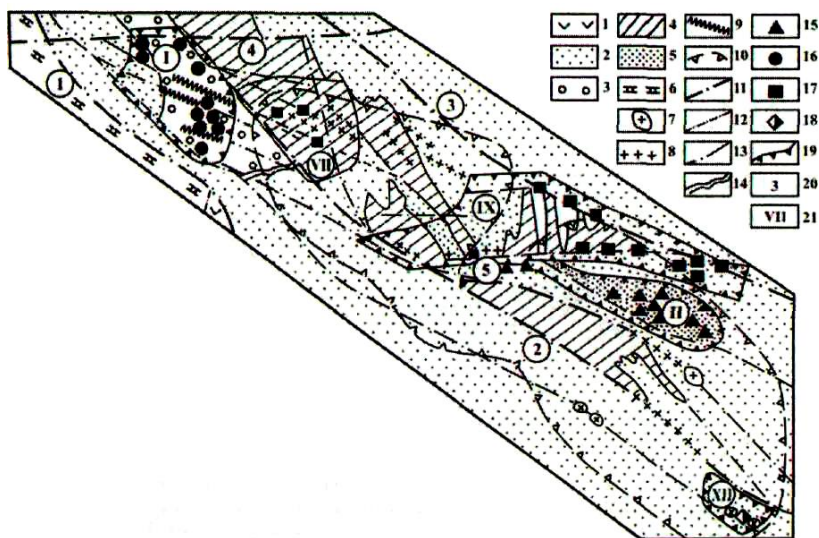


Рис. 4.6. Геолого-структурная модель Espe-Бакыршыкского золоторудного района. Терригенно-вулканогенные формации [105]:

- 1 - эффузивы базальт-андезит-молассовой формации;
- 2 - углеродистые песчано-сланцевые отложения верхней части разреза прибрежно-морской молассовой формации; 3 - песчано-конгломератовые отложения той же формации; 4 - углеродистые песчано-сланцевые отложения верхней части разреза морской флишоидной формации; 5 - песчаниковые отложения той же формации; 6 - карбонатно-кремнисто-диабазовая формация.
- Интрузивы: 7-8 - габбро-плагиигранитовой формации (С₃): штоки (7), дайки (8); 9 - дайки диабазов, долеритов триасового (?) возраста; 10 - скрытые на глубине 0,5-3,5 км интрузивы;
- 11-13 - разрывы: региональные (11), крупные (12), прочие (13); 14 - границы несогласий; 15-18 - рудные формации: золото кварцевая нижних частей рудно-метасоматической колонны (15); то же, верхних её частей (16); золото-углеродисто-сульфидная (17); золотоберезитовая (18); 19 - границы рудных полей;
- 20 - рудоконтролирующие разрывы; 21 - номера рудных полей

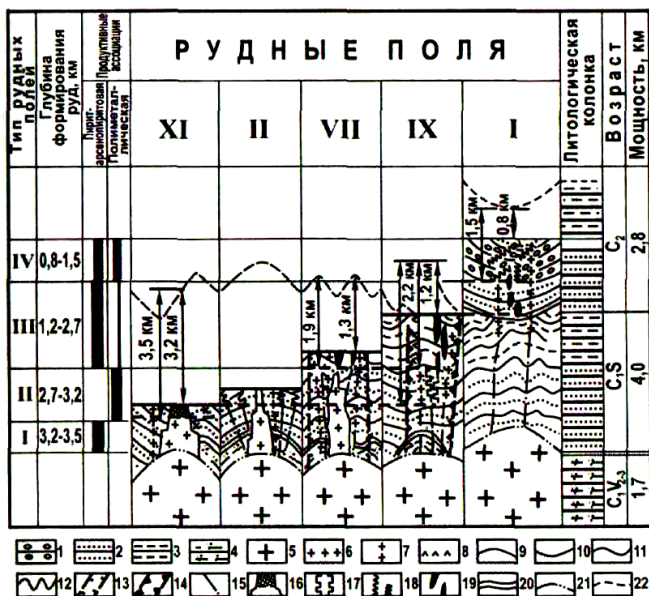


Рис. 4.7. Схема структурной и рудно-формационной зональности Эспе-Бакыршыкского рудного района (по А.Ф. Коробейникову, В.В. Масленникову): 1 - конгломераты; 2 - песчаники; 3 - алевролиты, аргиллиты, сланцы; 4 - кремнистые породы, яшмоиды, песчаники, алевролиты; 5 - скрытые на глубине интрузивы гранитоидов C_3 ; 6 - штоки габбро-плагиигранитной формации (C_3-P_1); 7 - дайки той же формации; 8 - дайки порфиров, альбитофиров, лампрофиров; 9 - антиклинали II порядка; 10 - то же, синклинали; 11 - антиклинали III порядка; 12 - участки сложной складчатости; 13 - зоны региональных разломов; 14 - разломы I порядка; 15 - разломы II, III порядков; 16 - зоны золотоносных березитов; 17 - простые одиночные золото-кварцевые жилы; 18 - то же, сложноветвящиеся; 19 - зоны прожилково-вкрапленной золото-пирит-арсенопиритовой минерализации; 20 - границы между осадочными и вулканогенными формациями; 21 - границы кровли скрытых гранитоидных интрузивов; 22 - древняя эрозивная поверхность на период рудообразования. Рудные поля: I - Эспе, II - Алайгыр, VII - Костобе, IX - Бакыршык-Большевик, XII - Акжал, XI - Карашоки

В рудных полях золотокварцевых, золото-кварц-карбонатных штокверков, приуроченных к разрывам I-II порядка среди терригенных, интрузивных пород, руды представлены кварцем, карбонатами, пиритом, арсенопиритом, пирротином, герсдорфитом, бурнонитом, блеклой рудой, борнитом или халькопиритом, сфалеритом, галенитом, антимонитом, золотом.

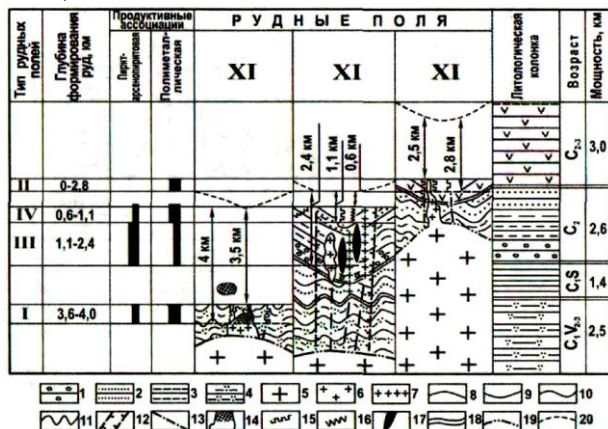


Рис. 4.8. Схема структурной и рудно-формационной зональности Ажгал-Бого-Васильевского рудного района (по А.Ф.

Коробейникову, В.В. Масленникову): 1 - конгломераты;

2 - песчаники; 3 - алевролиты, аргиллиты, сланцы; 4 - кремнистые породы, яшмоиды, песчаники, алевролиты; 5 - скрытые на глубине интрузивы гранитоидов C₃; 6 - штоки габбро-плагиогранитовой формации (C₃); 7 - дайки той же формации; 8 - антиклинали II порядка; 9 - то же. синклинали; 10 - антиклинали III порядка;

11 - участки сложной складчатости; 12 - зоны региональных разломов; 13 - разломы II, III порядков; 14 - зоны золотоносных березитов; 15 - простые одиночные золотокварцевые жилы; 16 - то же, сложноветвящиеся; 17 - зоны прожилково-вкрапленной золото-пирит-арсенопиритовой минерализации; 18 - границы между осадочными и вулканогенными формациями; 19 - границы кровли скрытых гранитоидных интрузивов; 20 - древняя эрозионная поверхность на период рудообразования

В других рудных полях руды представлены зонами вкрапленной, прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализации в лиственизированных углеродистых сланцах, в габбро-диоритах. В черносланцевых толщах зоны лиственизированных пород достигают размеров до 3-8 км по простиранию и до 0,3-0,6 км по мощности.

В других случаях они не превышают первых сотен метров по простиранию и первых метров-десятков метров по мощности. Минерализованные золотосульфидные зоны локализовались в виде цепочек отдельных месторождений в зонах крупных разломов.

Комбинированный тип золоторудных полей представлен зонами золотоносных березитов-лиственитов и золотокварцевых жил, штокверков в углеродистых терригенных и интрузивных габбро-диоритах. Золотоносные березиты формировались в апикальных и эндоконтактных частях штоков диоритового состава. Они несут вкрапленность золотоносного пирита (до 5-7 об.%) и арсенирита. Золотоносные кварцевые жилы с золотополиметаллически-сульфидной минерализацией размещаются в верхних частях наклонных зон березитов, рассекая тела березитов.

На месторождении *Бакырчик* в нижней части рудно-метасоматической колонны в зоне смятия уникальное по запасам золота рудное тело сформировалось на участке раздува (до 250 м) рудовмещающей субширотной зоны смятия. Эта зона пересечена северо-восточным и северо-западным разрывами. В результате участок лиственизированных сланцев, алевролитов приобрел характерные треугольные очертания в плане.

Здесь дорудные дайки габбро-плагиогранитной формации умеренно кислого и среднего состава ограничивают рудовмещающую зону и располагаются как в лежащем, так и висячем боках. Разрывы и дайки висячего бока играли роль жесткого экрана. Все это создало уникальные условия для формирования крупного рудного объекта.

Итак, морфологический тип золотого оруденения определяется следующим: в существенно песчаниковых, гравийно-конгломератовых горизонтах и эффузивах формировался исключительно кварцево-жильный тип. В существенно сланцевых углеродистых толщах – зоны прожилково-вкрапленной золотосульфидной минерализации среди лиственитов и окварцованных пород. В эндоконтактах габбро-диоритов, диоритов, плагιοгранитов возникали зоны вкрапленной золото-сульфидной минерализации в березитах. Закономерное размещение в пространстве различных типов руд месторождений обеспечило проявление рудно-метасоматической зональности в регионе. Вертикальная зональность выразилась в закономерном расположении вкрапленных, штокверковых и жильных типов золотых руд в рудно-метасоматической колонне, развитой в борту Шарского офиолитового пояса. Все типы руд формировались в определенных фациях метасоматитов на фоне установленной низкой золотоносности рудовмещающих углеродистых пород (2-4 мг/т Au)

Приведем комплексную геолого-физическую и геохимическую модель формирования региональных и локальных геологических структур Западной Калбы, вмещающих золотоплатиноидно-сульфидные и золотокварцевые месторождения. На основе анализа дистанционных и наземных геолого-геофизических, геохимических, структурных методов исследований установлены особенности глубинного строения подстилающих рудные поля блоков земной коры и мантии со следами разуплотнения глубинных мантийно-коровых пород. Они представлены глубинно-гранитоидными и метасоматическими образованиями на участках выступов преобразованных блоков пород.

Золоторудные (с Pt, Pd, Ir, Os) месторождения Западной Калбы были сформированы в рифтогенной структуре Зайсанской складчатой зоны в герцинский этап становления

региона. Рудные поля и месторождения находятся в пределах Шарско-Горностаевского поднятия-Шарского офиолитового пояса в зонах проявления палеодиапиризма и глубинного метасоматизма. Геолого-геофизические данные о глубинном строении региона получены по двум профилям МОВЗ и профилю ГСЗ-МОВЗ Балхаш-Алтай, а также по результатам интерпретации гравитационных, магнитных полей и дешифрированию аэрокосмоснимков, анализа стратиграфических разрезов (Булин, 1969; Любецкий, 1985; Коробейников. Масленников, 1994).

Верхняя мантия залегает на глубинах 37-48 км. В рельефе Мохоровичича устанавливается поднятие мантии, которое погружается по направлению погружения границы Моха с северо-запада на юго-восток. Ось этого поднятия проходит субпараллельно юго-западной границе Шарского офиолитового пояса. В разрезе прогиб поверхности Моха совпадает с современным Калбинским прогибом. На глубинах 15-40 км выявлены слепые зоны для МОВЗ, отвечающие участкам развития гранитоидов и глубинных метасоматитов. Сейсмическими исследованиями установлены вертикальные глубинные зоны, соответствующие глубинным разломам. Наибольшей глубиной отличается зона, связанная с Шарским глубинным разломом. Она прослежена до глубины 130 км с углом наклона 70° . Большой протяженностью по вертикали отличается глубинный разлом Кызыловской зоны смятия, контролирующей крупнейшее *Бакыршыкское* золоторудное (с Pt, Pd, Ir, Os) месторождение. Эта зона проявлена в рельефе поверхности Моха в виде ступени с амплитудой 3-4 км на глубинах 30-40 км (Булин и др., 1969). При этом Шарская и Калба-Нарымская структурно-фациальные зоны отличаются пониженными глубинами до границы Моха в 43-45 км. Это свидетельствует о приподнятом блоке подстилающей верхней мантии. Н.К. Булин отмечает, что по сейсмическим данным верхняя мантия под Шарско-Горностаевским поднятием была активизирована до 300 км, а

под Жарминским прогибом – до 220 км. Это нашло отражение в локальных изменениях границ обмена.

В рассматриваемом золотоносном регионе – металлогенической зоне установлено четыре типа разломов: 1) глубинные разломы северо-западного простирания; 2) глубинные разломы субширотного направления; 3) субмеридиональные глубинные разломы; 4) северо-восточные разломы. Первые определили положение главных геотектонических структур. Они проникали в верхнюю мантию до глубины 200-300 км. Субширотные разломы заложены на глубины 42-47 км. Они секущие по отношению к главным геотектоническим структурам. Субмеридиональные разломы имеют глубину заложения 22-26 км, а северо-восточные - 20 км, реже 10-8 км.

Дешифрирование аэрокосмоснимков позволило выявить мелкие и средние кольцевые структуры – от сотен метров до 50 км в диаметре (*рис. 4.9*). Они образованы инъективными дислокациями, связанными со становлением центров девонского, среднекарбонного-триасового вулканоплутонизма и площадного метасоматизма, а затем интрузий гранитов батолитового типа P_1 . Со среднекарбонно-пермским периодом связаны интрузивы повышенной основности, малые интрузии и дайки габбро-плагиогранитной формации и гидротермально-метасоматические золото-платиноидные образования. Тем самым определяется гидротермально-метасоматическая природа малых кольцевых структур, включающих 82,9 % золото-платиноидных и 67,8 % редкометалльных месторождений промышленного значения (Жоробейников, Масленников, 1994).

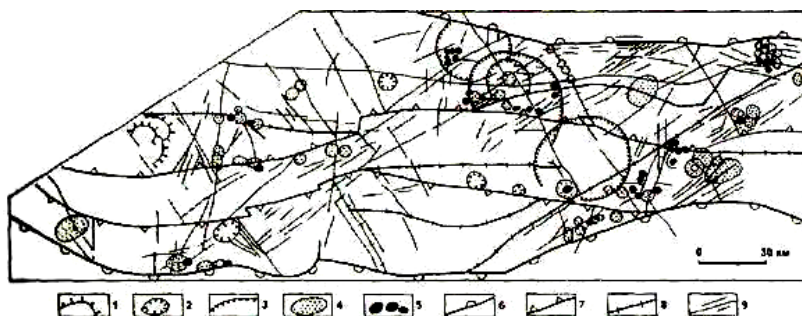


Рис. 4.9. Карта дизъюнктивных и инъективных структур Западной Калбы Северо-Восточного Казахстана по данным геолого-геофизического, морфометрического дешифрирования аэрокосмофотоснимков и наземного картирования (А.Ф. Коробейников, В.В. Масленников, 1994): 1-5 - инъективные малые кольцевые структуры (МКС): 1 - центры вулканизма и интрузивного магматизма субплатформенного этапа формирования геосинклинально-складчатой области Зайсана (Т); 2 - подводящие каналы гранитных интрузий батолитового типа (P_2); 3 - центры интрузивного магматизма габбро-плагиогранитной золотоносной формации (C_3-P_1), 4 - площади развития гидротермально-метасоматических пород – следы флюидных систем, 5 - рудно-метасоматические образования – следы распада гидротермально-метасоматических систем; 6 - глубинные разломы I порядка; границы золоторудно-платиноносной металлогенической зоны; 7 - границы Шарско-Горностаевского поднятия осевой зоны Шарского офиолитового пояса; 8 - региональные разломы II порядка – границы структурных блоков II порядка; 9 - региональные и локальные разломы III порядка

Итак, гидротермально-метасоматические процессы, протекавшие в верхних частях земной коры при проникновении и распаде глубинной термофлюидной системы над мантийно-коровыми палеодиапирами, обеспечивали разуплотнение пород благодаря метасоматозу – гидратации их с увеличением объемов больших блоков измененных пород до 16-22 %. Взаимодействие глубинных высоконагретых флюидов со

свободными холодными трещинно-поровыми водами осадочных черносланцевых толщ обусловило столбообразный характер развития гидротермально-метасоматических процессов (ранних альбит-калишпатовых и березит-лиственитовых поздних метасоматитов) в черносланцевых толщах. Суммарные гидротермальные потоки (глубинные и местные термы) привели к формированию большеобъемных блоков метасоматитов и руд. Все это вытекает из предложенной комплексной физико-геологической модели формирования золоторудных полей и крупных месторождений в черносланцевых горизонтах Западной Калбы.

Месторождения *Бакыршык*, *Васильковское* и *Большевик* являются близкими аналогами месторождений *Мурунтауского* (Узбекистан) и *Ленского* (Россия) районов и имеют много общих черт с ними в формировании промышленных золотых руд. Важным фактором контроля оруденения является – литологический. Оруденение представлено зонами прожилково-вкрапленных руд в черносланцевых (терригенных) толщах, содержащих существенную примесь углеродистого вещества. Форма рудных тел пластообразная, лентовидная, линзообразная. Золото преимущественно связано с сульфидами (пиритом и арсенопиритом), в свободном состоянии отмечается редко. Средние содержания золота в рудах 4,8-9,4 г/т. Руды труднообогатимые, упорные.

4.3.2. Закономерности формирования и перспективы золотого оруденения бакыршыкского типа

На формирование месторождений *бакыршыкского типа* предложено более десяти прогнозно-поисковых моделей трех генетических типов: 1) сингенетического (экзогенного гидротермально-осадочного); 2) эпигенетического (эндогенного гидротермально-метасоматического); 3) полигенного сингенетично-эпигенетического, в разных сочетаниях, совмещающего два первых типа.

Полигенная осадочно-ремобилизационно-гидротермальная модель принята с учетом воззрений В.И. Зенковой (1978), Н.А. Фогельман (1982), В.Н. Любецкого и др. (1984), А.Ф. Коробейникова и др. (1994), М.С. Рафаиловича, М.М. Старовой и др. (2001, 2003), Л.Г. Марченко и др. (1986), М.М. Константинова и др. (1989), В.А. Нарсеева и др. (1997, 2001), А.М. Мысника (2000), В.И. Фомичева (2003).

Несмотря на противоречивые представления, обоснованные большим фактическим материалом, все они взаимно дополняют друг друга, что свидетельствует о чрезвычайной сложности данной проблемы. Последнее подтверждается на примере аналогов *Бакыршыка* – месторождений-гигантов золота черносланцевой формации России (*Сухой Лог* и др.), Узбекистана (*Мурунтау*), Кыргызстана (*Кумтор*) и др., дискуссия по которым продолжается до последнего времени.

Бакыршыкское рудное поле приурочено к ЮЗ борту девонской островной дуги, погруженной в ЮВ направлении; расположено в зоне пересечения Западно-Калбинского северо-западного разлома Кызыловской и Параллельной широтными зонами. Кызыловский разлом пересекает погружающееся ЮЗ крыло Миялинской островной дуги. Это крутой сдвигонадвиг PZ_3 возраста заложения. Плоскость его сместителя до глубины 5 км наклонена на север под углом 30^0 . Горизонтальная амплитуда сдвига 8-10 км. Разлом типа зоны смятия. Угол встречи поверхности межформационного несогласия между двумя структурными ярусами и Кызыловским разломом тупой – 150^0 , что обусловило повышенную проницаемость этого участка.

Глубинное строение Бакыршыкского рудного поля характеризуется следующими зонами: поверхность Мохо – глубина 42,5-47,5 км, поверхность Конрада – 25-27 км, гранитного слоя – 14-16 км, герциниды – 7-8 км.

По геофизическим данным, на глубине расположен «слепой» интрузив Кунушского комплекса (C_3-P_1) размером 7x3

км с прогнутой кровлей. Глубина кровли интрузива в прогнутой части 4 км, в краевых частях 3 км.

На поверхности рудного поля широко развиты дайки плагиогранит-порфиоров, диоритов, габбро-эссекситов диабазовых порфиоров кунушского комплекса.

По Кызыловскому разлому происходил подъем магматического расплава. Образовалась флюидно-магматическая система, которая является важным источником золотого оруденения. Содержание в магме MgO порядка 4 %. При температуре 200-300⁰C произошло расщепление системы на CO₂ и H₂O с передвижением флюидов вверх, их проникновением в первично-золотоносные терригенно-углистые отложения бакыршыкской свиты с формированием в благоприятных структурно-литологических условиях промышленного золотого оруденения.

Месторождение Бакыршык расположено в центральной части Бакыршыкского рудного поля – в узле пересечения широтного Кызыловского и северо-восточного разломов. В его формировании важная роль принадлежит дорудным дайкам габбро-плагиогранитной формации, ограничивающим рудовмещающую зону с лежачего блока, а также залегающим в СВ и СЗ разломах висячего бока, играющим роль жесткого теплового экрана. Его температурная проводимость в 5 раз ниже, чем во вмещающих породах. Участок зоны смятия представляет собой термостатированную систему объемом $5 \times 10^7 \text{ м}^3$ геологического пространства с уникальными условиями для длительной циркуляции гидротермальных растворов и отложения руды.

Месторождение приурочено к средней части рудно-метасоматической колонны среди углеродистых песчано-сланцевых пород с повышенной первично-осадочной золотоносностью в крупных разрывах осевой части прогиба при максимальной мощности рудовмещающей толщи (А.Ф. Коробейников и др., 1994).

В образовании месторождения *Бакыршык* определяющую роль играл метасоматический контроль в связи с формированием рудовмещающей-рудоносной бакыршыкской свиты.

Бакыршыкская (буконьская) свита (C_{2-3}) расположена в Бакыршыкском компенсационном морском прогибе остаточного типа в северо-западной части Западно-Калбинской СФЗ, залегает согласно на флишевых образованиях калбинской свиты (C_{1s}). Пространственно-возрастные границы, параметры свиты однозначно не определены, ввиду отсутствия кондиционной геологической основы. Свита относится к лимнической молассе черносланцевой формации.

В.А. Нарсеевым и др. (1997, 2001) в пределах Бакыршыкского (Кызыловского) рудного поля выделены два крупных регрессивных ритма отложений свиты из пяти пачек (снизу вверх *A-E*) общей мощностью 1600 м.

Пачка *B* (вторая снизу), мощностью 350-500 м представлена переслаиванием алевролитов и песчаников с линзами и прослоями «мусорных» пород, окремнелых алевролитов и песчаников. В составе пачки широко распространены специфические рудоносные отложения фации микститов мощностью до 150 м – грубокластические образования в тонкозернистой основной массе (матрикс). Микститы представляют собой несортированные образования с высоким содержанием флоры и растительного УВ. В микститах присутствуют железомарганцевые и сидеритовые конкреции.

К фации микститов приурочен главный золоторудный уровень месторождения и рудного поля. Выдержанные горизонты микститов, вмещающие золоторудные тела, занимают три пространственные позиции в разрезе. Наличие трех стратиграфических уровней развития рудовмещающих микститов определяет многоэтажность промышленного золотого оруденения. Образование микститов связано с проявлением скрытого подводного вулканизма периода осадконакопления в застойных условиях иловых впадин с привносом сульфидной минерализации гидротермально-осадочной природы. Огром-

ные массы микститов обогащались рудоносными растворами с Au, As, Co, Ni, P и др. элементами при фоновом содержании золота 0,3; 0,6; 1,1 г/т (2-4 классы распределения). На формирование более высоких классов распределения золота (5-9 классы – от 2 до 16,3 г/т) определяющее влияние оказывали наложенные структурно-тектонические и метаморфические факторы.

Образование рудных тел связано со структурно-литологическими рудными ловушками антиклинального типа в результате последующих процессов литогенеза и динамотермального метаморфизма с ремобилизацией первичного золота из рудоносных образований.

Близкой позиции придерживается В.И. Зенкова (1978), на основе детальных петрографических исследований бакыршыкской свиты в пределах рудного поля (15 поперечных разрезов с отбором более 3 тысяч шлифов и аншлифов и 2200 проб из керна разведочных скважин). В состав продуктивной рудовмещающей толщи входят алевролиты (50 %), пелиты (10-15 %), песчаники (25-30 %) с туфогенно-пирокластическим материалом (до 20 %) и УВ (до 2 %). Толща состоит из трех пачек (снизу вверх): 1) хемогенно-осадочной – мощностью 45 м, сложенной пелитами, углеродисто-глинисто-карбонатными, карбонатно-глинистыми, карбонатными и глинистыми осадками; 2) туфогенно-осадочной – мощностью 40 м, характеризующейся переслаиванием отложений – от туфогенных алевролитов до конгломератов. Отличается присутствием карбонатно-фосфатных, фосфатных, углисто-кремнистых и кремнистых образований в чередовании с туфогенно-осадочными. К ней приурочены основные золоторудные тела месторождения и рудного поля. К верхам рудоносной туфогенно-осадочной пачки приурочены туфолавы, трахиандезиты, трахиты в виде покровов – признак участия в осадконакоплении вулканических процессов; 3) терригенной пачки мощностью до 200 м, представленной переслаиванием углисто-глинистых аргиллитов, алевролитов и песча-

ников. В пачке выделяются конгломератовидные породы, содержащие вулканический материал, возможно, типа эксплозивных брекчий.

Породы рудовмещающей толщи содержат до 20 % вулканического материала, обогащены карбонатами Mg-Fe группы – сидероплезитом, параанкеритом и сидеритом, фосфатами, кремнеземом, гематитом, As, сульфидами. В рассматриваемой толще железа и мышьяка в 2-7 раз больше, чем в подстилающих породах калбинской свиты. Углистое вещество наиболее широко представлено в туфогенно-осадочной и в хемогенно-осадочной пачках (Сорг в рудном поле от 1,23 до 10,5 %, на месторождении *Бакыршык* – 2,61 %); проявлены две геохимические фации железистых минералов – сидеритовая (окислительная) и пиритовая (анаэробная).

Геохимия рудовмещающей толщи характеризуется повышенной концентрацией As (112-6537 г/т), Ag (0,02-1,07 г/т) Pb (11-13 г/т), Zn (20-45 г/т), Cu (13-16 г/т), Ni (34-40 г/т), Co (22-27 г/т), Mo (3,3-4,5 г/т), главным образом в сорбированной форме, частично в сульфидах. Распределение золота в рудоносной туфогенно-осадочной пачке полимодальное – фоновое (1-3 моды, 0,3; 0,6; 1 г/т), бортовое (4-я мода – 2,5-3 г/т), рудные тела (5-7 моды – Ср 9,4 г/т, от 6 до 20 г/т и более). Подобные рудоносные осадочно-вулканогенно-гидротермальные образования в Западной Европе относятся к рудоносной формации *кульма*.

Опубликованные и фондовые материалы свидетельствуют о локальном проявлении процессов подводного вулканизма в период формирования бакыршыкской свиты в пределах приразломной зоны Кызыловского разлома с ареалом придонного вулканизма порядка 12x7 км (соответственно протяженность вдоль разлома и ширина ареала в его лежащем боку). За пределами Бакыршыкского рудного поля – в южной части одноименного прогиба отложения бакыршыкской свиты либо размыты, либо чисто терригенного состава с околочларковым содержанием золота (1-2 мг/т), в северном борту прогиба – тре-

буют дополнительных исследований (по В.А. Нарсееву – в зоне Параллельной предполагается второй верхний уровень распространения рудоносных микститов).

Общим для обеих моделей является первичный вулканогенно-гидротермальный источник золота этапа осадконакопления – седиментогенеза бакыршыкской свиты. Для модели В.И. Зенковой этап седиментогенеза венчается формированием промышленных стратиформных гидротермально-осадочных золоторудных тел, по В.А. Нарсееву и др. – является рудоподготовительным с продуктивным рудообразованием в последующие этапы литогенеза – метаморфизма рудоносных микститов с перераспределением первичного гидротермально-осадочного золота без дополнительного стороннего привноса.

В моделях А.М. Мысника и В.И. Фомичева также признается первично-осадочный рудоподготовительный этап накопления золота в бакыршыкской свите, но из разных источников – экзогенного, за счет размыва золотоносных кор выветривания (А.М. Мысник) или из глубинных флюидов (В.И. Фомичев).

Магматизм в пределах рудного поля и месторождения проявился ограниченно, главным образом, в скрытом виде. Конседиментационные вулканиты бакыршыкской свиты установлены лишь в пределах Кызыловской зоны смятия. На принятых геологических картах и схемах магматических комплексов Западной Калбы этот вулканизм не зафиксирован.

А.Ф. Коробейниковым и др. (1994) в зоне Кызыловского надвига установлены дайковые образования пестрого состава (шесть петрографических групп), возможно, апофизы слепого интрузивного массива и самостоятельного дайкового комплекса. Все дайки являются дорудными и несут отчетливые признаки наложенного гидротермального метасоматоза.

По геофизическим данным, в зоне Кызыловского разлома непосредственно под Бакыршыкским рудным полем на глубине 4-5 км находится интрузивный массив размером 7х3 км

габбро-диоритового состава Кунушского интрузивного комплекса (C_3-P_1), с которым большинством исследователей связывается золотое оруденение месторождения и рудного поля – по аналогии с кварцево-жильными месторождениями района. Магматиты комплекса натриевого типа при низком уровне общей щелочности отличаются повышенным кларком золота – 6,3 мг/т, самым высоким в магматических комплексах пород Западной Калбы.

На изложенной надинтрузивной позиции золотого оруденения рядом исследователей построены эндогенные гидротермально-метасоматические модели месторождения (надинтрузивный рудный пучок рудного поля с корневой частью в апикальной части интрузива на глубине 3-3,5 км, по М.М. Константинову и др.; второй сверху вертикальный уровень месторождения *Бакыршык* в четырехзональной морфологической модели А.Ф. Коробейникова и др. (1994); приуроченность месторождения к фронтальной зоне реконструированной рудно-магматической колонны Западной Калбы, по В.Д. Борцову, М.С. Рафаиловичу и др., 2004) и т.д. Близких взглядов придерживается Л.Г. Марченко (1980, 1984), обосновывающая связь оруденения с субаэральным магматизмом C_{2-3} , близким по возрасту бакыршыкской свите.

На месторождении и рудном поле широким развитием пользуются образования, представленные эксплозивными брекчиями, субвулканическими и гипабиссальными телами среднего-основного состава. Особенно характерно присутствие эксплозивных андезит-дацитовых брекчий, обогащенных углеродистым веществом. Рудоносные эксплозивные брекчии сопровождаются дайками габбро-диабазов, диабазов и диоритовых порфириров. На месторождении с эксплозивными брекчиями тесно ассоциирует золоторудная минерализация. Рудообразование послеседиментационное, отвечающее ранней стадии литогенеза рудовмещающих углеродсодержащих образований, что позволяет относить его к эпигенетическому вулканогенно-гидротермальному типу.

Некоторые исследователи придерживаются представления о трехэтапном сингенетично-эпигенетическом рудообразовании при решающей роли эндогенного гидротермально-метасоматического этапа формирования, обусловившего перераспределение первично-осадочного корового золота и дополнительный привнос мантийно-флюидного, в связи с магматизмом Кунушского и дайкового интрузивных комплексов.

По данным большинства исследователей, месторождение *Бакыршык* характеризуется всеми видами вертикальной зональности, свойственной гидротермальным месторождениям.

Морфологическая зональность для Западно-Калбинского золоторудного района в универсальной магмо-рудно-метасоматической колонне, по А.Ф. Коробейникову и др. (1994), имеет следующее строение (сверху вниз): 1) кварцево-жильный тип на глубине 0,6-1,5 км от палеоповерхности (*Кулажон, Сантас, Лайлы, Жумба* и др.); 2) прожилково-вкрапленный в 3,5-4,4 км от кровли «слепого» интрузива, на глубине 1,1-2,7 км от палеоэрозионной поверхности (*Бакыршык, Васильевское*); 3) золото-кварцево-жильный в апикальной части интрузива (*Акжал, Балажал*); 4) золото-березитовый прожилково-вкрапленный (штокверковый) внутри интрузива (*Балажал*).

Месторождение *Бакыршык* занимает второй уровень, представлен золото-углеродисто-сульфидной пирит-арсенопиритовой минерализацией прожилково-вкрапленного типа в углеродистой песчаниково-сланцевой толщах пренит-пумпеллитовой фации. Не исключена возможность его перехода в золото-кварцево-жильный тип на глубине. Согласно этой схеме, золото-кварцево-жильные месторождения верхнего надинтрузивного уровня потенциально перспективны в углеродсодержащих породах на прожилково-вкрапленный тип оруденения на глубоких горизонтах. Большинство исследователей бакыршыкский морфологический тип оруденения считает уникальным, исключая для него приведенную морфологическую зональность золотой минерализации.

Метасоматическая зональность детально разработана М.С. Рафаиловичем, М.М. Старовой и др. (2001, 2003), А.Ф. Коробейниковым и др. (1994) и др.

На месторождении развиты следующие фации: углеродисто-каолинит-гидрослюдистая на верхних горизонтах (зоны *A*, *B*); углеродисто-серицитолитовая сквозного развития (максимально в центральной части); серицит-флогопит-карбонатная с апатитом на нижних уровнях (зоны *B* и *Г*); карбонатно-кварцевая с самородным золотом, халькопиритом и шеелитом на глубоких горизонтах:

В надрудной и верхнерудной зонах отмечаются альбитовые и альбит-хлоритовые метасоматиты – показатели скрытого оруденения. Ведущей является углеродисто-серицитолитовая фация. Количество углерода во вмещающих породах 0,3-1,0 %, в рудных зонах 2,5-6 % в окисленной (карбонаты) и восстановленной (антракосолит, керит, шунгит, битумоиды) формах. Восстановленный тип сквозного развития при максимуме во внутренней рудной зоне. Карбонаты представлены доломитом, анкеритом, брейнеритом.

Минеральная зональность высокодифференцированная с элементами телескопирования и переотложения минералов. Снизу вверх (от глубин 1500 м до дневной поверхности), по М.М. Старовой, зональный ряд эпигенетических сульфидов выглядит следующим образом: пирротин, пирит, арсенопирит-пирит. Зональность второстепенных рудных минералов (снизу вверх): никелин, герсдорфит – халькопирит, шеелит, айкинит, молибденит – халькопирит, сфалерит – теннантит, галенит – антимонит, тетраэдрит, самородное Sb.

Пирит преобладает над арсенопиритом в верхних горизонтах (3,5:1) при подчиненном значении на глубоких (1:3). В стволовой зоне (*B* и *B*) преобладают сложные формы пирита, в корневой и апикальной зонах – кубическая. Пириты содержат включения самородного золота, арсенопирита, халькопирита, галенита, блеклых руд. Сульфиды верхних горизонтов обогащены Pb, Sb, Ag (зоны *A*, *B*), средних (*B*, *B*) – Cu, Zn, нижних

(В, Г) – Cu, Mo, Sn, Bi, Co, Ni. Максимум концентрации золота в пирите в верхней части стволовой зоны, в арсенопирите – нижней и корневой зонах. Концентрация Au в пирите сверху вниз увеличивается в 5 раз (1-1,5 % в верхних зонах, 7-9% – в нижних).

Отчетливо проявлена также геохимическая зональность. Широко распространены следующие элементные ассоциации: сквозная Au-As (золото-пирит-арсенопиритовая); верхнерудно-надрудная Au-Sb-As (кварц-карбонат-антимонит-тетраэдритовая); среднерудная Cu-Pb-Zn (халькопирит-сфалерит-галенит-блеклорудная; нижнерудная W-Cu-Mo (кварц-карбонат-шеелит-халькопиритовая); совмещенные средне-нижне-рудная As-Ni-Co (пирит-пирротин-марказитовая и пирит-арсенопиритовая).

Содержание Au в околорудных ореолах 0,01-1,0 г/т, в рудных телах до 25 г/т (среднее по балансовым запасам месторождения 9,4 г/т). Устойчивые корреляционные связи образуют пары Au-As; As-Sb; Cu-As; Cu-W; Cu-Co; Co-Ni.

В вертикальной плоскости до глубины 1200-1500 м выделяются следующие геохимические зоны (сверху вниз): верхняя Sb-As-Au; первая промежуточная – Au-As-Sb (с W); вторая промежуточная Au-As (с W); нижняя – Au-W-As (Cu, Mo) с «ножкой» в корневой части.

По А.Ф. Коробейникову и др. (1994), гидротермальный метасоматизм на месторождении развивался в следующей последовательности: ранний щелочной калий-натриевый метасоматоз с выносом золота (K_n^{Au} 0,9-0,6); пропиловый, также с выносом золота из пород зоны метасоматизма (K_n^{Au} 0,9-0,8); предрудная лиственитизация-березитизация – с привнесением золота (K_n^{Au} 3-296).

Промышленная концентрация золота происходила после лиственит-березитового метасоматизма и связана с золоторудной сульфидной стадией ($K_n^{Au} \geq 310$). Метасоматизм является подготовительным этапом продуктивного рудообразова-

ния. С ним связано до 25 % золота из общего его количества на месторождении (коровое золото).

Углеродистое вещество (УВ) в гидротермальном метасоматизме играет активную роль. Оно представлено группой керит-антраксолит-шунгит, количество которого растет пропорционально степени гидротермальной проработки пород.

Кроме твердого УВ в метасоматитах рудных и надрудных зон присутствуют битумоиды бензольного и хлороформенного типов. С бензольным битумоидом положительно коррелируются рудогенные элементы.

Развиты также эпибитумоиды, представляющие собой многокомпонентную смесь масел, спиртбензольных смол и асфальтенов, жирных кислот и твердых парафиновых углеводородов. Степень метаморфизма эпибитумоидов растет от рудных зон к надрудным. Преобладание нейтрального битумоида *A* над кислым *C* свидетельствует о высокой степени карбонизации УВ.

Большое распространение на месторождении имеет шунгит, ассоциирующий с антраксолитом, кварцем, сидеритом, серицитом, пиритом и арсенопиритом.

Полярная связь твердого УВ, битумоидов и золота отсутствует. Золото коррелируется с As, Sb, Bi, содержащимися в УВ. Золото сорбируется УВ. Форма связи, по-видимому, сорбционно-эпигенетическая.

Таким образом, УВ принимает активное участие в оруденении, выполняя роль восстановителя и осадителя; неоднократно мигрирует, меняя формы связи с золотом от сорбционно-сингенетической до сорбционно-эпигенетической (Л.Г. Марченко и др., 1986).

По В.И. Зенковой (1978), между содержанием Сорг и битумоидов прямая корреляционная связь отсутствует, что говорит о разной степени метаморфизма Сорг в породах рудоносной толщи.

Отношение хлороформенного битумоида к бензольному (*A/C*) в рудном поле последовательно изменяется с востока на

запад по волновому типу: уменьшается от участка *Кармен* к месторождению *Бакыршык* и от участка *Загадка* к месторождению *Большевик*. На месторождении *Бакыршык* максимум битумоида *C* отмечается в алевролитах (0,12 %) и песчаниках (0,13 %).

Гидротермально-метасоматическая природа оруденения подтверждается термобарометрией и вертикальной геохимической зональностью. Температура декрепитации и гомогенизации кварца возрастает с глубиной рудных зон с 90-140° до 400°С. Содержание Sb, Ag, Hg, Pb, Zn в пирите с глубиной уменьшается, концентрация CO, Ni, Ti, Cr, V – увеличивается. С глубиной изменяется отношение пирит/арсенопирит от 3:1 до 1:3, додекаэдрический пирит кубическим, ТЭДС пирита от электронного до дырочного типов. Количество железистого доломита возрастает к внутренним частям колонны, кальцита – к внешним. «Чутким» индикатором удаленности рудных тел от интрузивного очага являются электрофизические свойства арсенопиритов. В тыловой зоне (на глубине) они имеют дырочную, в промежуточной и фронтальной – преимущественно электронную проводимости. Дырочная проводимость глубинного арсенопирита обусловлена примесью W и Sn. Арсенопириты верхней колонны обогащены полиметаллами.

Данные по микроминералогии золота свидетельствуют: пробность золота в пирите на поверхности составляет 760 ‰, свободного самородного – 960 ‰, что при градиенте 5%/100 м соответствует глубине 4 км. Сравнительная стабильность уровней концентрации золота низких и средних классов на 12 км по простиранию рудного поля и по данным разведочного бурения, до 1200 м на глубину свидетельствует об устойчивости оруденения до глубин не менее 2-2,5 км. (В.А. Нарсеев и др., 1997, 2001) и др., что характеризует уникальность масштабов оруденения.

Морфология оруденения месторождения, в целом *Бакыршыкского* рудного поля сложная, характеризуется многоярусностью рудных тел, недоразведанных на глубину (по па-

дению рудных тел) и их мощности в пределах рудоносной пачки микститов (по В.А. Нарсееву и др., 2001) мощностью до 150 м.

В пределах рудного поля известно более 70 рудных тел, из них неполно разведано 35, на месторождении *Бакыршык* – 12 рудоносных линз, из них Главная рудоносная линза № 1 на глубину 1200 м с содержанием золота до 16 г/т. Параметры рудных тел, включенных в подсчет запасов до глубины 300-500 м варьируют от (80-500 м) x (3-30 м) x (1000-3500 м по падению).

Рудные тела пластообразные, вытянутые в плане, линзообразные, кулисообразного залегания с субсогласным чередованием рудных тел по простиранию и падению, появлением слепых рудных тел. Отчетливо проявлен многоярусный характер оруденения в собственно рудоносной пачке (СРП) рудовмещающей толщи мощностью до 500 м. Границы рудных тел не прослежены и не оконтурены.

Минерализация характеризуется пятью парагенетическими ассоциациями: 1) ранней дорудной – мельниковит-пирит-пирротин-марказитовой (с никелином и пентландитом); рудными (2-5): 2) золото-пирит-арсенопиритовой (с кубанитом, герсдорфитом); 3) золото-кварц-полиметаллический (с блеклой рудой, халькопиритом, галенитом, сфалеритом); 4) золото-кварц-карбонат-шеелит-халькопиритовой (с брейнеритом, доломитом, айкинитом, самородным свободным золотом); 5) поздней – кварц-карбонат-антимонит-тетраэдритовой с преотложенным золотом при общем количестве рудных минералов не менее 35. Золото-пирит-арсенопиритовая ассоциация (главная продуктивная) имеет «сквозное» распространение, ранняя – мельниковит-пирит-пирротин-марказитовая и золото-кварц-карбонат-шеелит-халькопиритовая развита на больших глубинах, золото-кварц-полиметаллическая и кварц-карбонат-антимонит-тетраэдритовая – тяготеют к верхним и средним горизонтам.

Главными рудными минералами являются пирит и арсенопирит (и золото в этих минералах), второстепенными – халькопирит, сфалерит, блеклая руда, галенит, теннантит, антимонит, редкими – энаргит, фаматинит, бурнонит, джемстонит, киноварь, пирротин, герсдорфит, Sb, свободное золото. Общее количество сульфидов в руде 8-10 % (до 20 %). До глубины 500 м Au I преобладает в пирите, глубже – субмикроскопическое в арсенопирите; Au II мелкой размерности связано с теннантитом, сфалеритом, кварцем, галенитом; Au III – крупное, в продуктах кварц-антимонитовой стадии.

На месторождении, кроме известного тонкодисперстного самородного золота в сульфидах размером 25-30 мкм, определяемого пробирным анализом, положенного в основу подсчета запасов, обнаружено нанозолото. Исследованиями В.И. Матвиенко и др. установлены новые формы нахождения – нанозолота коллоидной и ионной фаз. В их ряду особый интерес представляет нанозолото размерностью десятки-сотни нм состава Au-C, Au-Au Sn и др., не определяемое стандартными аналитическими методами.

Приведенные примеры разноречивого объяснения главных геолого-структурных и рудоконтролирующих факторов формирования месторождения *Бакыршык* свидетельствуют как о сложности этих процессов, так и недостаточной их изученности. Последнее объясняется, прежде всего, отсутствием кондиционной геологической основы. Исследования выполнялись разными ведомственными и научными организациями без взаимной увязки, при отсутствии единой целевой программы комплексных поисково-оценочных и научно-исследовательских работ.

Модель месторождения *Бакыршык*, по данным большинства исследователей, является уникальной, не имеющей аналогов в регионе. А.Ф. Коробейниковым и В.В. Масленниковым относится к типовой в универсальной рудно-метасоматической колонне, занимая среднюю ее часть в 4-х

членном, вертикальном ряду морфологической зональности оруденения.

Ресурсы золота *месторождения Бакыршык* по данным разных источников и методов исследований, оцениваются в количестве 800-1000 т при глубине оруденения 2-2,5 км (4-4,5 км по падению). На месторождении детально разведана с подсчетом запасов только верхняя часть до глубины 500 м. Средние и нижние горизонты месторождения недоразведаны. Не прерывность золотого оруденения промышленного типа подтверждается данными рекогносцировочного бурения, комплексом геофизических и научно-исследовательских работ до глубины 2,5-3,0 км.

Прогнозные ресурсы всего *Бакыршыкского рудного поля* протяженностью 10 км, глубиной 2,5 км оцениваются в 4150 т золота и 390 млн т руды при среднем содержании около 8 г/т категорий C_1 , $C_2+P_1+P_2$ (Глоба, 2008).

Перспективы золотого оруденения карлинского или суздальского типа (по Д.А. Дьячкову, 2013)

Суздальское месторождение, расположенное в Семипалатинском Прииртышье, является эталонным промышленным и сопоставляется по ряду общих признаков с известным в литературе «карлинским типом» золоторудных месторождений. Подобные месторождения со значительными запасами золота обнаружены в США (*Карлин, Гетчелл, Пост Бетце, Кортец* и др.), описание которых приводится в ряде работ [44, 58, 60, 61 и др.]. Типоморфные особенности золотого оруденения аналогичного типа освещаются рядом исследователей по Уралу, Средней Азии, Китаю и другим регионам. Месторождение находится в 60 км к ЮЗ от г. Семей, в юго-восточном экзоконтакте Семейтауской вулcano-тектонической постройки. Пространственно размещается на границе Шарской и Западно-Калбинской металлогенических зон. Является представителем золото-сульфидной прожилково-вкрапленной формации и золотоносных остаточных кор выветривания [236]. В строении

месторождения принимают участие отложения аркалыкской (C_{1V2-3}), аганактинской (C_1S), майтубинской (C_{2-3}) и семейтауской ($T_1 ?$) свит (рис. 4.10).

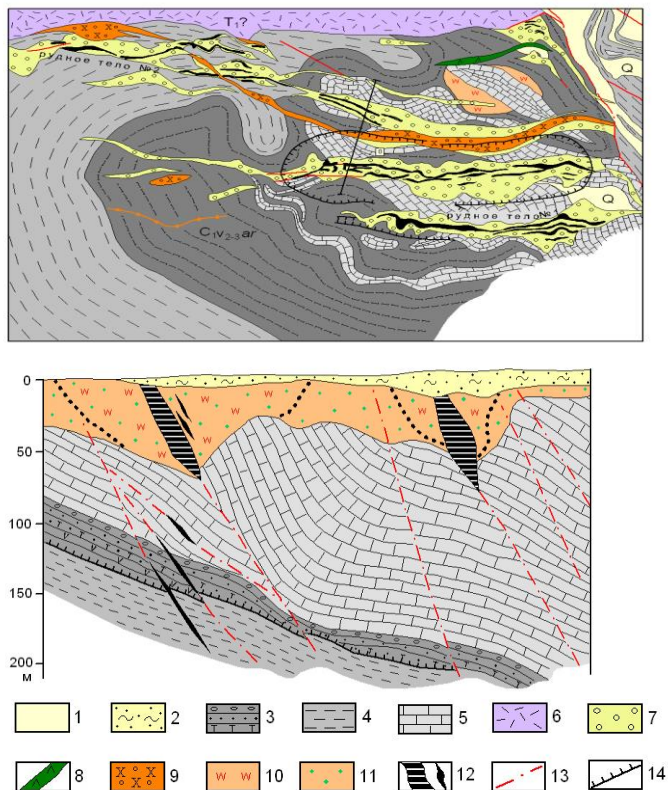


Рис. 4.10. Геологическое строение (план и разрез) Суздальского месторождения (по И.В. Бегаеву, В.А. Денисенко): 1 – рыхлые четвертичные и 2 – неогеновые отложения; 3-5 – аркалыкская свита, C_{1V2-3} (3 – туфогенно-песчаниковая пачка с прослоями андезито-дацитов, 4 – углисто-глинистые сланцы, 5 – известняки, известковистые алевролиты); 6 – вулканиты семейтауской свиты; 7 – зоны золото-сульфидной минерализации; 8 – дайки диоритовых порфиров и 9 – гранодиорит-порфиров; 10 – зоны окварцевания; 11 – золотоносные коры выветривания; 12 – рудные тела; 13 – разрывные нарушения; 14 – надвиг

Аркалыкская свита представлена углисто-известково-глинистыми алевролитами, мелкозернистыми песчаниками, тонким переслаиванием миндалекаменных андезитовых порфиритов, туффигов, вулканомиктовых песчаников и криноидных массивных известняков. Падение пород пологое моноклиналиное на юго-восток (20-35°). Относится к морской базальт-андезитовой известняково-терригенной формации (C_{1V2-3}).

Аганактинская свита слагает южную часть месторождения, объединяет мелкозернистые песчаники, алевропесчаники, глинистые и углисто-глинистые темно-серые алевролиты. Соответствует граувакковой олистостромовой формации (C_{1s}).

Майтубинская свита (C₂₋₃) развита в северной части месторождения. Сложена песчаниками мелко-среднезернистыми полимиктовыми и кварц-полевошпатовыми, глинистыми алевролитами; в низах разреза отмечается переслаивание конгломератов с гравелитами и грубозернистыми песчаниками. В формационном отношении рассматривается в составе базальт-андезит-молассовой формации.

Семейтауская свита (T₁?) обнажается в северо-западной части месторождения. Подразделяется на три пачки: 1) туфолавы, лавовые брекчии риолитового состава, литокластические туфы кислого состава; 2) светло-сиреневые флюидалные лавы риолитового и трахириолитового состава, в низах разреза отмечаются горизонты стекловатых игнимбригов (витрофигов); 3) светло-серые слабо флюидалные лавы риолитов.

На дневной поверхности развиты отложения современного и верхнечетвертично-современного отделов, представленные аллювиальными и пролювиальными образованиями (галечники, песчано-щебнистый материал, супеси и глины). Мощность отложений от первых метров до 35-40 м.

Интрузивные породы на месторождении представлены дайками и малыми телами диоритов, диоритовых порфиритов и гранит-порфигов, контролируемые разрывными нарушениями

ями. По возрасту они, вероятно, являются аналогами кунушского или салдырминского комплексов (С₃) Западной Калбы и Жарма-Саура [34, 76, 236]. В пользу этого свидетельствует метаморфизм даек, близость вещественного состава с указанными комплексами, поясовое распределение и срезание их вулканитами Семейтауской постройки. Кроме того, в юго-западной части месторождения по магниторазведке выделяется скрытая интрузия предположительно среднего состава, расположенная на глубине около 170 м. С позднекаменноугольным магматизмом, очевидно, и связано золото-сульфидное оруденение, как и на других золоторудных месторождениях Западной Калбы [72, 235].

В тектоническом плане месторождение приурочено к сопряжению Горностаевского разлома (надвига) северо-западного простирания с меридиональным (Семейтауским) и широтным глубинными разломами. Горностаевский разлом надвигового характера играет важную роль в структуре участка, обусловил надвигание пород аркалыкской свиты на отложения майтюбинской свиты (под углом 15-45⁰). Приразломные изменения пород выражены зеркалами скольжения, смятием и дроблением, прожилково-гнездовой кальцитизацией, окварцеванием, разлинзованием углисто-глинистых алевролитов с образованием графито-углистой смазки. Известняки, порфириды, туфопесчаники интенсивно трещиноваты и залечены карбонатными и кварцевыми прожилками. Северо-восточные разломы, как правило, сопровождаются ореолами Au, As, Sb и вмещают промышленное золотое оруденение.

По данным геологоразведочных работ зоны первичного золото-сульфидного оруденения – это раздробленные и сильно трещиноватые углистые и известково-углистые алевролиты, известняки и песчаники, содержащие основные рудные тела. Их образование связано с проявлением железисто-кремнистого и кремнисто-карбонатного метасоматоза, аргиллизации и низкотемпературной проработки рудовмещающих пород. Выделяются четыре рудоносные зоны северо-

восточного простирания(с падением на ЮВ под углами от 40-45 до 70-90⁰) и юго-западного склонения (под углами 15-20⁰). Мощность их достигает 10-25 м, на глубину изучены до 500 м. Рудные тела локализуются в центральных частях гидротермально измененных пород.

Рудоносная зона 1 расположена на северо-восточном фланге месторождения, включает несколько рудных тел и серию мелких линз. Рудное тело № 1 прослежено по склонению на ЮЗ на 1200 м (до глубины 500 м), при ширине от 100 до 200 м. Склонение пологое под углами 15-20⁰, что согласуется с падением Горностаевского надвига. Падение рудного тела на ЮВ под углами 50-70⁰. Содержание золота изменяется от 1,5 до 104,2 г/т (среднее 9,8 г/т).

Рудоносная зона 2 имеет длину 1000 м и падение на ЮВ под углами 40-50⁰. Объединяет рудные тела, имеющие сложное строение с раздувами и пережимами. Рудное тело № 2 представлено окисленными рудами, по склонению прослежено на 360 м при мощности 30-40 м. Содержание золота в нем варьирует от 2,2 до 14,4 г/т.

Рудоносная зона 3 прослеживается на 800 м при мощности 10-100 м. Здесь основное рудное тело №3 изучено по склонению на 700 м (до глубины 200 м от поверхности) и представлено окисленными рудами с содержанием золота от 3 до 10,2 г/т.

Рудоносная зона 4 расположена на северо-западном фланге месторождения в вулканогенно-осадочной черносланцевой пачке, по простиранию прослежено на 1700 м (при мощности в центральной части 100-150 м), имеет крутое падение (70-90⁰). Известное здесь рудное тело №4 имеет длину 750 м при мощности 20-30 м. Зона окисления развита до глубины 50-60 м. Содержание золота достигает 39,8 г/т (среднее 8,8 г/т). Разведано до глубины 300-400м от поверхности.

В восточной части месторождения, где сосредоточены рудные зоны 1-3, в рудовмещающем разрезе широко представлены известковые породы с обильной пришельфовой фа-

уной. В пределах рудных зон выделяются секущие или субсогласные линзообразные рудные тела мощностью от 1 до 40м, прослеженные на глубину до 400м (рис. 4.11). Границы рудных тел выделяются только по данным опробования. Богатое оруденение (с содержаниями золота до первых сотен г/т) распространено крайне неравномерно.

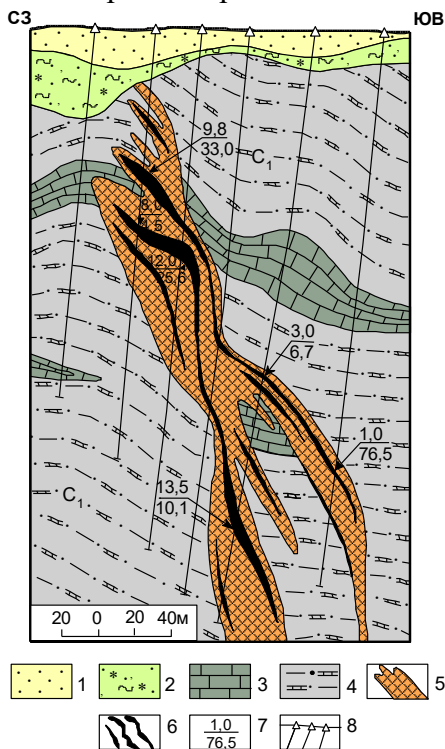


Рис. 4.11. Разрез по линии XIV месторождения Суздальское (по И.В. Бегаеву): 1 - кайнозойские рыхлые отложения; 2 - кора выветривания; 3-4 - отложения аркалыкской свиты: 3 - известняки, 4 - известковистые алевролиты; 5 - золотоносные зоны; 6 - рудные тела; 7 - характеристики золотоносных интервалов: в числителе – мощность в метрах, в знаменателе – среднее содержание золота, г/т; 8 - скважины

В поперечном разрезе зоны золото-сульфидной минерализации имеют сложную форму, обусловленную резким раздувом мощности в зоне контакта аркалыкских известняков с серпуховскими углисто-глинистыми алевролитами. Морфология их объясняется сочетанием крутопадающих разрывов с пологопадающими литологическими горизонтами. По К.Р. Ковалеву, А.С. Борисенко, Ю.А. Калинину и др., наиболее интенсивная золоторудная минерализация концентрируется преимущественно в меланжированных известковистых брекчиях.

Различаются два типа минерализации: 1) штокверковая кварц-карбонатная (прожилково-гнездово-вкрапленная, преобладающая на месторождении; 2) стратиформная (вкрапленность сульфидов в известняках), имеющая локальное развитие. Околорудные изменения проявлены слабо в виде серицизации и окварцевания известняков, углеродистых песчаников и алевропелитов. Золотоносные зоны сопровождаются первичными и вторичными ореолами рассеяния As, Sb, Cu, Pb, Zn, Sn, W.

В аншлифах из первичных руд отмечаются вкрапленные, прожилково-вкрапленные текстуры, аллотриоморфные или гипидиоморфнозернистые структуры. Содержание золота в рудах крайне неравномерное, при среднем значении 9г/т. Золото находится в свободном виде, а также отмечается его тонкодисперсная вкрапленность в арсенопирите и пирите.

Первичные руды *Суздальского месторождения* связаны с зонами гидротермально измененных осадочных пород повышенной карбонатности и углеродистости, нарушенных разрывными нарушениями. Поэтому месторождение может быть отнесено к золото-карбонатно-сульфидному (апокарбонатному) типу (*рис. 4.12*).

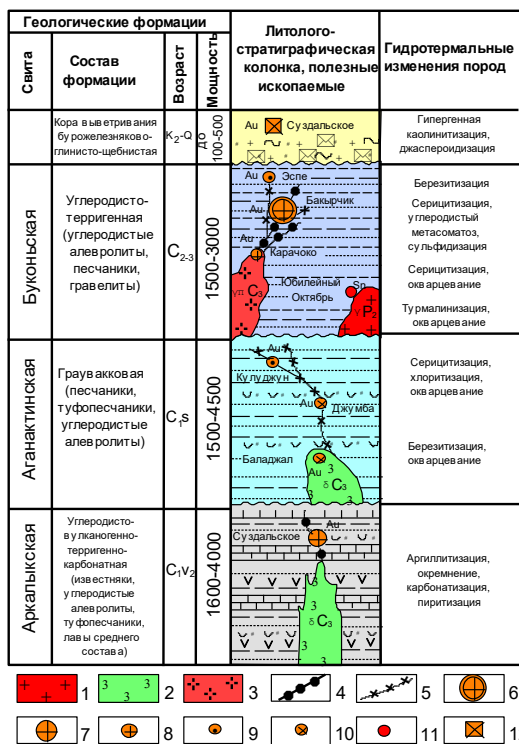


Рис. 4.12. Западно-Калбинская металлогеническая зона. Литолого-стратиграфическая колонка с металлогенической нагрузкой (Составили *М.С. Рафаилович, Б.А. Дьячков*): 1-5 - магматические формации: 1-лейкогранитовая (дельбегетейский комплекс, P_2), 2-5 - габбро-диорит-гранодиорит-плагиогранитовая: 3-гипабиссальных малых интрузий плагиогранитов, 4 - даек пестрого и 5 - средне-основного состава (кунушский комплекс и его аналоги, C_3); геолого-промышленные типы оруденения: 6-8 - золото-сульфидный прожилково-вкрапленный (6 - гигантское месторождение *Бакыршык*, 7 - крупное месторождение *Суздальское*; 8 - мелкое месторождение *Карашоки*); 9 - золото-сульфидно-кварцевый жильный (*Кулажон, Есне*); 10 - золото-сульфидно-кварцевый штокверковый (*Жумба, Баладжал*); 11 - оловянный грейзеново-кварцевый штокверковый (*Юбилейный Октябрь*); 12 - золотоносные коры выветривания (*Суздальское*)

Золото-сульфидное оруденение генетически связано с комплексом гипабиссальных малых интрузий и даек умеренно кислого состава, возраст которых, по геологической позиции и аналогии с другими районами Жарма-Саура и Калбы, является позднекарбонатным (вулcano-плутоническая дацит-гранодиоритовая формация, С₃). Концентрация оруденения во вмещающих карбонатно-терригенных породах происходила в зонах фильтрации и метаморфизма [34, 68, 74].

Рудовмещающие зоны сложены интенсивно брекчированными и окварцованными известняками, алевролитами повышенной известковистости и углеродистости аркалыкской свиты. Степень дробления и окарцевания перекрывающих углесто-глинистых алевролитов серпуховского яруса значительно меньше. Рудные тела занимают секущее положение по отношению к вмещающим породам, имеют крутое (50-60° и вертикальное) падение на юго-восток.

Единого мнения по возрасту *Суздальского месторождения* нет. Изложенные данные позволяют считать, что первичное золото-сульфидное оруденение генетически связано с позднекаменноугольным магматизмом, проявленным в виде малых интрузий и даек гранодиорит-плагиигранитового состава. Золотоносные зоны и рудные тела на глубине срезаются Горностаевским надвигом, который в свою очередь прорывается вулканитами Семейтау и субвулканической интрузией гранит-порфиоров Майшоки. Последние имеют свежий кайнотипный облик, рудоносные зоны и геохимические аномалии резко обрываются у контакта с вулканической постройкой. Золотоносные коры выветривания, имеющие промышленное значение, связаны с мезозойским этапом стабилизации. По условиям образования Суздальское месторождение имеет определенные черты сходства с «карлинским типом» крупнообъемных золоторудных месторождений [59. 70], что значительно повышает его перспективы и является одним из важнейших критериев для поиска подобных месторождений в Семипалатинском Прииртышье.

Имеются представления и о более молодом мезозойском возрасте рассматриваемого месторождения в связи с семейтауским комплексом и другими геологическими процессами (Мальгин, Нахтигаль, Бегаев, 1995; Зейлик, 2001; Нарсеев, 2002; Ковалев и др., 2006). Можно согласиться с авторами, что *Суздальское месторождение* сформировалось в течение нескольких этапов тектоно-магматической активизации, но первичное золото-сульфидное оруденение локализовалось до формирования Семейтауского плюма с последующим перераспределением золота в мезозойских корях выветривания. Такая неопределенность в возрастной датировке промышленного месторождения (запасы Au порядка 100 т) затрудняет выбор оптимального направления прогнозно-поисковых работ и вызывает необходимость проведения дополнительных научных исследований для решения данного вопроса.

На *Суздальском месторождении* рудные тела контролируются разломами северо-восточного простирания и имеют секущие и субсогласные линзовидные формы с раздувами и пережимами. Субсогласные залежи золотоносных метасоматитов развиты на месторождении Мираж в измененных известняках аркалыкской свиты. Для сопоставления на месторождении Карлин (США) рудные тела определяются литолого-стратиграфическим фактором и имеют пластообразную форму среди известковистых пород формации Робертс Маунтинс (рис. 4.13). Такую же позицию занимают золотоносные зоны джаспероидов на месторождении Дадыангу в Китае. Поэтому, при прогнозно-металлогенических работах важное значение придается структурному контролю золотого оруденения, в первую очередь, это системы разрывных нарушений различной ранговости, структурно-литологические экраны внутрирудных порфировых интрузий и даек.

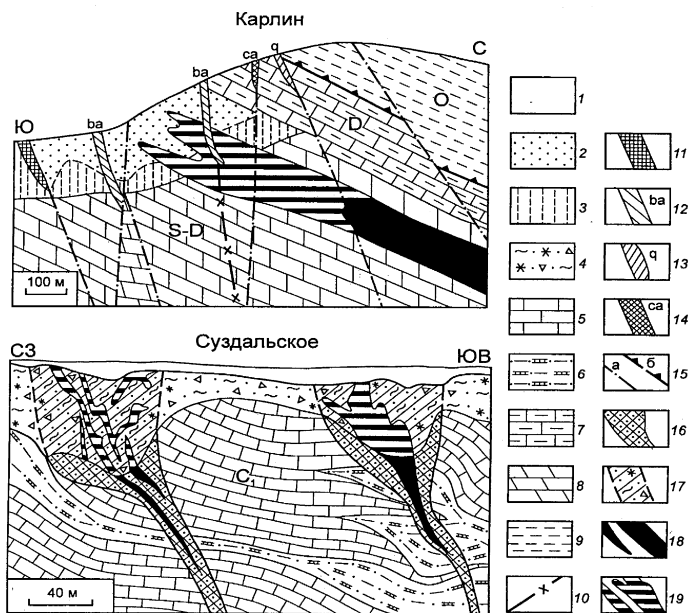


Рис. 4.13. Геологические разрезы золоторудных месторождений *Карлин* в США (по А.С. Радтке и др. 1980), и *Суздалское* в Восточном Казахстане (по И.В. Бегаеву и др., 1990): 1-кайнозойские рыхлые отложения; 2-3-гипергенные изменения на Карлине: 2- подзона поздних изменений, 3- подзона кислотного выщелачивания; 4- кора выветривания месторождения Суздальское; 5-6 – отложения нижнего карбона (аркалыкская свита): 5- известняки, 6- известковистые алевролиты; 7- тонкое переслаивание доломитистых и алевролитистых известняков (формация Попович, D); 8- сланцеватые алевролитистые известняки, доломитистые известняки и алевролиты (формация Робертс Маунтинс, S-D); 9- тонкое переслаивание углистых сланцев и кварцитов (формация Винини, O); 10- дайки гранодиоритов, 11- джаспероиды; 12-14 – жилы: 12- барита, 13-кварца, 14- кальцита; 15- тектонические нарушения: разломы (а), надвиг Робертс Маунтинс (б); 16-17 – золотоносные зоны месторождения Суздальское: 16- в коренном залегании, 17- в коре выветривания; 18-19 – рудные тела: 18- в коренных породах, 19- в коре выветривания

На *Суздальском месторождении* по магниторазведке на глубине 170 м отмечается не вскрытая интрузия предположительно гранодиорит-диоритового состава, с которой и связывается золотое оруденение (В.А. Денисенко, Н.Т. Дряпач).

Важная роль в контроле золотого оруденения придается литолого-стратиграфическим факторам. При описании зарубежных эндогенных месторождений золота Е.М. Некрасов (1988) рассматривает объекты золотоносных джаспероидов в пространственной связи с углеродсодержащими карбонатными и терригенно-(вулканогенно)-карбонатными толщами. В Узбекистане нетрадиционный апокарбонатный тип золотого оруденения описан в работе В.Д. Цоя с соавторами [222], которые подчеркивают важную роль карбонатных пород в формировании месторождений (Бургунда, Кансай, Рабинджан и др.). Подобные месторождения образовались в результате изменения карбонатсодержащих отложений силикатными гидротермальными растворами. Окремнение карбонатных пород сопровождалось осаждением золота в «условиях нейтрализации кислых растворов». По А.Ф. Коробейникову (1987), должна учитываться не только химическая активность карбонатных пород, но и их повышенная тектоническая трещиноватость и пористость. В работе В.И. Фомина, Т.М. Жаутикова (2005) подчеркивается, что осаждение и концентрация золота в известняках происходит на щелочных геохимических барьерах. Взаимодействие рудоносных растворов с известняками сопровождается повышением щелочности и осаждением золота (Д.С. Коржинский, 1964). Эти данные подтверждаются также экспериментальными моделями (А.Ф. Кунц, 1987).

На *Суздальском месторождении* руды относятся к золото-малосульфидному типу, в которых содержание сульфидов изменяется от 0,5 до 10-15% [19]. Они характеризуются тонковкрапленной и гнездово-вкрапленной сульфидной минерализацией, а также содержат видимое микроскопическое свободное золото в гидротермально-измененных углеродистых алевролитах, кремнистых сланцах, известняках и других по-

родах. К главным рудным минералам относятся золото, арсенопирит, пирит и пирротин, второстепенные – антимонит, сфалерит, халькопирит, бертьерит и др. Нерудные минералы: кварц, серицит, кальцит, доломит, сидерит и каолинит.

Следует подчеркнуть, что на *Суздальском месторождении* среди других золотосодержащих минерализованных образований (углеродистых алевролитов и песчаников, магматических пород) по К.Р. Ковалеву [19] выделяются еще два типа рудовмещающих пород:

1) брекчированные карбонатные породы с гнездово-прожилковой пирит-арсенопиритовой минерализацией, в которых содержание Au достигает первые десятки г/т;

2) прокварцованные карбонатно-терригенные брекчии, представленные золотоносными кварц-карбонатными штокверками. Внешне это «интенсивно прокварцованные породы по брекчированным известнякам (джаспероиды) и углеродистым сульфидизированным алевропесчаникам и алевропелитам». Содержание золота по штуфным пробам высокое (сотни г/т).

В целом на месторождении тонкодисперсное золото связано в основном с арсенопиритами игольчатой и звездчатой морфологии. Свободное золото наблюдается преимущественно в прокварцованных брекчированных известняках, в штокверковом типе минерализации [19]. Как видно, на *Суздальском* месторождении фиксируются золотоносные джаспероиды, благоприятная роль вмещающей среды (повышенной карбонатности и углеродистости) в процессах рудообразования проявляется достаточно четко. Минералами-индикаторами золотого оруденения могут служить золотосодержащий арсенопирит, пирит нескольких генераций, пирротин, золото тонкодисперсное и видимое самородное в ассоциации с нерудными минералами (кварц, кальцит, доломит и серицит).

Геолого-генетическая модель рудообразования определяется как гидротермально-метасоматическая, обусловленная формированием минерализованных зон золотого и марганце-

вого оруденения в тектонически нарушенных карбонатно-терригенных породах аркалыкской свиты (C_{1V2-3}) в результате процессов кремнисто-железистого и кремнисто-марганцевого метасоматоза. Ведущими факторами, определяющими развитие золотоносных метасоматитов, является приуроченность их к зонам высокой тектонической активности и резкое изменение режима кислотности-щелочности растворов в карбонатной среде, обусловившее подвижность элементов (Si, Ca, Na, K, Au, As и др.). При этом «базовой золотоматеринской» является вулкано-терригенная формация D_3-C_{1V} (по А.М. Мыснику), а рудогенерирующей – плагиогранит-гранодиоритовая C_3 (рис. 4.14).

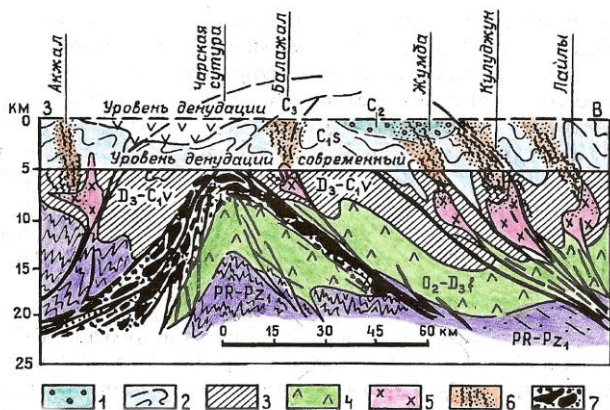


Рис. 4.14. Модель рудообразования месторождений апокарбонатного типа [34]: 1-моласса морская C_2 ; 2-молассоиды C_3 ; 3- вулканогенно-кремнисто-терригенные формации D_3-C_{1V} ; 4- метаофиолиты O_2-D_{3f} ; 5- плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты C_3 ; 6- золотоносные кварцевожилвные системы; 7- литомеланж серпентинитовый

Метасоматоз осуществлялся под влиянием поступления газовых и газовой-жидких эксгаляций углекислотно-калиевого и сероуглекислотно-натриевого состава. Химический состав газовой-жидких включений из кварца и бурых железняков зоны

окисления соответствует калиево-натриево-гидрокарбонатному (с F^- и Cl^-) типу растворов. По величине рН это были умеренно кислые растворы. Осаждение золота происходило, вероятно, на углеродисто-железооксидно-кварцевом геохимическом барьере, широко распространенном на золоторудных месторождениях карлинского типа, представленных золотоносными железистыми кварцитами и джасперидами [78].

Наличие в растворах ионов Ca^{2+} и F^- способствовало образованию флюорита, залежи которого известны на месторождении Каражал и участке Койтас. Этот процесс по А.В. Коплусу, Л.С. Пузанову(1972) представляется в следующем виде: $2HF + CaCO_3 = CaF_2 + CO_2 + H_2O$. По результатам термовысвечивания (по В.А. Кормушину) рудоносный кварц из джаспериодов образовался при $t=250-350^{\circ}C$ и характеризуется высокими значениями интенсивности высвечивания (900-1500 усл. ед.), что существенно отличает его от безрудного жильного кварца (25-100 усл. ед.), развитого в осадочных породах.

Рассматриваемая геолого-генетическая модель рудообразования близка к апокарбонатной модели формирования золотого оруденения Узбекистана [221]. В этой работе В.Д. Цой подчеркивает, что многие золоторудные месторождения Западного Узбекистана (Мурунтау, Даугызтау, Турбай и др.) размещаются в литологически контрастных толщах, включающих карбонатные породы. При воздействии гидротермальных растворов эти породы приобретают кварцитоподобный, кремневидный облик и обогащаются сульфидными минералами и золотом. На представленной модели отражается привнос вдоль рудоподводящего разлома рудоносных растворов $SiO_2 + Al_2O_3(Au, WO_3)$, наложение их на доломиты с образованием кварца, шеелита и золота [221, 222].

Золото генетически связывается с гранитоидным магматизмом коллизионной стадии, то есть имеет в основном ювенильное происхождение. Однако следует учитывать работы А.Ф. Коробейникова (1990), Н.А. Фогельмана (1990), Л.Г.

Марченко (2007), В.А. Нарсеева (2002), Т.М. Жаутикова (2010) и других исследователей о двойственной природе золота (седиментного и ювенильного) в Западной Калбе на объектах золото-мышьяково-углеродистой формации (бакырчикский тип).

В исследованиях Т.М. Жаутикова [79] на основе изучения многих золоторудных месторождений Казахстана различных генетических типов развивается фундаментальное направление об источниках рудного вещества и, в частности золота, при процессах рудообразования. Автором обосновывается эволюционная модель формирования месторождений, определяющая сингенетическое накопление золота в нелигитифицированных осадках с последующими его преобразованиями в процессе диагенеза, динамометаморфизма и магматической деятельности. Особенно это характерно для золоторудных месторождений, образовавшихся в вулканогенно-осадочных и терригенных углеродистых толщах.

Двойственный характер накопления, мобилизации и концентрации рассеянного седиментного золота под влиянием более поздних тектоно-магматических процессов ярко проявился в черносланцевых толщах Западной Калбы на примере золото-мышьяково-углеродистой формации (бакыршыкский тип) [19, 34, 235]. На месторождении Бакыршык физико-химическими фильтрами для гидротерм оказались углеродисто-алевролитовые породы в зонах дробления, несущие четкие следы деформированности (брекчирование, рассланцевание, раздавливание минеральных агрегатов, зеркала скольжения и графитизация).

Черносланцевые пачки с повышенным содержанием золотоносного пирита явились, вероятно, источником золота, которое было мобилизовано агрессивными растворами [84]. Это подтверждается надкларковыми содержаниями золота в осадочных толщах (C_1) по данным нейтронно-активационного анализа (Б.А. Дьячков, Н.П. Майорова, О.Д. Гавриленко и др., 1984). Другая часть золота приносилась рудоносными флюи-

дами, связанными с магматитами кунушского комплекса (В.В. Уваров, Б.А. Дьячков, В.Р. Бурмистров и др., 1972).

Рассматриваемая модель рудообразования также применима для месторождений золота апокарбонатного типа, ассоциирующих с вулcano-карбонатно-терригенной формацией (аркалыкская свита C_{1V2-3}), в составе которой широко развиты пакки алевролитов повышенной углеродистости.

Генетическая связь золотого оруденения с гипабиссальными малыми интрузиями гранодиоритов-плагиогранитов и их дайковыми производными (кунушский комплекс C_3) обоснована в более ранних публикациях [26, 28, 30, 65, 66 и др.]. Главные доказательства заключаются в пространственно-временной близости золоторудных объектов и интрузивно-дайковых образований кунушского комплекса, установлении геолого-петрологических и минералого-геохимических критериев их рудоносности и подкрепляются результатами абсолютного возраста [34, 70, 73, 235]. Золотоносные малые интрузии и дайки, образующие прерывистые пояса северо-западного простирания, прорывают отложения буконьской и майтобинской свит (C_{2-3}) и сами пересекаются более поздними гранитными массивами калбинского комплекса (P_1).

4.3.3. Жильный тип

Жильный тип объединяет разнообразные по геологическим условиям формирования месторождения. Магматический фактор является ведущим, контролирующим в размещении таких типов месторождений. Месторождения тесно ассоциируют с малыми интрузиями порфировой формации диорит-гранодиоритового ряда (*Васильковское, Бестобе, Акбакай* и др.). По морфологии выделяются жильные зоны, жильные поля и штокверки. Они представлены высококонцентрированными рудами, отличаются широким спектром минеральных видов и являются основными объектами добычи. Руды относительно легкообогатимые.

Васильковское месторождение является эталонным объектом этого типа. Месторождение расположено в пределах Кокшетауского срединного массива – крупного блока метаморфических пород докембрия, подвергшихся в фанерозое интенсивной аккреции и гранитизации. Основными структурными элементами *Васильковского рудного района* являются северо-восточная периферия Кокшетауского района, пересечение региональных разломов северо-западного (Донгульгашский, Алексеевский), северо-восточного (Васильковско-Березовский) и широтного (Широтный) направлений, а также Северо-Кокшетауская эллипсоидная купольно-кольцевая структура размером 55x30 км, осложненная куполами второго порядка.

Васильковский золоторудный район отчетливо проявлен в геофизических полях, глубинных тектонических структурах, региональных и локальных геохимических аномалиях (Любецкий, 1985; Рафаилович и др., 2004б). Концентрированное золотое оруденение размещается в зоне Донгульгашского разлома в гибридизированных интрузивных породах повышенной намагниченности. Золоторудные объекты располагаются на переходе от положительных гравитационных аномалий к отрицательным; первые фиксируют слабо гранитизированные породы фундамента, вторые – интенсивно гранитизированный субстрат. Васильковский район тяготеет к мобильной тектонической зоне, находящейся на контакте гранитогайсового купола и фемического (зеленокаменного) блока пород фундамента. Эта зона, располагающаяся над областью локального подъема поверхности Конрада и локального прогиба поверхности Мохо, глубинными корнями связана с линзой гранулит-базитового слоя повышенной мощности (24-26 км). По представлениям В.Н. Любецкого, линза имеет магматическое и метасоматическое происхождение и формировалась при участии восстановительных флюидов, базальтовых и андезитовых расплавов.

Васильковский рудный район занимает закономерное положение в региональных полях концентрации золота (Лось, Голдберг, 2000; Лось, Рафаилович, 2007). Васильковский рудный район совпадает с областью развития высоких концентраций золота (более 25 мг/т). С запада, юго-запада и юга к этой области примыкает ареал с резким дефицитом золота (менее 0,5 мг/т). Области дефицита интерпретируются как зоны выноса (мобилизации), в области повышенных значений – как зоны концентрации и возможного рудообразования. Региональное перераспределение золота могло быть вызвано как местными электрохимическими процессами, так и более глубинными тектоно-магматическими факторами (рис. 4.15).

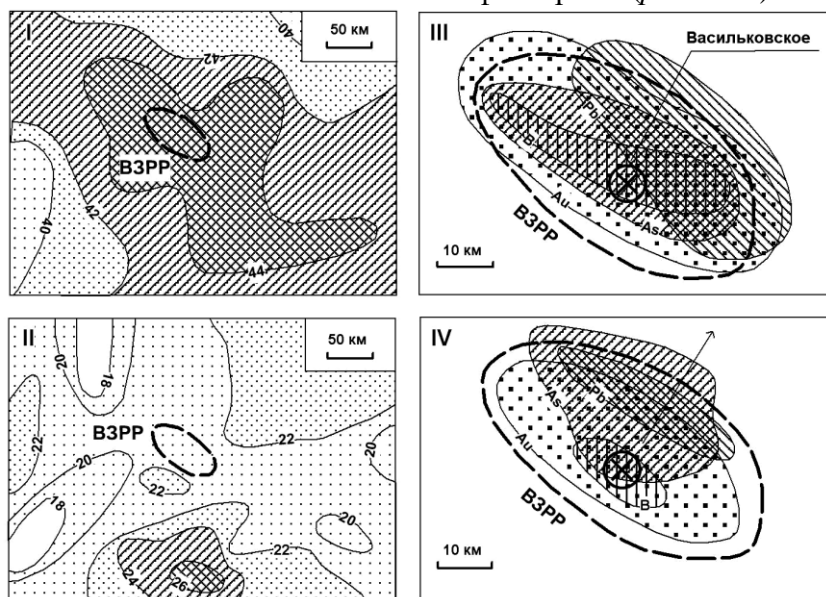


Рис. 4.15 Схема изоглубин (км) поверхности Мохо (I) и поверхности Конрада (II) Васильковского золоторудного района (ВЗРР) и позиция Васильковского месторождения в геохимических (III) и гидрогеохимических (IV) полях (по В.И. Шацкилову, В.Н. Любецкому, М.С. Рафаиловичу, А.П. Кобзарь). Стрелкой показано направление потока подземных вод

Геохимические и гидрогеохимические поля, развитые в пределах Васильковского района, коррелируются с Северо-Кокшетауским купольным поднятием. От юго-западной глыбоко эродированной части купольной структуры к северо-восточному слабо эродированному флангу отмечается единая последовательность в смене геохимических и гидрогеохимических аномалий: Au-As, Bi-Pb.

Большая часть района сложена вытянутым в северо-западном направлении Северо-Кокшетауским куполовидным верхнеордовикским интрузивом Зерендинского комплекса (габбро, габбро-диориты, диориты, гранодиориты, плагиограниты, монзониты). Плутон залегает в метаморфитах зерендинской серии нижнего протерозоя и углеродисто-терригенно-карбонатных отложениях шарыкской свиты R₃-V возраста. Породы зерендинской серии представлены эклогитами, гранат-биотитовыми, кордиерит-гранат-биотитовыми, кварц-слюдистыми гнейсами, кристаллическими сланцами, кордиерит-шпинель-кварцевыми гранулитами, характеризующимися повышенными содержаниями редких металлов (W, Bi, V, Sn). Фация метаморфизма – высокотемпературная гранулит-амфиболовая. Шарыкская свита сложена углеродисто-филлитовыми сланцами, доломитами, мраморизованными известняками, телами сидеритов. Для пород характерен повышенный фон золота (по В.В. Уварову – до 15-25 мг/т), мышьяка, урана, железа, свинца, цинка, меди. Фация метаморфизма – средне-низкотемпературная зеленосланцевая.

Характерны сложные фазово-фациальные переходы и частая перемежаемость пород, полосчатость, шлировые обособления, наличие мигматитов, апофизы. Ранние интрузивные образования габброидного ряда (габбро, габбро-диориты, диориты) характеризуются повышенной щелочностью с преобладанием натрия над калием, поздние кислые граниты – пониженными значениями CaO, MgO, суммарного железа и Al₂O₃ при повышенной кремнекислотности, высоком

содержании суммы щелочей (10-12 %) при резком преобладании калия над натрием (до 4:1). В гранодиоритах широко развита площадная калишпатизация с порфиробластами вторичного микроклина красного, розовато-серого и серого цветов. Среди дайковых образований преобладают кислые породы – мелкозернистые граниты, аплитовидные граниты, пегматиты.

Васильковское рудное поле (месторождения *Васильковское, Шнековое, Дальнее, Ельтай*) локализовано в углу пересечения Донгульгагашского и Васильковско-Березовского разломов, характеризуется блоковым строением и контрастными гидротермальными изменениями пород. На формирование рудного поля и размещение золотого оруденения влияли системы разрывных нарушений: рудоподводящие северо-западные 300-320°, рудораспределяющие северо-западные 330-350°, субширотные 75-90° и рудоконтролирующие северо-восточные (Абишев и др., 1972).

Васильковское месторождение приурочено к контакту габбро-диоритов и диоритов с роогообманково-биотитовыми гранодиоритами. В плане золоторудный штокверк «вписывается» в равносторонний треугольник с длиной стороны 670 м, образованный тремя системами рудоконтролирующих разрывов и трещинных зон: северо-западной Донгульгагашской 320°, северо-восточной Березовско-Васильковский 40-45° и Субмеридианальной 340-350°. В разрезе штокверк имеет форму «виноградной кисти» по М.С. Рафаиловичу (2006). Вертикальный размах оруденения – 1,0-1,5 км, среднее содержание золота – 3-5 г/т.

Месторождение характеризуется объемно-концентрической метасоматической, минеральной и геохимической зональностью. Его прогнозно-поисковая модель включает четыре индикаторные зоны (*рис. 4.16*): фронтальную А, прифронтальную Б, промежуточную В и тыловую Г (Рафаилович и др., 2004б; Рафаилович, Лось, 2007).

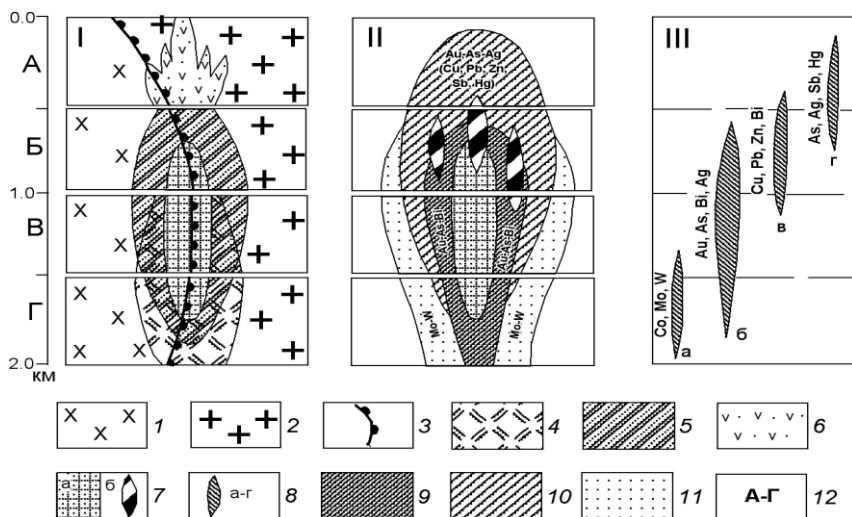


Рис. 4.16. Модели метасоматической (I) и геохимической (II, III) зональностей Васильковского месторождения (составлены М.С. Рафаиловичем с использованием материалов А.А. Шиганова, Ю.И. Четверткова, В.Б. Чекваидзе, В.М. Абишева): 1 – габбро-диориты, диориты; 2 – гранодиориты, плагиограниты; 3 – контакт интрузивных фаций, гидротермалиты; 4 – высокотемпературные калишпатиты; 5 – березиты; 6 – хлорит-альбитовые метасоматиты; 7 – рудные залежи: а – Au-As-Bi штокверк, б – золото-кварц-полиметаллические тела (Au, Pb, Zn, Ag); 8 – геохимические ассоциации: а – преимущественно нижнерудная Co-Mo-W; б – основная продуктивная Au-Bi-As-Ag (развита в зонах Б, В, Г); в – преимущественно верхнерудная полиметаллическая (Cu, Pb, Zn, Bi); г - надрудно-верхнерудная As, Ag, Sb, Hg; геохимические полосы: 9 – Au-As-Bi; 10 – Au-As-Ag (Pb, Zn, Cu, Sb, Hg); 11 – Mo-W; 12 – зоны месторождения: А - фронтальная (надрудная), Б – прифронтальная (верхнерудная), В – промежуточная (среднерудная), Г – тыловая (нижнерудно-подрудная)

В породах *Васильковского* месторождения развиты локальные гидротермальные изменения: калишпатизация, березитизация, окварцевание, альбитизация, хлоритизация. Кали-

шпатизация интенсивно выражена в зонах В и Г. Дорудная локальная калишпатизация представлена сериями субпараллельных зон, сложенных жилами и прожилками полевошпатового и кварц-полевошпатового состава. Эта генерация калишпата максимально проявлена в осевой части штокверка, где интрузивные породы имеют пегматоидный облик. Синрудный микроклин в виде каемок и полос мощностью до 1-5 см развит по обрамлению золотоносных кварц-арсенопиритовых и арсенопиритовых жил. Самый поздний переотложенный калишпат образует маломощные (0,1-0,5 см) извилистые, нитеобразные просечки, секущие кварц-арсенопиритовые жилы, линзы и гнезда. С калишпатитами ассоциирует вкрапленная золото-висмут-пирит-арсенопирит-кварцевая минерализация.

Березиты (кварц, серицит, мусковит, карбонат, хлорит, пирит, арсенопирит) размещаются выше калишпатитов (в зонах Б и В, частично в зоне А). Строение березитовых тел стандартное (от периферии к центру): хлорит-карбонат-серицитовая зона – кварц-серицит-мусковитовая зона – монокварцевая осевая зона с серицитом и сульфидами железа и мышьяка. Березитовый ореол существенно превышает размеры рудного штокверка. В березитах совмещены две минеральные ассоциации: ранняя – вкрапленная золото-пирит-арсенопирит-кварцевая и поздняя – жильно-прожилковая золото-кварц-полиметаллическая (самородное золото, кварц, блеклая руда, теллуриды, галенит, тетрадимит). Максимально продуктивное золотое оруденение локализовано в участках совмещения березитов и калишпатитов (зона В). Хлорит-альбитовые метасоматиты развиваются по восстанию рудоносных структур на сотни метров (Чекваидзе, Берзон, 1990).

Широко распространенные жильные минералы (кварц, карбонат, турмалин, серицит, флюорит) образуют закономерные соотношения с рудно-метасоматическими телами. Калишпатизации, березитизации и образованию золотого оруденения предшествовали маломощные кварц-турмалиновые и

кварц-пиритные прожилки: первые развиты в стволовой зоне, вторые образуют ореол, выходящий за пределы рудного штокверка. Кулисообразные, субпараллельные, взаимопересекающиеся жилы и прожилки рудной стадии, для которых характерен мелкозернистый темно-серый кварц с сульфидами и самородным золотом, слагают основу штокверка. Наиболее крупные (мощностью до 0,5-1,0 м) золотоносные жилы развиваются во фронтальной зоне.

Пострудные образования представлены кальцит-кварц-серицитовой, флюорит-карбонатной, кварц-турмалиновой и карбонат-эпидот-пренитовой ассоциациями. Жилы, прожилки и гнезда кальцит-кварц-серицитового состава распространены на средних и верхних горизонтах, кварц-турмалиновая ассоциация расположена в самой верхней части месторождения; флюорит – в корневой части; карбонат-эпидот-пренитовая ассоциация обрамляет золотоносный штокверк.

Формирование оруденения происходило в несколько стадий. В рудную стадию сформировались минеральные ассоциации: ранняя – пирит-пирротин-марказит-кварцевая; собственно рудные – золото-пирит-арсенопирит-кварцевая (с пирротинном, леллингитом, халькопиритом); золото-висмут-пирит-арсенопирит-кварцевая (с молибденитом, шеелитом, кубанитом, самородным висмутом, тетрадимитом, смешанной блеклой рудой) и золото-полиметаллическая (с халькопиритом, сфалеритом, галенитом, теннантитом); поздняя – кварц-карбонат-антимонит-тетраэдритовая. Пирит и арсенопирит (95-98 %) развиты во всех ассоциациях, но в основном концентрируются в золотоносных кварцевых жилах и прожилках. Пирит образует просечки, агрегативные скопления, кубические и кубоктаэдрические кристаллы, содержащие тонкие зерна самородного золота и висмутина. Арсенопирит слагает жилки, розетчатые и гребенчатые образования, линзы и гнездообразные скопления, неравномерную вкрапленность в кварце и гидротермально измененных породах. Формы арсенопирита – порфиробластовые и гипидиоморфнозернистые

выделения, игольчатые и псевдопирамидальные кристаллы размером от тысячных долей мм до 2-4 мм. Арсенопириты содержат: золото до сотен г/т, Ag – 5-50 г/т; Bi – 100-300 г/т; Pt – 0,3-0,5 г/т; Cu, Pb, Zn, Co до 0,01-0,1 %; Mo – 20-50 г/т. Арсенопириты верхних горизонтов обогащены Sb, Ag, Cu; арсенопириты средних и глубоких горизонтов – Zn, Mo, Bi, Co, Ni. Наиболее высокие концентрации золота и сопутствующих элементов характерны для мелкозернистых разновидностей арсенопиритов.

Основная масса золота связана с пирит-арсенопирит-кварцевой и висмутин-пирит-арсенопирит-кварцевой ассоциациями. Преобладают две генерации золота – связанная в арсенопирите и свободная в кварце. Золото мелкое (десятые доли мкм-0,12 мм), образует округлые, каплевидные, амебообразные, комковидные и неправильные выделения, ромбододекаэдрические кристаллы и их сростки.

Минеральная зональность проявлена на уровне парагенетических ассоциаций и отдельных минералов. Пирит-пирротин-кварцевая ассоциация развита преимущественно на средних и глубоких горизонтах (зоны В и Г); золото-пирит-арсенопирит-кварцевая и золото-висмутин-пирит-арсенопирит-кварцевая выполняет стволую зону (зоны Б и В); золото-полиметаллическая и кварц-карбонат-антимонит-тетраэдритовая тяготеют к верхним горизонтам (зоны А и Б).

В зоне А (фронтальная часть системы) доминируют альбититы, хлоритолиты, альбит-хлоритовые породы, ассоциирующие с маломощными телами березитов (5-20 м), широко развит слабозолотоносный гипидиоморфнозернистый арсенопирит; отмечаются блеклая руда, антимонит, полиметаллические сульфиды, прожилковый рудный кварц.

На верхнерудном уровне (зона Б) березиты имеют повышенную мощность (десятки и первые сотни м), возрастает доля золотоносного порфиробластового арсенопирита (до 80-85 %), фиксируется антимонит-блеклорудная минерализация, ко-

личество рудного кварца 20 %, присутствует турмалин и флюорит.

В зоне В (среднерудный уровень) ореол березитизации имеет значительную мощность (многие сотни метров), арсенипирит более 5 % при равном соотношении порфиروبластовой и гипидиоморфнозернистой генераций, наблюдаются соединения висмута (висмутин, тетрадимит, самородный висмут; жильные минералы – серый рудный кварц, турмалин, флюорит достигают 30 %.

В зоне Г (нижнерудный-подрудный уровень) отмечается телескопирование калишпатитов и березитов при снижении (до выклинивания) мощности метасоматического ореола, уменьшается до 1-2 % количество арсенипирита и жильных минералов (до 20-30 %), увеличивается количество флюорита.

Обобщенная вертикальная минеральная зональность следующая (снизу вверх): пирротин, марказит, шеелит, молибденит, висмутин-арсенипирит-полиметаллические сульфиды, антимонит. С глубиной возрастает пробность самородного золота (до 900-950 %) и размерность его выделений.

В плане максимально широк пиритовый ореол. Во вмещающих интрузивных породах в сочетании с дорудным кварцем фиксируется ранний агрегативный пирит. В периферийной зоне штокверка и на контакте с золотоносными кварцевыми жилами развиты просечки и вкрапления более позднего пирита, ассоциирующего с марказитом, пирротином, халькопиритом. В золотоносных жилах и прожилках проявлен пирит рудной стадии (вкрапления, гнезда, монокристаллы в ассоциации с арсенипиритом, висмутовыми минералами, блеклыми рудами). Латеральная зональность морфологических форм арсенипирита выглядит следующим образом: в периферических частях рудоносного штокверка развит вкрапленный арсенипирит; в промежуточной зоне – прожилково-вкрапленный; во внутреннем ядре – прожилковый.

Главные элементы-индикаторы месторождения – золото, мышьяк, висмут (контрастность – сотни-тысячи Кк), менее

контрастны вольфрам, сурьма, серебро, свинец, медь, ртуть (единицы-первые десятки К_к), слабоконтрастны цинк, молибден, никель, кобальт, хром, марганец (единицы К_к). Золото – сквозной элемент с полимодальным распределением концентраций, его средние содержания (г/т) составляют: в околорудных породах – 0,37; рудных зонах – 1,0; рудных телах – 3,7; рудных столбах – более 10. Средние и высокие содержания золота тяготеют к центральной части рудного штокверка, низкие – к периферии. Кривые распределения содержания золота в коре выветривания и коренных породах повторяют друг друга. Наиболее распространенный класс содержаний 0,6-3,3 г/т (50-55%). Висмут тесно связан с пирит-арсенопиритовой минерализацией. Во вкрапленных и прожилково-вкрапленных рудах содержания висмута 5-10 г/т, в рудных столбах до 100-1500 г/т.

Золото образует тесные корреляционные связи с элементами рудной стадии – висмутом, мышьяком, серебром, свинцом и медью. Эндогенные геохимические ореолы распространены зонально, максимальными параметрами отличаются ореолы золота, мышьяка и висмута. Внешняя граница ореолов серебра, свинца и меди удалена от рудных тел на первые метры – десятки метров. Молибден, вольфрам, никель, кобальт в большей степени характерны для средних и нижних горизонтов; серебро, медь, сурьма и ртуть – для верхних.

Месторождение Бестобе. Структурная обстановка месторождения *Бестобе* весьма сходна с объемной моделью весьма крупного (запасы более 305 т золота) жильного месторождения *Сигма-Ламак* (Канада) и относится к объектам со значительным (более 1,5 км) вертикальным размахом оруденения, что подтверждается выдержанностью параметров оруденения с глубиной и данными глубоких (до 1275 м) структурных скважин. Главной системой рудовмещающих структур являются сколовые разрывы северо-восточного (65°) простирания, представленные зонами перемятых и расланцованных

пород мощностью 0,7 м. Нарушения других направлений располагаются в пределах рудного поля крайне неравномерно, создавая его блоковое строение (рис. 4.17).

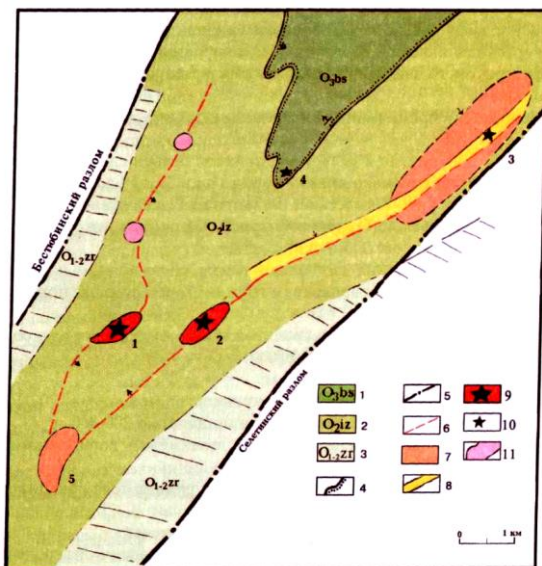


Рис. 4.17. Схема размещения месторождений и рудопроявлений Бестобинского рудного поля: 1 - бестобинская свита O_3 -Sbs; 2 - изобильная свита O_2iz ; 3 - зорьевская свита $O_{1-2}zr$; 4 - несогласие; 5 - разломы региональные; 6 - осевая линия рудоносной пачки; 7 - положительные гравитационные аномалии; 8 - аномалии ВП; 9 - обрабатываемые промышленные участки: 1 - Западный, 2 - Центральный; 10 - рудопроявления: 3 - Дайковое поле, 4 - Рудопроявление № 26; 11 - перспективные участки: 5 - Южное Бестобе

Месторождение *Бестобе* приурочено к осевой части узкой грабен-синклинали северо-восточного простирания, входящей в состав Селетинского прогиба. Рудовмещающая толща представлена преимущественно терригенным комплексом осадков среднего ордовика (лландейл-нижний карадок), относимые к изобильной свите. Они на месторождении расчленены на 6 пачек (снизу вверх): 1) грубослоистых пород-песчаников, алевролитов с горизонтами и линзами порфири-

тов и их туфов; 2) тонкослоистых отложений-песчаников, алевролитов и яшмовидных пород; 3) полимиктовых песчаников; 4) слоистых кремнисто-глинистых алевролитов и аргиллитов; 5) часто переслаивающихся песчаников и алевролитов; 6) слоистых темно-серых углеродистых алевролитов с подчиненными горизонтами песчаников.

Рассматриваемый комплекс охарактеризован граптолитовой фауной и слагает неравномерно ритмичную флишоидную формацию с большим количеством детрита, микрослойков (до 1-2 мм) и линз углеродистого вещества (антроксолит, шунгит) и сингенетического глобулярного пирита. Общее простирание рудовмещающих пород северо-восточное, падение северо-западное, крутое ($60-80^\circ$) до вертикального и даже запрокинутое на юго-запад.

Интрузивные образования месторождения отнесены к широко распространенному в Северном Казахстане Степнякскому интрузивному комплексу и представлены двумя обособленными телами размерами менее $0,1 \text{ км}^2$ – Восточным и Западным. Восточное тело сложено плагиогранитами и состоит из двух разобщенных дайкообразных тел северо-восточного простирания, длиной до 300 м и при мощности 35 м. На глубине оба тела соединяются и имеют крутое ($70-80^\circ$) падение субсогласно слоистости вмещающих толщ.

Западное тело имеет в плане форму полумесяца, обращенного выпуклостью на юго-восток. Его падение крутое ($70-80^\circ$) на юго-восток. Сложено оно кварцевыми диоритами, габбро-диоритами. Дайки гранит-порфиров, плагиогранит-порфиров, диоритовых порфиритов и спессартитов слагают пояс северо-восточного простирания с крутым ($50-70^\circ$) до вертикального падением. Длина даек 100-200 м при мощности 10-20 м.

Структурная позиция месторождения определяется его приуроченностью к узлу пересечения грабен-синклинали со скрытым глубинным разломом широтного простирания. Широко проявлены внутри грабен-синклинали приразломная

складчатость и разрывные деформации, создающие систему северо-восточных разрывов, расположенных друг от друга на расстоянии 45-50 м.

Выделяются четыре типа промышленных руд: 1) кварцево-жильный (основной); 2) прожилково-вкрапленный в эксплозивных брекчиях; 3) березитовый; 4) минерализованных осадочных пород. Они отличаются по морфологии рудных тел, распространению продуктивных минеральных ассоциаций, золотоносности сульфидов и структурно-текстурным особенностям минералов.

Золотоносные кварцевые жилы, контролируемые широтными, северо-восточными и северо-западными разломами, локализуются в Западном и Центральном участках.

Западный рудный участок расположен в северо-западном крыле Бестобинской синклинали. Главными жилами участка являются Южная-4, Южная-1, Южная и Северная-6. К этому же участку приурочена золотоносная брекчиевая трубка и прожилково-вкрапленное золотосульфидно-кварцевое оруденение «Зоны Дальней». Падение кварцевых жил крутое ($65-70^\circ$) в северных румбах. В тонкослоистых вмещающих породах оруденение представлено зоной прожилков. Жилы северо-западного простирания распространены в интрузивных породах, тогда как широтные – только в зоне ороговикованных вмещающих породах.

Центральный участок площадью 1 км^2 расположен в юго-восточном блоке Бестобинского синклинория. На западе и востоке он ограничен меридиональными разломами с падением $70-80^\circ$ навстречу друг другу, а с северо-запада и юго-востока – северо-восточными разломами, падающими на юго-восток под углом 50° . В пределах Центрального участка установлено более 30 золотоносных кварцевых жил, тяготеющих к северо-восточным (65°), широтном и северо-западным (310°) нарушениям. Шаг между рядами жил составляет 35-40 м. Протяженность жил колеблется от 75 до 150 м; чаще всего это кри-

волинейные, сложно построенные жильные системы с многочисленными раздувами и пережимами.

Разработанная модель формирования месторождения расширяет перспективы выявления на рудном поле новых запасов руд золота, в особенности прожилково-вкрапленной стратиформной минерализации во вмещающих толщах месторождения и березитовых руд в связи с внедрением интрузивов, а также новых участков (*Южное Бестобе*) кварцево-жильного оруденения.

Золото-сульфидно-кварцевые жильные месторождения

В Казахстане известны три крупные месторождения этого типа – *Акбакай*, *Бестюбе* и *Жолымбет*. Около 15 месторождений среднего размера – *Житикара*, *Степняк*, *Аксу*, *Долинное*, *Бескемпир*, *Аксакал*, *Кенжем* и др.

Акбакайский золото-мышьяково-сурьмяный тип. Ведущий морфологический тип руд – золотоносные кварцевые жилы. Подчиненное значение в балансе благородного металла имеют околорудные березиты. Протяженность жил – от десятков метров до 1,2-1,5 км, мощность 0,1-1,5 м. Вертикальные размах от первых сотен метров (мелкие и очень мелкие месторождения *Жаксы*, *Олимпийское*, *Алтынсай* и др.) до 600-800 м и более (крупное *Акбакай*, средние *Аксакал* и *Кенжем*). Вертикальный диапазон развития месторождений этого типа включает четыре индикаторных зоны (*рис. 4.18*): фронтальную А – надрудную, прифронтальную Б – верхнерудную, промежуточную В – среднерудную и тыловую Г – нижнерудно-подрудную. Эти зоны, содержащие различное количество промышленного золота (А – менее 1 %; Б – 70-80 %; В – 20-30 %, Г – менее 3-5 %), характеризуются специфическими поисково-оценочными параметрами.

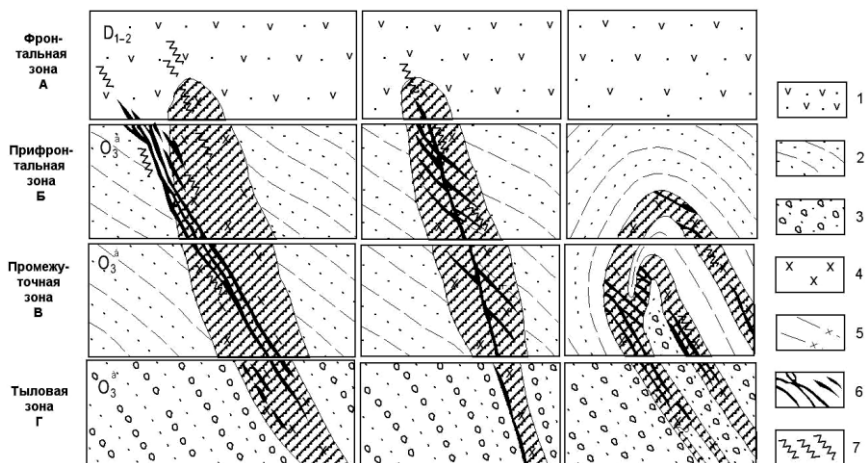


Рис. 4.18. Геологическая модель месторождений Акбакайского типа (по М.С. Рафаиловичу): 1 – андезит-песчаниковая формация нижне-го-среднего девона; 2-3 – терригенные формации верхнего ордовика: 2 – углеродсодержащая алевролит-песчаниковая (верхняя часть разреза), 3 – конгломерат-песчаниковая (нижняя часть разреза); 4 – малые интрузивы диорит-гранодиоритов Кызылжартасского комплекса (D_{1-2}); 5 – дайки среднего-основного состава; 6 - золотоносные кварцевые жилы; 7 – проявления сульфидной минерализации (пирит, арсенопирит)

Фронтальная зона А, соответствующая апикальной части рудно-магматической колонны, развита в перекрывающих оруденение вулканогенно-терригенных породах нижне-среднего девона. Гидротермальные изменения представлены пропилитизацией, аргиллизацией, вкрапленной сульфидной минерализацией, кварц-кальцит-баритовыми и кварц-сульфидными жилками. Кварц нередко халцедоновидный, средне-, низкотемпературный. Пирит, реже антимонит и полиметаллические сульфиды составляют 1-5 %, редко до 20-30 %. Самородное золото мелкое (до 0,02 мм), ассоциирует с пиритом, кварцем, кальцитом. Зона фиксируется эндогенными ореолами Au, Sb, As, Pb, Ba, Hg.

Прифронтальная зона Б характеризует верхний срез рудной колонны, наиболее богатый по запасам золота. В магматитах и терригенных породах развиты золотоносные кварцевые жилы, березиты и березитоподобные метасоматиты. Руды отличаются пестрым минеральным составом (полиметаллические сульфиды, блеклые руды, сульфосоли сурьмы, свинца и меди, самородные элементы), крупным, изменчивым по морфологии и пробности самородным золотом, наличием нескольких генераций золотоносного кварца. Вертикальный размах зоны – 200-400 м.

Промежуточная зона В фиксирует среднее сечение золоторудной колонны. Золото-пирит-арсенопиритовая ассоциация – ведущая, золото-сульфосольная и золото-полиметаллическая выражены слабо. Минеральный состав руд – пирит, арсенопирит, теннантит, полиметаллические сульфиды, редко антимонит. Самородное золото крупное (до 5 мм), средне-высокопробное с примесью As, Cu, Pb (до первых %). Пирит мышьяковистый (As до 1-2 %), арсенопирит содержит повышенные концентрации сурьмы. Протяженность зоны 200-400 м.

Тыловая зона Г фиксирует корневую часть рудоносной системы. Кварц массивный, с маломощной оторочкой гидротермально измененных пород (березиты, пропилиты). Рудные минералы – пирит, арсенопирит, галенит, теннантит, редко теллуриды. Количество сульфидов не более 2-3 %. Самородное золото видимое (до 2-3 мм), высокопробное. Оруденение отличается простым элементным составом (Au, As, Ag). Вертикальный размах зоны 200-500 м.

Акбакайский золоторудный район находится в Шу-Илеском складчатом поясе, в северо-восточном борту одноименного глубинного разлома. Он приурочен к Жалаир-Найманской шовной зоне глубинного разлома, который отчетливо выражен в магнитном и гравитационном полях, аномальные зоны которых вытянуты в северо-западном направлении. В магнитном поле

выражены отрицательная северо-восточная и положительная юго-западная области. Положительные аномалии связаны с выходами офиолитов и ультрамафит-мафитов ащисуйской свиты и шу-балхашского комплекса. Эти аномалии служат юго-западной границей рудного района. Отрицательные аномалии совпадают с гранитоидами жельтауского комплекса.

Поле силы тяжести также подразделяется на отрицательную северо-восточную и положительную юго-западную части. Отрицательные аномалии фиксируют девонские гранитоидные массивы – Жельтауский, Майкольский, Каибский. Положительные аномалии приурочены к выступам высокоплотного древнего фундамента и отложениям ащисуйской свиты. Градиентная зона, фиксирующая Жалаир-Найманский разлом, фиксирует границу между раннепалеозойским вулканическим поднятием на юго-западе и гранитизированной областью на северо-востоке.

По представлениям В.Н. Любецкого [54], Акбакайский район расположен над линзой гранулит-базитового слоя повышенной мощности (25 км) в области подъема древнего складчатого фундамента.

Описываемый район выражен в геохимическом поле мышьяка: на карте удельной рудоносности Δq As (Б.А. Досанова, Р.А. Назарова) высококонтрастной (более 3 т/м/км²) аномалией северо-западного простираения.

Таким образом, Акбакайский рудный район расположен висячем боку Жалаир-Найманского глубинного разлома – раздела разнородных тектонических структур. Показательна приуроченность рудного района к офиолитовым телам – останцам древней океанической коры, отчетливые его ограничения Жалаир-Найманским тектоническим швом на юго-западе и Жельтауским гранитным плутоном на северо-востоке.

Дополнительные геолого-геофизические критерии – наличие скрытых поперечных разломов, мощная гравитационная ступень и региональная аномалия мышьяка.

Палеогеологические и палеотектонические реконструкции свидетельствуют о формировании описываемого рудного узла на глубинах 2,0-3,5 км относительно палеоповерхности. Суммарная вертикальная протяженность оруденения (корневая, стволовая и апикальные части) составляет не менее 1,2-1,6 км (Рафаилович, Вострокунова, 1994). Золотопродуктивные корневая и стволовая части сосредоточены в терригенных породах верхнего ордовика и многофазном штоках габбро-диорит-гранодиоритового состава Кызылжартаасского комплекса, апикальная часть прослеживается в вулканогенно-терригенных толщах девона.

Гетерогенный складчатый комплекс верхнего ордовика состоит из двух пачек. Нижняя представлена грубозернистыми образованиями конгломератового, конгломерат-песчаникового состава с редкими слоями алевролитов, алевропелитов. Породы нижней пачки в различной степени рассланцованы, гематитизированы, окварцованы. В обломках и гальке преобладают монокварциты, песчаники, кварц, интрузивные и эффузивные породы. Содержания золота в конгломератах и грубозернистых песчаниках до 10-14 мг/т. В гальке конгломератов месторождения *Алтынсай* они достигают: в сером кварце – 30 мг/т, мелкозернистом песчанике – 20 мг/т, измененном гранодиорите – 50 мг/т. В цементе и гальке отмечаются повышенные концентрации, г/т: Ag – 0,1; Cu – 50-80; W – 8; Bi – 1,0; Mo – 1,5-2,0. В породах нижней пачки размещены мелкие золоторудные объекты корневой фации: *Алтынсай, Жаксы, Олимпийское*.

Верхняя алевролит-песчаниковая пачка выражена в Кенгир-Акбакайском рудном поле в разрезе андеркенской и дуланкаринской свит. Породы слагают линейные, изометричные, изоклинальные складки. В них проявлен кливаж, рассланцевание, дробление, ороговикование, углеродистое вещество, тонкая сульфидная минерализация, окварцевание. Распределение золота в породах – от 0,6 до 8,1 мг/т (В.В. Уваров) и повышенным фоном (г/т): Ag – 0,1-0,13; Pb – 35-42; Bi – 1,2-

1,7; As – 50-75; Mo – 1,8-2,1. В этой части разреза сконцентрирован основной объем запасов золота.

Основными литолого-стратиграфическими предпосылками прогноза и поисков золото-сульфидно-кварцево жильных месторождений являются:

- анизотропность, гетерогенность, литологическая и физико-химическая изменчивость разреза;

- геохимическая неоднородность состава терригенных толщ, высокая продуктивность на золото, фрагментарное обогащение углеродистым веществом и сингенетической сульфидной минерализацией;

- дислоцированность терригенных пород с наложенными магматическими образованиями, поздними гидротермальными изменениями, сульфидизацией, жильно-штокверковым прокварцеванием.

Жильные месторождения и проявления описываемого района пространственно и структурно связаны с гипабиссальными интрузиями и дайками Кызылжартасского комплекса (D₁₋₂), представляющими собой ассоциацию самостоятельных малых интрузий габбро-диорит, диорит-гранодиорит-порфиров, развитыми по южной и юго-западной периферии Центрально-Казахстанского девонского вулканоплутонического пояса. Описываемые месторождения локализованы в интрузивах Кызылжартасского комплекса или их экзоконтактной, околоинтрузивной и надинтрузивных зонах.

По представлениям М.С. Рафаиловича (2009), они формировались в условиях тектонических растяжений и кристаллизовались в терригенной среде, интенсивно дислоцированной и обогащенной углеродистым веществом и сингенетическими сульфидами. Они образуют субсогласные и пластовые, плитовидные, дайкообразные тела, а также штоки, дайки, древовидные интрузивы секущего типа. Размещение интрузивов контролируется системами разноориентированных разрывов, контактами пород различного состава, выпуклыми поворотами слоев.

Порода Кызылжартасского комплекса относятся к известково-щелочной серии с преобладанием натрия над калием. Петрохимическая эволюция преимущественно гомодромная с нарастанием к поздним дифференциатам суммарной щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ до 8-9 %) и кислотности (SiO_2 до 71-73 %). На заключительной стадии формировались дайковые тела, порфировые некки, эксплозивные брекчии.

На золото максимально продуктивны магматические центры длительного функционирования с полной гаммой интрузий, начиная от пород основного-среднего состава, полифациальных гранитоидных тел и даек пестрого состава и кончая кислыми пирокластами. Однофазные массивы и тела однородного состава слабо золотоносны или непродуктивны.

Диорит-гранодиориты, слагающие основной объем Кызылжартасского комплекса, отличаются фоном золота 4,8 мг/т, в несколько раз превышающем таковой в других интрузиях Шу-Илеского рудного пояса (Уваров, 1974), а также повышенными содержаниями Ag – 0,18 г/т; Вi – 2,4 г/т; Рb – 0.01%; Мо – 2,6 г/т Сu – 74 г/т; As – 79 г/т. По данным В.В. Уварова, высокие концентрации золота и серебра характерны для аксессуарных и породообразующих минералов, мг/т: в магнетите – более 100 и 200, биотите – 25,9 и 103; плагиоклазе – 8,2 и 80; калиевом полевом шпате – 8,2 и 72.

Таким образом, основными чертами малых интрузий кызылжартасского комплекса являются:

- формирование в висячем боку Жалаир-Найманской зоны в связи с активизацией в раннем-среднем девоне интрузивных очагов «базальтового» уровня; локализация в опережающих глубинные разломы мелких разрывных нарушениях, зонах дробления и трещиноватости, а также в проницаемых частях локальных пликативных структур;
- принадлежность к гомодромной серии известково-щелочных пород с преобладанием натрия над калием и полным циклом эволюции базальтоидной магмы – от габброидов, диабазов, диорит-гранодиоритов до пестрых по составу дай-

ковых комплексов, раскисленных субвулканических тел и брекчий;

– геохимическая и металлогеническая специализация интрузивных образований, породообразующих и акцессорных минералов на золото и серебро и сопутствующие элементы.

Значительную роль в размещении интрузивов кызылжартагского комплекса и рудных объектов играли линейные и складчатые дислокации.

Верхний уровень, наиболее продуктивный, характеризуется резким доминированием рудоконтролирующих разрывных нарушений; на среднем (промежуточном) уровне проявлены как разрывные, так и пликвативные структуры. Нижний, наименее богатый уровень, отличается ведущим значением пликвативных деформаций.

В описываемом районе выделено три группы разломов: 1 – крупные магмо-и рудоподводящие дизъюнктивы северо-западного простирания, субпараллельные Жалаир-Найманскому глубинному разлому; 2 – рудовмещающие локальные нарушения, образованные при активизации разломов первой группы; 3 – мелкие контракционные трещины в интрузивах Кызылжартагского комплекса (Данилов и др., 1986; Бакенов, 2003).

Крутопадающие разломы первой группы ограничивают рудное поле с юго-запада и северо-востока. Они выполнены брекчированными породами с кварц-карбонатным цементом и не содержат золотого оруденения.

Разрывы второй группы сформировались в связи с подвижками по крупным северо-западным разломам. Они делятся на три системы: крутопадающие ($65-85^{\circ}$) субширотные сколовые в интрузивных породах; пологопадающие ($45-60^{\circ}$) сколовые и отрывные в интрузивных породах; пологие ($45-65^{\circ}$) северо-восточные в терригенной толще. В разломах этой группы сконцентрирован основной объем запасов золота. Они вмещают кварц-березитовые жилы с частыми раздувами и перережимами, разноориентированные, ветвящиеся, кулисообраз-

но располагающиеся жилы, линзы, гнезда кварц-сульфидного состава, минерализованные тектониты.

Разломы третьей группы – сближенные трещины контракции в интрузивных породах имеют субгоризонтальное или пологое залегание, залечены небольшими слабо золотоносными кварц-березитовыми жилами.

В рудовмещающих терригенных и интрузивных породах широко проявлены березитовый и пропиловый типы метасоматических гидротермальных изменений. Подчиненное значение имеют альбитизация, аргиллизация и адуляризация.

Выделяются ранние дорудные и поздние синрудные метасоматиты. Ранняя площадная березитизация предшествует образованию золотого оруденения. Протяженность ореолов площадной березитизации до 15-20 км при ширине от сотен метров до 2-3 км. По Л.П. Юрченко, эти ореолы зональны: внешняя зона имеет серицит-хлоритовый состав; промежуточная – серицит-карбонат-хлорит-кварцевый, внутренняя – мусковит-серицит-кварцевый. Образование ореолов сопровождалось выносом – до 2,0-3,0 кларков концентрации сиалических компонентов (As, Mo, Bi, Sb, W) и аналогичным по интенсивности выносом элементов фемического профиля (Co, Ni, Cr и других). Оруденение связано с внутренними зонами развития мусковит-серицит-кварцевых метасоматитов.

Синрудная березитизация выражена локально в виде отрогочек измененных пород на контакте с кварцевыми жилами или самостоятельных (без кварцевых) сульфидосодержащих зон, выполняющих трещины отрыва и скола. Протяженность синрудных березитов сопоставима с протяженностью кварцевых жил (до сотен м, редко до 1-2 км), ширина достигает 10-15 м. Во внешней зоне метасоматической колонки проявлены серицитизация плагиоклазов, хлоритизация темноцветов, карбонатизация роговой обманки; в промежуточной полосе серицитизация и карбонатизация усиливаются с появлением зерен кварца, мусковита (по биотиту), сульфидов Fe и As; внутренняя зона сложена собственно березитом – кварц-мусковит-

серицитовым агрегатом с частой (до 10-15 %) вкрапленностью золотоносных пирита и арсенопирита. Синрудные березиты характеризуются высокой контрастностью содержаний (до сотен кларков концентрации и более) золота, мышьяка, сурьмы, серебра и других элементов; сходством элементного состава с таковым рудных тел.

Пропилитизация – второй по распространенности тип гидротермалитов. Различаются региональные и локальные пропилиты. Первые представляют собой ранние зеленокаменные изменения (хлорит, эпидот, кварц, кальцит, пирит). Региональные пропилиты имеют повышенный фон Co, Ni, Cr, Cu, Zn (до 2-3 кларков концентрации). На верхних горизонтах рудно-метасоматической колонны пропилиты удалены от рудных тел на десятки-сотни метров, слагая периферийную часть метасоматического ореола. В нижних ее частях они пространственно сближены и золотоносными кварцевыми жилами. Пирит, входящий в состав региональных пропилитов, характеризуется повышенным количеством фемических примесей (Cu, Co, Ni, Zn до 200-5000 г/т), развивается он по железо- и титансодержащим минералам.

Локальные пропилиты проявлены избирательно в надрудной зоне. Хлорит здесь образует две генерации: скрытокристаллическую зеленого цвета и реже встречающуюся мелкочешуйчатую светлоокрашенную. Для эпидота свойственны скопления мелких кристаллов. Пирит концентрирует золота до 10-20 г/т, серебра – до 300 г/т, меди – до 1 %, кобальта – до 1 %, мышьяка до 0,05 % и содержит эпигенетические включения самородного золота, блеклой руды, сфалерита, арсенопирита.

С завершающей стадией связаны кварц-адуляровая и кварц-каолинитовая ассоциации.

На гидротермально измененные породы наложены жильные образования различного состава. Осевое положение в метасоматической модели занимают кварцево-жильные тела или стержневая зона окварцевания, дробления, сульфидизации.

Кварцу сопутствуют жильные минералы: на верхних горизонтах – кальцит, мусковит; на нижних – железистый карбонат, альбит. Позднерудные жильные образования слагают просечи доломит-барит-кварцевого состава с антимонитом, бертьеритом, киноварью. Пострудные маломощные (первые мм) кварц-кальцитовые прожилки развиты повсеместно.

Золотопродуктивным рудно-метасоматическим системам свойственны осевая и поперечная зональность. Осевая зональность минеральных ассоциаций (от тыловой – нижней зоны к фронтальной – верхней): кварц-альбитовая – кварц-мусковит-серицитовая с пиритом, арсенопиритом – кварц-адуляровая – кварц-каолинитовая – пропилитовая. Поперечная, симметричная относительно оси рудных тел зональность характеризуется последовательным переходом от березитов внутренней зоны к умеренно- и слабоберезитизированным породам промежуточной и внешней зон и далее к региональным пропилитам.

В рудах месторождений описываемого типа проявлено четыре золотоносные минеральные ассоциации: ранняя – вкрапленная золото-пирит-арсенопиритовая с тонкодисперсным золотом первой генерации; поздние – жильные золото-полиметаллическая и золото-сульфосольная с кварцем и свободным золотом второй генерации; заключительная – прожилковая золото-антимонит-киноварная с кварцем, баритом, кальцитом, марказитом, бертьеритом и мелким золотом третьей генерации. Первые три имеют промышленное значение, четвертая – является индикатором «скрытого» оруденения (Рафаилович, Лось, 2006).

В распределении минеральных ассоциаций наблюдается поперечная и осевая зональность стадийного типа, а внутри отдельных стадий – зональность отложения. Ранняя золото-пирит-арсенопиритовая ассоциация занимает стержневое положение в прогнозно-поисковой модели. Поздние золото-полиметаллическая и золото-сульфосольная ассоциации наложены на раннюю со смещением центра в прифронталь-

ную зону. Заключительная золото-антимонит-киноварная ассоциация развита на самых высоких гипсометрических уровнях.

Рудные тела и околорудные метасоматиты характеризуются выдержанным набором типоморфных элементов. Главную роль в геохимическом спектре играют четыре компонента – золото, мышьяк, сурьма и серебро (контрастность до сотен-первых тысяч кларков концентраций). Попутное значение имеют менее контрастные (до десятков кларков концентраций) свинец, висмут, медь, цинк, вольфрам и слабоконтрастные (первые единицы кларков концентрации) молибден, олово, барий, кобальт, никель, хром.

Индикаторы верхних горизонтов с высокой и средней контрастностью (сурьма, мышьяк, серебро, свинец, висмут) отличаются разнообразием минеральных ассоциаций, с глубиной число соответствующих им рудных минералов снижается.

Количественные соотношения и корреляционные связи элементов различаются в зависимости от эрозионного среза и масштаба оруденения. Сквозные признаки для всех рудоносных уровней – ведущая роль золота, повышенные значения $Au:Ag$ (среднее 2:1–3:1), положительные корреляционные связи с парами золото-серебро, золото-мышьяк. Наиболее богатые объекты стволочной фации отличаются взаимной коррелятивностью золота, сурьмы, мышьяка, серебра, свинца, висмута – индикаторов золото-сульфосольной полиметаллической стадии.

Месторождение Акбакай является эталоном золото-сульфидно-кварцевых жильных месторождений, пользующихся широким развитием в различных регионах Казахстана (рис. 4.19).

Площадь района месторождения сложена терригенными породами верхнего ордовика и пестрыми по составу вулканогенно-терригенными образованиями девона. Рудовмещающая терригенная толща ордовика (дуланкаринская свита) состоит из

нижней и верхней пачек. Нижняя пачка сложена конгломератами и грубозернистыми песчаниками, верхняя – алевритами и тонкозернистыми песчаниками. Терригенные образования обогащены сингенетическими сульфидами и углеродистым веществом, гидротермально изменены, характеризуются неравномерным распределением золота (0,6-14,0 мг/т). Золоторудные месторождения ассоциируют с проявлениями Кызылжартасского комплекса малых интрузии габбро-диорит-диорит-гранодиорит-порфиров (D_{1-2}). В составе комплекса выделяются фазы: ранняя (габбро-диабазы, габбро-диориты, диоритовые и диабазовые порфиры), средняя или главная (диориты, кварцевые диориты, гранодиориты) и поздняя (дайки керсантитов, одинитов, микродиоритов, диоритовых и диабазовых порфиров, гранодиорит-порфиров). Diorит-гранодиориты главной фазы отличаются повышенным фоном золота.

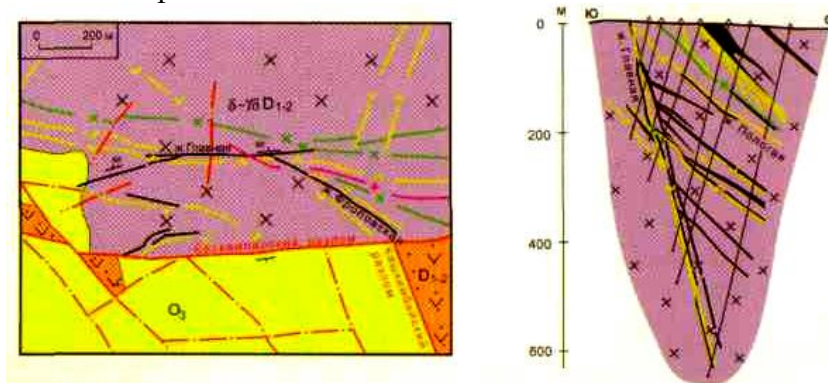


Рис. 4.19. Геологическая карта и разрез месторождения Акбакай [18]

В региональном геохимическом поле золоторудный район выражен ореолами мышьяка – главного спутника золота в месторождениях акбакайского типа. На карте удельной рудоносности мышьяка (Ag, As) контур рудного района совпадает с высококонтрастной (более 3 т/м/км) аномалией северо-западного простирания.

Золоторудные месторождения Акбакайского района характеризуются зональным распределением метасоматитов, рудных и жильных минералов, золота и его спутников (В.И. Данилов и др., 1986; М.М. Бакенов, У.Ж. Куанышбаев, 1988; М.С. Рафаилович, М.М. Старова и др., 1994, 2001, 2002) [25, 26, 27].

Ведущие типы гидротермальных изменений – березитизация и пропилитизация, подчиненное значение имеют альбитизация, турмалинизация, адуляризация, аргиллизация. Осевое положение в метасоматической модели занимает стержневая кварцевая жила (система жил), обрамленная оторочкой синрудных березитов (кварц, серицит, мусковит, карбонат, пирит, арсенопирит). Ореол березитизации симметричен относительно осевой линии метасоматической колонки. Максимальная ширина (до десятков м) березитов характерна для стволовой фации. В апикальной (*A*) и корневой (*Г*) фациях объемы березитизации резко сокращены. В зонах *B* и *Г* в березитах присутствуют анкерит, сидерит, турмалин и альбит.

Пропилиты подразделяются на региональные и локальные. Региональные пропилиты, слагающие внешнее обрамление золотоносной системы, имеют стандартный состав (хлорит, эпидот, кварц, кальцит, пирит). Локальные пропилиты проявлены в надрудной зоне *A*. В них присутствуют пириты, содержащие тонкие эпигенетические включения самородного золота, арсенопирита, блеклой руды, сфалерита.

С завершающей стадией связаны кварц-адуляровая и кварц-каолининовая ассоциации. Первая ассоциация (с антимонитом и самородной сурьмой) тяготеет к березитам верхнерудной зоны. Кварц-каолининовая ассоциация расположена гипсометрически выше березитов.

В рудах акбакайского типа в различных сочетаниях проявлены три золотоносные минеральные ассоциации: ранняя – вкрапленная золото-пирит-арсенопиритовая с тонкодисперсным Au I; поздняя – жильная золото-кварц-сульфосольно-полиметаллическая со свободным Au II; заключительная –

прожилковая карбонат-барит-кварцевая с марказитом, антимонитом, бертьеритом, киноварью и мелким Au III. Золото-пирит-арсенопиритовая ассоциация ярко выражена в березитах промежуточной и прифронтальной зон. Метакристаллы пирита содержат тонкодисперсное Au (десятки, реже сотни г/т), As, Sb, Pb, Cu (до 0,11 %), Ag (до сотен г/т). Для арсенопирита свойственны агрегативные скопления, короткостолбчатые призмы, тонкоигольчатые выделения с Au (сотни г/т, иногда 1000 г/т), Ag (до 300 г/т), Sb (0,1-1 %).

Золото-кварц-сульфосольно-полиметаллическая ассоциация развита в зонах *A* и *B*. В надрудной зоне отмечаются редкие тонкие вкрапления самородного золота, арсенопирита, блеклой руды, галенита. В зоне *B* ассоциация имеет сложный состав (самородное золото, пирит, арсенопирит, блеклые руды, полиметаллические сульфиды, висмутин, буланжерит, джемсонит, бурнонит, самородные Au, Sb, Bi и др.). Самородное золото зоны *B* характеризуется повышенной крупностью (до 2-3, иногда 5-10 мм), широким диапазоном пробности (<600-980 ‰), пестрым набором примесей (Ag, As, Pb, Sb, Hg, Cu). В промежуточных и тыловых зонах преобладает золото высокой пробы: в зоне *B* – 810-940 ‰, в зоне *Г* – 900-980 ‰.

Слабозолотоносная карбонат-барит-кварцевая ассоциация развита на верхних горизонтах. Основной рудный минерал антимонит образует гнезда, тонкопризматические кристаллы, спутанно-волокнистые и микропрожилковые образования. Примеси в антимоните – Au (не менее 10 г/т), Ag (до 100 г/т), As (0,1 %), Pb, Zn, Cu, Co, Ni.

Главную роль в геохимическом спектре месторождения *Акбакай* играют Au, As, Sb и Ag (до сотен-первых тысяч кларков). Попутные примеси – Pb, Bi, Cu, Zn, W (единицы-первые десятки кларков) и Mo, Sn, Ba, Co, Ni, Cr (единицы кларков).

Модель геохимической зональности, охватывающая весь рудоносный объем: (снизу вверх): W, Mo, Sn → Ni, Co, Cr → Bi, As, AuI → CuI, Zn, PbI, Ag, AuII → CuII, PbII, SbI, HgI, AuII → Ba, HgII, SbII, AuIII. На уровне стволовой фации информа-

тивным показателем является $(\text{Au-Pb})/(\text{Co-As})$, значения которого снизу вверх увеличиваются от $1,5 \cdot 10^{-4}$ до $3 \cdot 10^{-2}$ (А.А. Шиганов, 1985) [27]. Среднее Sb/As меняется от $5 \cdot 10^{-3}$ в зоне Γ до $n \cdot 10^{-1}$ в зоне A . Корреляционные связи элементов определяются эрозионным срезом месторождений. Слабоэродированные месторождения *Акбакай*, *Аксакал* и *Кенжем* отличаются высокими содержаниями и взаимокоррелятивностью Au, Sb, Ag, Pb и As – основных индикаторов кварц-сульфосольно-полиметаллической стадии. Для мелких глубокоэродированных месторождений свойственны низкие концентрации Sb (не более 0,001 %), повышенная роль W, Mo и Sn. тесные связи в триаде Au-As-W (*Олимпийское*, *Алтынтас*, *Алтынсай*, *Жаксы*).

4.3.4. Золото-колчеданный тип

Рудноалтайский золото-колчеданно-полиметаллический тип. Колчеданно-полиметаллический с благородными металлами геолого-промышленный тип месторождений развит в Рудном Алтае (месторождения *Риддер-Сокольное*, *Зырянское*, *Артемовское* и др.), в Шатской металлогенической зоне (*Березовское*, *Жаналык*, *Айгабак*), в Майкаинском (*Майкаин*, *Сувенир*) и других районах Казахстана. Наиболее масштабные объекты сконцентрированы в Рудном Алтае.

Колчеданные месторождения рудноалтайского типа сформированы в девонское время на активной окраине Алтае-Монгольского тектонического блока. Промышленное оруденение локализовано в Рудноалтайской зоне северо-западного простирания, характеризующейся повышенной фемичностью разреза, высокой магманасыщенностью и плотностью оруденения. Эпицентры рудных районов и узлов, по Г.П. Нахтигалю и В.Н. Любецкому, тяготеют к утолщениям metabазальтового слоя (мощность 20-24 км) и гребневидному поднятию поверхности М (глубины 40-43 км).

Месторождения генетически связаны с дифференцированной базальт-риолитовой терригенной известково-щелочной формацией, образующей несколько рудоносных стратиграфических уровней. Наиболее продуктивны девонские вулканические очаги кольцевого строения, обрамляющие каледонские палеоподнятия (Синюшинское, Ревнюшинское, Алейское). Они характеризуются длительностью вулканических процессов и интенсивным рудогенезом. Месторождения ассоциируют с субвулканическими телами порфириров. В Рудном Алтае известно более 30 колчеданных месторождений (от гигантских и крупных до мелких) с различным содержанием благородных металлов (табл. 4.2).

Таблица 4.2. Средние содержания золота и серебра в колчеданных месторождениях Рудного Алтая (по Г.Д. Ганженко)

Химический элемент	Среднее содержание, г/т	Примеры месторождений
Au	1,0-5,0	Риддер-Сокольное, Ново-Лениногорское, Долинное, Тишинское, Белоусовское.
	0,5-1,0	Орловское, Малеевское, Зыряновское, Иртышское.
	0,1-0,5	Греховское, Чекмарь, Анисимов Ключ
Ag	100-200	Иртышское, Артемьевское, Шемонаихинское.
	30-100	Орловское, Малеевское, Николаевское, Риддер-Сокольное, Ново-Лениногорское, Зыряновское.
	10-30	Греховское, Тишинское, Чекмарь

Особенности этих месторождений рассмотрим на примере *Риддер-Сокольного* месторождения, находящегося в *Лениногорском рудном поле*, на пересечении Северо-Восточной зоны смятия с разломами субширотного направления. Рудовмещающая Лениногорская грабен-синклиналь на западе ограничена Кедровско-Бутачихинской, на востоке – Успенско-Карелинской тектоническими зонами, с севера и юга – Север-

ным надвигом и Обручевским сбросом. Месторождение сложено вулканогенно-осадочными породами нижнего и среднего девона (алевролиты, алевропелиты, вулканомиктовые песчаники, гравелиты, туфопесчаники, туффиты, туфы, лавы, известняки). Распространены субвулканические и экструзивные тела кислого состава и взрывные брекчии. Околорудные образования – кварциты, серицитовые, кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлооритовые и кварц-баритовые метасоматиты.

На месторождении проявлены следующие стадии: дорудная – гидротермально-метасоматическая и рудные – цинково-медно-колчеданная, полиметаллическая и барит-свинцово-цинковая. Дорудные гидротермально-метасоматические изменения пород, относящиеся к березитовому типу, приурочены к разрывным нарушениям и межпластовым зонам.

В цинково-медно-колчеданную стадию возникли крутопадающие жилы, сложенные крупнозернистым пиритом, халькопиритом, сфалеритом, реже галенитом в ассоциации с кварцем, карбонатами и хлоритом. Жилы имеют большую протяженность и малую мощность. Они развиты на нижних горизонтах вдоль контакта лениногорской и крюковской под-свит.

В полиметаллическую стадию сформировались сплошные и вкрапленные полиметаллические руды, залегающие в виде линз, куполовидных и морфологически сложных тел в межпластовых срывах и отслоениях «критического горизонта» – контакта микрокварцитов и алевропелитов крюковской под-свиты. Прожилково-вкрапленная минерализация приурочена к лежащему боку сплошных рудных залежей; характерны полосчатость и высокие содержания тонкозернистых сульфидов колломорфного строения.

В барит-цинковую стадию в отслоениях верхнего «критического горизонта» сформировались купола и линзовидные залежи карбонат-кварц-баритового состава с массивной и гнездовой рудой и рассеянной вкрапленностью сфалерита, га-

ленита, реже пирита и халькопирита. Под ними располагаются крутопадающие штокверки крустификационно-полосчатых малосульфидных барит-карбонат-кварцевых жил, переходящих с глубиной в существенно кварцевые руды с заметным содержанием пирита и халькопирита. Руды характеризуются промышленной золотоносностью.

Золото отлагалось в течение всего рудообразующего этапа. При формировании гидротермально-измененных пород оно локализовалось в ранних пирите и арсенопирите, его содержания в гидротермалитах достигают $n \cdot 1$ г/т.

В колчеданно-полиметаллических телах верхней части рудоносной колонны ($Au=n \cdot 1$ г/т) развиты ассоциации: кальцит-серицит-кварц-сфалерит-галенит-золото-блеклорудная; кварц-барит-кальцит-галенит-золото-халькопиритовая; серицит-доломит-кварц-сфалерит-галенит-халькопирит-пирит-золота.

Руды нижнего медно-цинкового уровня включают золотоносные кварц-пирит-халькопиритовую, халькопирит-сфалеритовую и галенит-сфалеритовую ассоциации ($Au=n \cdot 1$ г/т, реже – $n \cdot 10$ г/т). Максимальные концентрации золота связаны с халькопиритом и кварцем.

Наиболее поздние золото-кварц-сульфидные жилы нижнего горизонта обогащены золотом до $n \cdot 1$ г/т (максимально – сотни г/т). Они содержат золото-кварц-халькопиритовую, золото-кварц-полиметаллическую и золото-кварцевую ассоциации. Высокопродуктивна золото-кварц-полиметаллическая ассоциация (кварц, самородное золото, карбонат, серицит, халькопирит, гематит, сфалерит, теллуриды). Рудный кварц характеризуется переменной цветовой гаммой (молочно-белый, серый, голубой, зеленоватый, кирпично-красный, прозрачный), местами он передроблен. Нередки кристаллы горного хрусталя и аметиста, крустификационные, полосчатые и гнездовые текстуры, сростки самородного золота и сульфидов. Индикаторы золотой минерализации жильного типа – теллуриды, сульфотеллуриды, сульфиды и сульфосоли сереб-

ра, висмута, свинца, меди, сурьмы: гессит, тетрадимит, хейдлит, алексит, теллуротозеит, бурсаит, бурнонит (В.Л. Левин, П.Е. Котельников).

Золото образует следующие формы: свободную (преобладает), тонкодисперсную, сульфидную и предположительно теллуридную (петцит). Содержание золота в пирите, халькопирите, сфалерите и галените различных стадий от $n-1$ до 200-400 г/т. Широко распространены субмикроскопические и тонкие выделения самородного золота в кварце и сульфидах (десятые доли-первые мкм, десятки мкм), значительно реже встречаются мелкие (сотни мкм) и средние (1-2 мм) золотины. Знаки свободного золота в жильном кварце имеют преобладающий размер 7-20 мкм. Мофрология золотин – прожилковая, крючковатая, изометричная, неправильная, октаэдрическая. Пробность золота от 700 до 900 ‰; главная примесь в золоте – серебро (10-30 ‰).

Металлы платиновой группы (МПГ) в колчеданно-полиметаллических объектах Рудного Алтая известны с прошлого столетия (Платиноносность..., 2001; Рафаилович, 2008 в). МПГ накапливаются в медных и свинцовых концентратах, где содержания платиноидов в несколько раз выше относительно первичных руд, а также в рафинированной меди и черном свинце. Ресурс платиноидов в колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая соответствует среднему-крупному месторождению.

Руды и первичные ореолы отличаются разнообразием минеральных и геохимических ассоциаций и асимметричной зональностью с вектором, направленным от тыловых к фронтальным частям рудных колонн, от лежащих боков рудных тел к висячим, от центра к периферии рудно-метасоматических залежей, снизу вверх по воздыманию рудоносных колонн (Л.Н. Овчинников, Э.Н. Баранов, А.А. Головин и др.).

В вертикальной геохимической зональности первичных ореолов тыловые зоны обогащены вольфрамом, молибденом, кобальтом, оловом; фронтальные – цинком, свинцом, барием,

серебром, ртутью. Обобщенный геохимический ряд имеет следующую направленность: W-Mo₁-Sn₁-Co-Ni-Ba₁-Be-As₁-Bi-Cu₁-Au₁-Tl-Zn-Cd-Mo₂-Ge-Au₂-Pb-Sn₂-Sb-As₂-Ag-Cu₂-Sr-Ba₂-Mn-Hg-J [34]. Модель вертикальной геохимической зональности колчеданных месторождений показана на *рис. 4.20*. На ее основе можно судить о глубине эрозионного среза рудных тел, а следовательно и перспективах рудного объекта.

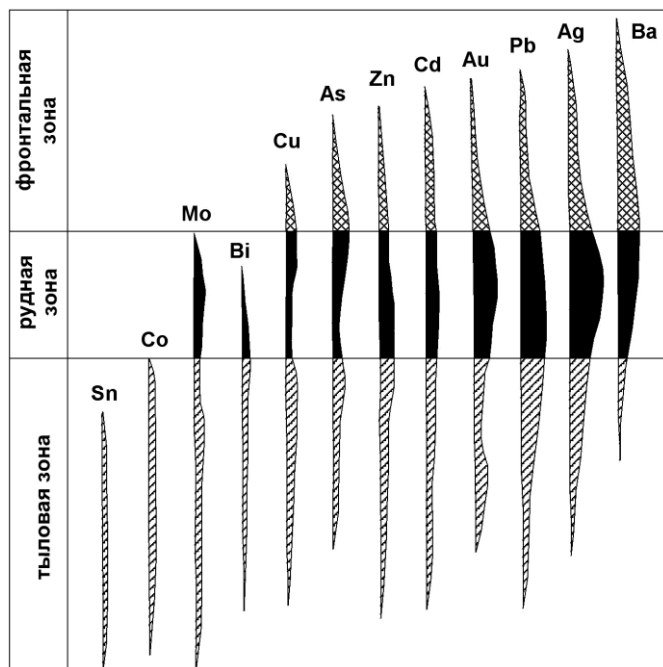


Рис. 4.20. Модель вертикальной зональности первичных геохимических ореолов колчеданно-полиметаллических месторождений (по Л.Н. Овчинникову и др., 1986)

Геохимические критерии привлекают особое внимание. На месторождениях действует всеобщий геохимический закон зонального распределения рудного вещества [33]. Обусловлен он проявлением однотипных процессов подобных месторождений на больших пространствах. Пространственно-

статистический анализ выполнен для главных колчеданных провинций и охватывает практически все промышленные месторождения. Например, на долю Урала приходится 100 месторождений, Рудного Алтая – 73, Кавказа – 44.

Согласно рядов вертикальной геохимической зональности колчеданных месторождений М.С. Рафаиловича [174], золото занимает "среднерудную" и "верхнерудную" позиции. "Среднерудное" золото образует тонкодисперсную вкрапленность в ранних пирите, халькопирите и арсенопирите. "Верхнерудное" самородное золото ассоциирует с поздними полиметаллическими сульфидами и сульфосолями. Основной объем золота представлен второй генерацией.

Вертикальный размах оруденения на колчеданных месторождениях имеет весьма значительные размеры: в целом для Рудного Алтая – 2,2 км (абсолютные отметки от +1700 до -500 м), для Урала – 1,75 км (абсолютные отметки от +530 до -1210 м). Распределение месторождений и запасов металлов по гипсометрическим уровням описывается плавными кривыми с одним максимумом, лежащим для Урала и Алтая на близких уровнях. Распределение суммарных запасов Cu, Zn и Pb для уральских и рудно-алтайских месторождений однотипны, характеризуются близкими максимумами (16-19 %). При большом и примерно одинаковом вертикальном размахе размещения (1,5-2 км), главная масса месторождений и запасов укладывается в довольно узкий интервал, во всех случаях равный 400 м: для Алейско-Иртышской зоны – от +200 до -200, для Змеиногорско-Зырянской зоны – от +600 до +200, для Урала – от +100 до -400.

На Рудном Алтае максимальное удаление малозначительных месторождений составляет 17 км; в полосе 5 км от них сосредоточено около половины месторождений и 2/3 запасов, а в радиусе 9 км – около 70 % месторождений и 90 % запасов. При этом большая концентрация и большие запасы Cu в зоне близкой к разломам, тогда как Pb удален на большие расстояния.

Золото-колчеданно-медно-цинковое месторождение Абыз. Руды месторождения золото-колчеданно-медно-цинковые, отношение меди и цинка к свинцу составляет 4,4:11:1.

Геологическое строение Абызского рудного поля изучалось многими исследователями (Беляев, 1985; Остробородько и др., 1985; Стебенев, Файзуллин и др, 1986; Шужанов, 1991; Хамзин и др., 1992 и др.).

В строении рудного поля месторождения *Абыз* принимают участие отложения ордовика, силура и девона (рис. 4.21).

Образования нижнего-среднего ордовика обнажены в северо-восточной части рудного поля в виде полосы протяженностью более 900 м, шириной до 180 м северо-западного простирания. С востока блок этих отложений контактирует по разлому с терригенными породами нижнего силура, с запада – с субвулканическими телами среднего девона. В разрезе присутствуют (снизу-вверх): пачка базальтов мощностью более 80 м; горизонт песчаников и алевролитов мощностью более 50 м. В пределах рудного поля коренные выходы нижнесилурийских отложений (лландоверийский ярус) развиты в северо-восточной и центральной частях.

Зеленоцветная толща мощностью более 900 м подразделяется на две пачки: нижняя – существенно песчаниковая, широко развита в северо-восточной части; верхняя – преимущественно алевролитовая – в юго-восточной. Красноцветная толща нижнего-среднего ярусов нижнего силура (алевролиты, алевропесчаники, песчаники вишневого окраски) состоит из трех пачек общей мощностью 1200-1600 м. Отложения толщи распространены в юго-восточном углу рудного поля и восточнее месторождения *Абыз*. Отложения девона подразделяются на айгыржалскую и жалгызбийскую свиты нижнего девона, ргайлинскую свиту эйфельского яруса и толщу живетафрана. Образования айгыржалской свиты слагают восточную часть рудного поля, где они через разлом контактируют с верхней пачкой красноцветной толщи нижнего силура. Севе-

ро-восточная часть их прорвана субвулканитами среднего де-
 вона. Отложения айгыржалской свиты делятся на три толщи.
 Нижняя толща сложена туфоконгломератами, туфопесчани-
 ками, туфоалевролитами с прослоями песчаников, выше по
 разрезу – туфами андезитов и андезитобазальтов в переслаи-
 вании с туфопесчаниками общей мощностью 400-600 м.

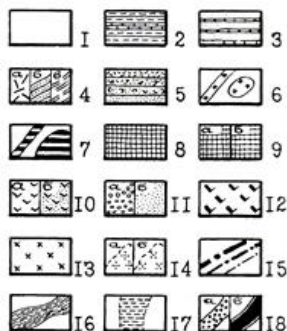
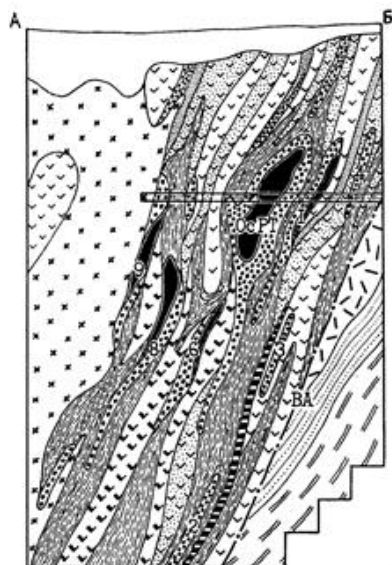
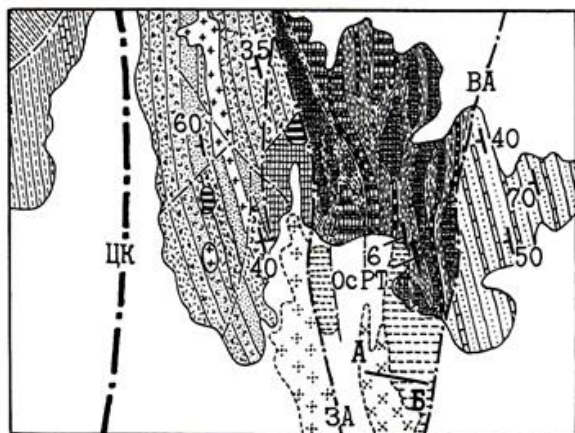


Рис. 4.21. Геологическая карта рудного поля Абыз и разрез по линии А–Б (по *Б.С. Хамзину* и др.): 1 – современные рыхлые отложения; 2 – фаменский ярус; 3 – франский ярус; 4 – на разрезе франский ярус: туфы кислого состава (а), песчаники (б), аргиллиты (в); 5 – средний девон, ргайлинская свита; 6–7 – средний девон, субвулканическая фация: 6 – гранит-порфиры, риолиты риодациты, ортофиры, 7 – диабазы и диабазовые порфириты; 8–9 нижний девон: 8 – жалгызбийская свита, 9 – айгыржалская свита – верхняя (а) и нижняя (б) подсвиты; 10–11 на разрезе айгыржалская свита: 10 – андезиты и андезито-базальты (а), их туфы (б), 11 – гравелиты (а), песчаники (б); 12 – айгыржалские субвулканические андезито-дациты; 13 – среднедевонские габбро-диориты; 14 – перекрытые рыхлыми отложениями верхнедевонские субвулканические дациты (а) и среднедевонские габбро-диориты (б); 15 – разломы различной глубинности: Центрально-Казахстанский (ЦК), Западно-Абызский (ЗА), Восточно-Абызский (ВА); 16 – метасоматиты серицит-кварцевые и кварц-серицитовые; 17 – рудные зоны (участки); 18 – вкрапленные (а) и массивные (б) руды; ОсРТ – Основное рудное тело, 1–9 – рудные тела

Средняя толща представлена туфами андезитового и андезито-базальтового состава мощностью 600–800 м. Верхняя толща сложена андезитобазальтами и базальтами мощностью до 140 м. На севере они прорваны субвулканическими телами риолитов среднего девона. Общая мощность отложений 1200–1800 м. Жалгызбийская свита прослеживается на всей территории рудного поля. Она налегает на айгыржалскую свиту или контактирует с ней через меридиональный разлом. Жалгызбийская свита сложена прибрежно-морскими вулканогенно-осадочными отложениями (пестроцветные песчаники, алевролиты, туфопесчаники, туффиты и известковистые породы). Мощность ее составляет 233 м. Ргайлинская свита имеет широкое распространение в рудном поле, она образует флексурный перегиб со срезанием шарнира складки широтным тектоническим нарушением западного крыла складки меридионального направления с падением на запад. Севернее

широтного разлома простирается субширотное с падением на север. Вулканы ргайлинской свиты согласно залегают на жалгызбийской свите и перекрываются с размытым живет-франскими отложениями и представлены вулканогенными породами кислого состава и продуктами их перебива (риолиты, риодациты и дациты, туфопесчаники, туфогравелиты, туффиты, песчаники, конгломераты). Мощность свиты 850 м.

Средне-верхнедевонские отложения развиты в северо-западном углу рудного поля и на восточном фланге Абызской структуры, где они выполняют узкий клиновидный грабен меридионального направления. Отложения сложены преимущественно песчаниками, алевролитами и известняками общей мощностью 900-1100 м. Фаменский ярус в пределах рудного поля представлен верхней пачкой мощностью 410 м. Сложена пачка кремнисто-известковистыми алевролитами, алевропесчаниками с прослоями песчаников, аргиллитов и известняков. На юго-западе рудного поля в низах пачки отмечаются прослои туфов и лав кислого состава – риолитов и риодацитов.

Вулканогенно-осадочные образования месторождения *Абыз* представлены отложениями нижнего девона (айгыржалская и жалгызбийская свиты), среднего девона (ргайлинская свита эйфельского яруса), среднего-верхнего девона (живет-франский ярус). Вулканогенные образования айгыржалской свиты составляют центральную часть месторождения и являются рудовмещающими. Они образуют тектонический блок клиновидной формы, зажатый с запада и востока образованиями среднего-верхнего девона, и с юго-запада – субвулканическим телом дацитов.

Айгыржалская свита подразделяется на две толщи: нижнюю и верхнюю. Нижняя толща представлена переслаиванием вулканогенных, вулканогенно-осадочных пород, падение их западное, крутое (60-70°). Низы толщи представлены лавами и лавобрекчиями андезитобазальтов. Выше по разрезу следуют

песчаники, туфы андезитового и андезитобазальтового состава, гравелиты, в переслаивании с андезитобазальтами.

Общая мощность рудовмещающей толщи 240-260 м. Анализ рудовмещающей нижней толщи показал, что в нее примерно в равной мере входят вулканогенные образования средне-основного состава, их туфогенные производные и осадочные отложения. Она по фаціальным признакам и литологическому составу отличается от обобщенной айгыржалской свиты Предчингизской фронтальной зоны. В ней полностью отсутствуют кислые вулканыты и их туфы. Это обусловлено специфической геодинамической обстановкой, краевым положением месторождения *Абыз* в чингизских каледонидах на границе с балхашскими герцинидами, приуроченностью к прибрежной зоне Балхашского морского бассейна. В целом вулканыты айгыржалской свиты характеризуются пониженной кислотностью, особенно калиевостью и в меньшей мере общей щелочностью.

По петрохимическому составу они относятся к базальт-андезитовой формации. Отложения верхней толщи распространены в центральной и южной частях месторождения. В северной части месторождения характер взаимоотношений пород нижней и верхней толщ не ясен. Отложения верхней толщи подразделяются на нижнюю и верхнюю пачки. Нижняя пачка (мощность 150-160 м) представлена чередованием лав основного состава – базальтов, андезитобазальтов и андезитов с редкими прослоями туфов андезитобазальтов. Верхняя пачка (100-120 м) сложена в основном туфами андезитобазальтов. В пределах месторождения отложения жалгызбийкской свиты встречены западнее меридионального разлома, отделяющего эту свиту от рудовмещающей айгыржалской. Мощность свиты 350 м. В состав свиты входят туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, туфы кислого состава, углесто-кремнистые породы, дациты. Вулканыты ргайлинской свиты слагают небольшой блок в западной части месторождения, ограниченный тектоническим нарушением и сложенный

риолитами и их туфами. Живет-франские отложения в пределах месторождения располагаются к западу от рудовмещающей толщи и отделены от нее субмеридиональным разломом. В целом это переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов, алевролитистых известняков с обилием брахиопод. Отмечаются пласты туфов риолитового и риодацитового состава.

Субвулканические образования в пределах месторождения развиты широко, в их ряду выделяются раннедевонские, среднедевонские и позднедевонские. Раннедевонские субвулканиты представлены лейкомикродиабазами и андезитодацитами. Лейкомикродиабазы слагают серию субсогласных силлообразных тел мощностью 2-10 м, протяженностью до 400 м, среди пород нижней толщи айгыржалской свиты вдоль субмеридионального разлома. Тела имеют четкие контакты с вмещающими породами без зон закалки. Характер залегания андезитодацитов секущий по отношению к рудовмещающей толще и к рудным телам. К среднедевонским вулканитам условно отнесены мелкие силлообразные тела метадолеритов, залегающие в отложениях жалгызбийской свиты. Мощность тел 5-10 м, местами до 25 м, протяженностью до 200 м. Позднедевонские субвулканиты представлены дацитами, слагающими крупное тело за Западным меридиональным разломом протяженностью более 1,5 км, мощностью от 150 до 300 м. Характер его залегания резко секущий, прорывающий отложения ргайлинской свиты и живет-франа. Восточный контакт с рудовмещающими породами айгыржалской свиты тектонический.

Среди интрузивных образований выделяется среднедевонский интрузивный комплекс (Абызский массив) и дайковый комплекс диорит-порфиритов, широко развитый в центральной и западной частях месторождения. Среднедевонский интрузивный комплекс представлен Абызским массивом и рядом мелких тел. Абызский массив габбро-диоритов размером 1000x150 м круто падает на запад и контролируется контактом двух толщ айгыржалской свиты (с запада верхней эф-

фузивной толщей и с востока рудовмещающей толщей агломератовых туфов андезитобазальтов с прослоями эффузивных пород основного состава и полимиктовых гравелитов). В массиве встречаются ксенолиты рудовмещающих пород с рудной минерализацией, что свидетельствует о его послерудном возрасте. Среднедевонский дайковый комплекс представлен диорит-порфиритами, развитыми в центральной и западной частях месторождения. Мощность даек 1-2 м (до 8 м), протяженностью до 200 м. Они круто падают на запад. Дайки диорит-порфиритов прорывают породы айгыржалской свиты, рудные тела и габброиды Абызского массива.

Главнейшими дизъюнктивными структурами района являются меридиональный Центрально-Казахстанский и северо-западный Айгыржалский региональные глубинные разломы, торцово сопрягающиеся в центральной части района. Разломы сопровождаются многочисленной системой параллельных и оперяющих разрывов преимущественно меридионального, северо-восточного, реже субширотного и северо-западного направлений, обусловивших сложное мозаично-блоковое строение площади.

Вся современная структура рудного поля обусловлена сложной системой разновозрастных тектонических нарушений, являющихся оперяющими долгоживущего Центрально-Казахстанского глубинного разлома. Кроме вертикальных блоковых перемещений имели место сдвиговые и сбросо-сдвиговые блоковые подвижки. Разломы этого плана (падение ЮЗ 60°) широко развиты на северо-восточном и юго-западном флангах рудного поля. С западного и восточного фланга рудное поле ограничивается субмеридиональными сопряженными нарушениями, с севера и юга – субширотными и северо-восточными секущими разломами.

Абызское рудное поле располагается в пределах Бакайской подзоны, выделяющейся по наличию внутриживетского несогласия. Она ограничивается с запада Центрально-Казахстанским, с северо-востока Айгыржалским сдвиго-

надвигом, который севернее рудного поля сочленяется с Центрально-Казахстанским разломом. Протяженность Айгыржалского сдвига-надвига предполагается около 100 км. Горизонтальный сдвиг смещает ось складки, сложенной живетфранскими отложениями. Вертикальная амплитуда смещения достигает 3 км.

В структурно-тектоническом плане рудное поле обрамлено силурийскими отложениями. Южнее рудного поля они слагают Тундыкскую синклинали.

Синклинали северо-восточнее Айгыржалского разлома представлена западным крылом с разрезом отложений от нижнего до верхнего силура (Тундыкская моноклинали). Нижняя часть разреза Тундыкской моноклинали картируется в северо-восточном углу рудного поля. В пределах рудного поля силурийские отложения слагают ряд узких линейных синклиналильных и антиклиналильных складок с крутыми углами падения (60-80°), разбитых на множество мелких блоков.

Здесь выделяется Абызская флексура, зажата между Центрально-Казахстанским и Айгыржалским сдвига-надвигом, разбитая системой оперяющих нарушений. В юго-западной части рудного поля расположено западное крыло флексуры, ограниченное с востока и запада меридиональными разломами – Центрально-Казахстанским и Восточно-Абызским. В основании разреза здесь залегает рудовмещающая толща айгыржалской свиты, которая далее на запад наращивается ргайлинской свитой. Падение пород западное (45-60°). Севернее месторождения *Абыз* за широтным разломом простираение пород резко меняется на широтное с падением на север (45-50°). Северное крыло сложено преимущественно вулканитами ргайлинской свиты. В северо-западном углу рудного поля наблюдается второй флексурный перегиб с образованием антиклиналильной структуры, крылья которой сложены породами ргайлинской свиты, а ядро – отложениями живета-франа.

В пределах рудного поля выделяются три центра (узла) тектоно-магматической активизации: северный, центральный и южный. Северный узел тяготеет к зоне сочленения Центрально-Казахстанского и Айгыржалского глубинных разломов и характеризуется северо-западным и субмеридиональным направлением тектонических нарушений с серией мелких оперений северо-восточного простирания. Здесь располагается Карашокинский субвулканический массив субщелочного состава, вытянутый в северо-западном направлении. Центральный узел представлен серией крупных тектонических нарушений субмеридионального и субширотного направления с оперяющими разломами, образующими ряд клиновидных блоковых структур, к одной из которых приурочено месторождение *Абыз*. Южный узел располагается в юго-западном углу рудного поля, характеризуется серией тектонических трещин субмеридионального и северо-восточного направлений. Здесь отмечается активизация магматической деятельности – внедрение среднедевонского Абызского массива габбро-диоритов и позднедевонского субвулканического дацитового тела.

Структурно месторождение представляет собой приразломную близмеридиональную грабен-синклиналь с центральным горстовым ядром клиновидной формы, сложенным породами нижнего девона. Вблизи Восточно-Абызского разлома нижнедевонские породы слагают опрокинутую антиклинальную складку, погружающуюся к югу. Она вмещает рудные тела Восточной зоны. К западу от нее выделяется брахисинклиналь, к западному крылу которой приурочена Западная рудная зона.

Восточная зона прослежена на расстояние более 600 м. С востока она ограничена Восточно-Абызским разломом, с запада – интрузией габбро-диоритов. Формировалась зона в западном крыле брахисинклинальной структуры и отделена от Западной безрудными или бедноминерализованными породами верхней толщи айгыржалской свиты, развитыми в ядре

синклинали. Западная граница этой зоны проходит по Западно-Абызскому взбросу. Восточная и Западная рудные зоны представляют собой единую зону. Оруденение распространено с поверхности до глубины 700 м. В зависимости от глубины рудных тел выделены два участка – Западный, где руды залегают на глубине от 260 до 700 м и Восточный с залеганием руд до глубины 400 м.

Главное рудное тело локализуется в ядре опрокинутой антиклинальной складки, чем и обусловлена его морфология. Эта складка осложнена долгоживущим Восточным разломом субмеридионального направления, отделяющим раннедевонские отложения от живет-франских.

Породы западного крыла синклинали характеризуются пологим (45-55°) падением на восток. Это крыло осложнено двумя взбросами, которые проявились после формирования метасоматитов – березитов. Развитие этих взбросов привело к созданию среди метасоматитов западного крыла синклинали открытых полостей, в которых произошло отложение сплошных колчеданно-полиметаллических руд.

Оруденение приурочено к протяженной зоне березитизации по вулканогенно-осадочным породам айгыржальской свиты раннего девона (рис. 7.4). Колчеданно-золото-полиметаллическое оруденение локализуется в основном в метасоматитах (71,2 %), в андезито-базальтах – 10,3 %, в туфах андезито-базальтов и лавобрекчиях – 7,6 %, в дацитах – 2,9 %, в диабазах и диоритах – 3,3 %, в гравелитах, алевролитах, песчаниках – 4,7 %.

Восточная зона включает 9 рудных тел, Западная – 7. Морфология рудных тел довольно сложная: линзовидная линзовидно-пластовая с частыми раздувами и пережимами, изгибами и апофизами. Выклинивание плавное, постепенное, иногда резкое. Простираение рудных тел субмеридиональное, падение западное, юго-западное с углами падений от 35 до 75°.

Самым крупным и выдержанным на месторождении является рудное тело 1, которое заключает в себе 73,2 % запасов руд Восточной и 65,5 % – Западной зон. На дневную поверхность выходят лишь два рудных тела в виде «железных шляп». Первичные сульфидные руды прослеживаются в пределах Восточной зоны по простиранию на 560 м, на глубину 200-300 м, Западной – соответственно на 280 и 270-660 м, средняя мощность 1,1-12,2 м. Внутреннее строение рудных тел весьма сложное. Они представлены сплошными и вкрапленными золото-колчеданно-полиметаллическими рудами.

Месторождение *Абыз* находится в приразломной зоне Центральнокзахстанского глубинного разлома, где слагающие его породы испытали интенсивные гидротермально-метасоматические изменения. Выделяются три формации: ранняя – пропилитовая, связанная с региональной пропилитизацией; промежуточная – березитоидная и локальная – приразломная березитовая, с которой связано формирование оруденения. В формировании метасоматитов имеет место латеральная и вертикальная зональность.

Пропилитовая формация проявлена слабо и слагает внешнюю зону гидротермально-измененных пород в области влияния крупных разломов в западной части месторождения. Она характеризуется незначительным изменением андезитов, андезитобазальтов, туфов и лавобрекчий средне-основного состава и гравелитов. Пропилитизация пород заключается в частичном, либо полном псевдоморфном замещении минералов-вкрапленников и основной цементирующей массы вулканитов при сохранении структурно-текстурных особенностей исходных пород, выполнении миндалин и микротрещин. Выделяются пропилиты хлоритовые, эпидот-хлоритовые, актинолит-хлоритовые. Наиболее характерный парагенезис: хлорит-альбит-кварц-карбонат-эпидот, реже – актинолит-пренит-лейкоксен. Среди пропилитовых ассоциаций намечается следующая возрастная ряд: альбит-хлоритовые → кварц-

хлоритовые → хлорит-эпидотовые → кварц-эпидотовые → альбит-актинолитовые → карбонат-актинолитовые.

Березитоидная формация (пропилит-березитовая) представлена на месторождении двумя ассоциациями: карбонат-хлоритовой и серицит-хлоритовой. Карбонат-хлоритовые метасоматиты содержат небольшое количество эпидота, кварца, серицита и альбита; слагают промежуточную зону между пропилитами и березитами. В пределах этой зоны фрагментарно развиты серицит-хлоритовые метасоматиты, содержащие в виде примеси кварц, эпидот и карбонат.

Березитовая формация проявилась на месторождении наиболее широко. К ней пространственно приурочены все рудные тела. На месторождении она представлена тремя минеральными ассоциациями: серицит-хлорит-кварцевой, серицит-кварцевой и монокварцевой. Серицит-хлорит-кварцевая ассоциация наиболее распространена и слагает широкий ореол вокруг рудовмещающих серицит-кварцевых метасоматитов. По степени замещения выделяются полнопроявленная и сильнопроявленная разновидности. Минеральный состав ассоциации: кварц, хлорит, меньше серицит, карбонаты, редко альбит, пирит. Серицит-кварцевая ассоциация слагает внутреннюю зону гидротермалитов в виде клиновидных полосовидных приразломных тел, уменьшающихся в южном направлении и выклинивающихся по восстанию. В разрезе месторождения они образуют кулисообразную систему конусовидных тел, сливающихся на глубине в единую мощную зону. Минеральный состав: кварц – 40-45 %, серицит – 15-20 %; кроме них присутствуют хлорит, карбонат, сульфиды. С предыдущей ассоциацией находится в постепенных переходах. Центральная часть метасоматической колонны сложена существенно кварцевыми метасоматитами (кварца более 50 %, серицита до 10-15 %), роль которых возрастает с глубиной. По восстанию они сменяются серицит-кварцевыми метасоматитами, в которых локализуется промышленное оруденение. Монокварциты содержат пирит (до 19 % и более). Среди вы-

деленных минеральных ассоциаций березитовой формации намечается следующий возрастной ряд: карбонат-серицитовая → кварц-хлорит-карбонатная → серицит-хлорит-кварцевая → серицит-кварцевая → монокварцевая (с серицитом).

Главные рудообразующие минералы: пирит, сфалерит, халькопирит галенит. Второстепенное значение имеет блеклая руда. Кроме того, установлены редкие минералы, среди которых преобладают соединения висмута и теллура. Основные элементы-спутники в рудообразующих сульфидах: Au, Ag, Cd, Bi, Sn, As, Sb, Te, Se, Ge, In, Ga, Tl. Кроме того элементы группы платины (Pt, Pd, Ir, Os, Ru). Из нерудных минералов широко распространены кварц, хлорит, серицит.

Руды представлены в основном сплошными разностями, подчиненное значение имеют прожилково-вкрапленные и вкрапленные. Резко преобладают на месторождении колчеданно-медно-цинковые руды, менее развиты колчеданно-полиметаллические, значительно реже встречаются медноколчеданные, колчеданно-цинковые и серноколчеданные руды и крайне ограниченное распространение имеют свинцово-цинковые.

Сплошные и вкрапленные руды на месторождении образуют единые линзовидные, линзовидно-пластовые тела, вытянутые в субмеридиональном направлении. Контакты сплошных и вкрапленных руд четкие, резкие.

В целом на месторождении с глубиной происходит смена сложных по составу руд более простыми. Наиболее разнообразные и сложные по составу колчеданно-полиметаллические сплошные руды совместно с вкрапленными их разностями слагают рудные тела верхних горизонтов восточного фланга месторождения. Рудные тела нижних горизонтов, отделенные от верхних крутопадающей флексурной складкой, сложены более простыми серно-и медноколчеданными, колчеданно-медно-цинковыми рудами. В местах раздува мощностей, которые наблюдаются в пределах верхних и нижних горизонтов

рудных залежей, сосредоточены максимумы концентраций металлов.

Для золота и серебра выявлено следующее: 1) золото и серебро входят в состав шести парагенетических минеральных ассоциаций, среди которых к продуктивным отнесены две наиболее поздние – галенит-сфалеритовая и золото-теллуридная; 2) концентраторы золота и серебра – главные рудообразующие сульфиды, содержание в них благородных металлов возрастает в ряду: пирит-халькопирит-сфалерит-галенит; 3) золото и серебро в рудах распределяются крайне неравномерно. Уровень их содержания увеличивается от дорудноизмененных пород к серно- и медноколчеданным, колчеданно-медно-цинковым и колчеданно-полиметаллическим рудам; 4) от ранних ассоциаций к более поздним снижается пробность золота, увеличивается сереброросность, укрупняются частицы самородного золота; 5) основная часть золота и серебра находится в минеральной форме. Электрум – преобладающий минерал, в меньшей степени развиты самородное золото, теллуриды серебра, серебросодержащая блеклая руда и в резко подчиненном количестве находятся кюстелит, сульфосоли серебра, а в зоне окисления и галогениды серебра; 6) минералы золота и серебра (самородное золото, электрум, теллуриды серебра) в главных сульфидных минералах представлены тонкодисперсными частицами (тонкие – 1-10 мкм и ультратонкие – 0,1-1 мкм) и более крупными видимыми выделениями (пылевидные 0,01-0,05 мм, очень мелкими и мелкими 0,05-0,1 и 0,1-0,8 мм). Часть золота присутствует в коллоидно-дисперсном состоянии.

Текстурно-структурные исследования руд сводятся к следующим: 1) накопление руд происходило в открытых полостях и трещинах при подчиненной роли метасоматоза; 2) сплошные серноколчеданные руды отлагались из коллоидных растворов. Их гелевая природа подтверждается широким развитием метаколлоидных структур пирита и реликтами коллоидной морфологии текстуры; 3) брекчиевые и наложенные полосчатые

текстуры медноколчеданных и колчеданно-медно-цинковых руд являются показателями стадийности процессов минералообразования на месторождении; 4) образование колчеданно-медно-цинковых руд происходило при температуре 359-400°C, на что указывают широко распространенные в них эмульсионные структуры распада халькопирита в сфалерите; 5) руды месторождения испытали слабый локальный динамометаморфизм, о котором больше говорят изменения структур минералов (сфалерита и пирита) и значительно меньше текстуры руд; 6) серноколчеданные руды служили матрицей для образования других типов руд, об этом свидетельствуют встречающиеся в них различные метаколлоидные структуры раннего пирита. Последние также являются показателем слабого метаморфизма руд месторождения *Абыз*.

Выявлена следующая последовательность и условия формирования руд месторождения:

1) руды месторождения являются полихронными образованиями (многостадийными) и отлагались в близповерхностных условиях. В раннюю стадию рудного процесса происходило массовое заполнение открытых полостей и трещин пиритом из коллоидных растворов в условиях резкого перепада температур и давления. Впоследствии тонкодисперсные серноколчеданные руды служили осадителем меди, цинка, свинца из пульсационно поступающих растворов. В течение всего процесса рудообразования сохранялись одни и те же пути продвижения гидротерм, что послужило одной из причин пространственного совмещения производных разных стадий;

2) по отношению к вмещающим породам продуктивное оруденение месторождения *Абыз* является эпигенетическим;

3) руды месторождения не несут существенных следов проявления пострудного динамометаморфизма. Широко распространенные в разных типах руд метаколлоидные структуры пирита свидетельствуют о слабом его проявлении. Полосчатость в рудах имеет в основном наложенный характер, ча-

сто является унаследованной (согласное залегание с вмещающими рассланцованными породами);

4) приведенные данные по декрепитации минералов свидетельствуют о среднетемпературных условиях формирования основной массы руд;

5) предполагается существование единого глубинного источника, производными которого были вулканиты, гидротермально-метасоматические породы, магматические образования, гидротермальные руды. О существовании глубинного гомогенного источника руд свидетельствует высокая однородность изотопных отношений серы разных стадий и их близость к метеоритному стандарту. Наличие единого рудогенерирующего очага подтверждается общностью состава руд разных типов, закономерно изменяющегося в процессе рудоотложения.

Колчеданные золото-полиметаллические месторождения Майкаинской группы (по Ю.С. Парилкову)

Эталонным для группы является месторождение (рудное поле) *Майкаин*. Оно включает 26 рудных участков, из которых 6 имеют промышленное значение: *Майкаин А, В, С, Д, F* и *жила Новая*, некоторые из них отработаны. Кроме того, в группу входят месторождения *Александровское, Алтыс, Абыз, Сувенир* и др. Все они являются колчеданными с золотом, серебром, медью, цинком и свинцом и несут основные характерные черты типичных колчеданных месторождений.

Майкаинский рудный район располагается в пределах Майкаинской металлогенической зоны, представляющей островную дугу энсиматическую поздней стадии, в ордовикское время (рис. 4.22).

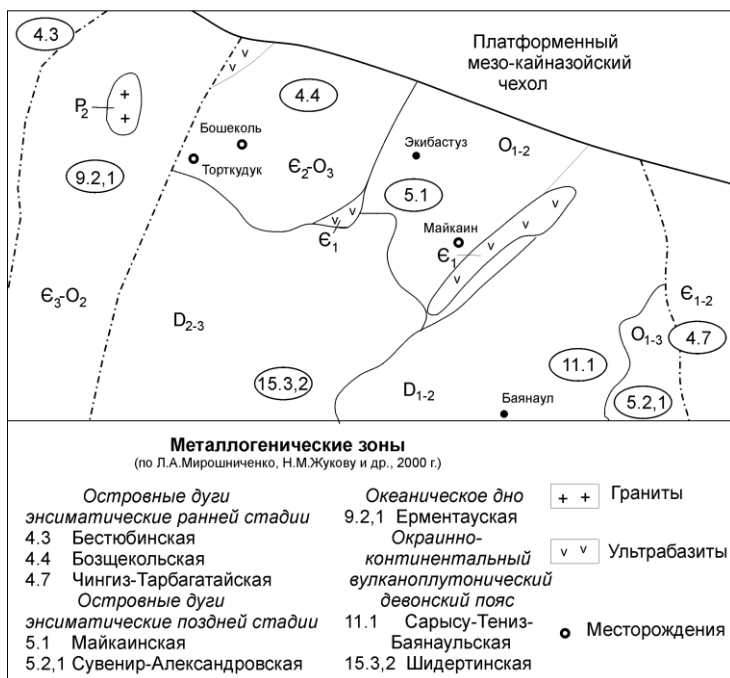


Рис. 4.22. Геодинамические структуры формирования месторождений Торткудук и Майкаин

Согласно Л.И. Магретовой [125] в основании островодужного разреза залегают базальтоиды толеитового типа (нижнежериккудукский комплекс O_1 и нижняя часть верхнежериккудукского комплекса O_2), содержащие разности, близкие к бонинитам. Верхняя часть разреза сложена известково-щелочными Na, K-Na комплексами O_2 (верхи верхнежериккудукского и поселковский комплексы), принадлежащих андезит-базальтовой формации. В заключительные этапы островной дуги формируется дифференцированный базальт-андезит-риолитовый комплекс. Интрузивные образования представлены габбро-диорит-гранодиоритовым комплексом S_1 - D_1 (?). Наличие бонинитовых разностей в толеитовых сериях фиксируют раннюю стадию развития островной дуги. По-

явление вулканитов латит-шошонитовых серий указывает на увеличение мощности сиалического слоя новообразованной коры и переход дуги в зрелую стадию.

Территория *Майкаинского рудного района* расположена в поле развития бозшакольской спилито-кератофировой свиты. По петрографическому составу эффузивы делятся на две подсвиты: нижнюю, жангабылскую, представленную основными и средними эффузивами, и верхнюю, ащикольскую, состоящую из кислых лав и их пирокластов, чередующихся с морскими терригенными осадками. Само рудное поле приурочено к переходному горизонту между жангабылской спилитовой и ащикольской кератофировой подсвитами, прорванными здесь дайками плагиогранит-порфиоров, которые явились кислыми дифференциатами габброидного магматизма.

Для эффузивных образований каждой свиты имеются субвулканические аналоги: для нижней - массив габбро-диабазов, для верхней - дайки и линзообразные тела диорит-порфиритов. Слабо распространены более поздние дайки диабазовых порфиритов и габбро-порфиритов, не связанные с вулканическими толщами.

Майкаинское рудное поле располагается в пределах мощной зоны разломов салаирского тектогенеза, в результате чего вмещающие породы разбиты на мелкие блоки. Эффузивные породы бозшакольской свиты в пределах зоны интенсивно изменены, по зонам дизъюнктивных нарушений они превращены во вторичные кварциты, кварц-серицитовые, кварц-хлоритовые и хлоритовые сланцы.

В структурном отношении *Майкаинское рудное поле* располагается в восточном крыле антиклинали III порядка, в пределах восточной части Майкаинского синклинория позднерифейского-раннепалеозойского заложения. По Б.И. Яковлеву [237], А.К.Каипову и др. [33], рудное поле представляет собой вулкано-тектоническую депрессию типа кальдеры проседания (рис. 4.23).

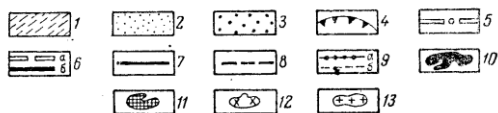
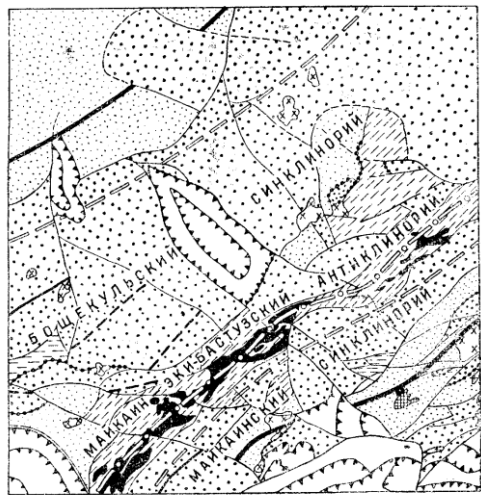


Рис. 4.23. Тектоническая схема листа Майкаинского рудного района (по Р.А. Борукаеву и др., 1962): 1 – досалаирские структуры, 2 – салаирский структурный этаж, 3 – каледонский структурных этаж, 4 – герцинский структурный этаж, 5 – осевая линия Майкаин-Екибастузского антиклинория, 6 – осевые линии салаиро-каледонских структурных зон II порядка: а) синклинальные, б) антиклинальные, 7 – оси антиклиналей III порядка, 8 – оси синклиналей III порядка, 9 – линии границ между структурными этажами: а) установленные, б) предполагаемые, 10 – интрузии нижнекембрийского комплекса, 11 – интрузии салаирского комплекса, 12 – интрузии каледонского комплекса, 13 – интрузии раннегерцинского комплекса.

Расположение в мощной тектонической зоне привело к тому, что рудное вещество сильно расщеплено в пределах Майкаинского поля – установлено более 20 рудных участков, разбросанных на значительной территории (рис. 4.24). Только некоторые из них – *Майкаин А, В, С, Д, жила Новая* и др.,

имеют промышленное значение. Наиболее полно изученным и типичным среди них является *Майкаин В*, на примере которого и рассмотрим имеющиеся для построения модели материи.

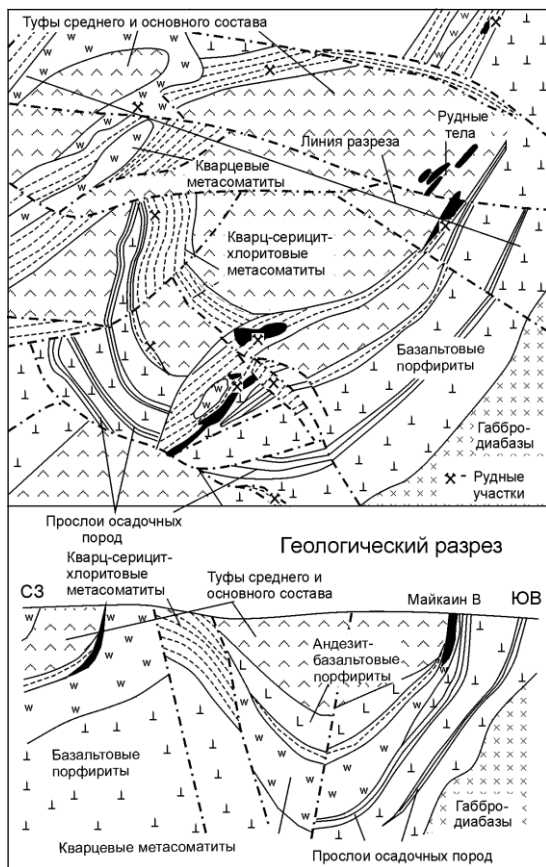


Рис. 4.24. Схема геологического строения и геологический разрез Майкаинского рудного поля (по Н.Т.Бакунину и др., 1972)

Меторождение Майкаин В находится в восточном крыле синклинали складки третьего порядка. Участок сложен ниже-среднекембрийскими осадочно-вулканогенными породами (рис. 4.25). Нижняя – жангабыльская свита представлена

часто переслаивающимися горизонтами базальтовых и диабазовых порфиритов с пачками полосчатых яшм, кремнистых алевролитов и вулканомиктовых песчаников. Верхняя – агырекская свита залегает на нижней без углового несогласия, иногда с местным размывом. Нижняя ее часть состоит из переслаивающихся туфов среднего и основного состава и вулканомиктовых песчаников, верхняя – из туфов, лавобрекчий и лав андезит-базальтового, андезитового и реже дацитового состава. Эти породы образуют отдельные горизонты мощностью десятки метров, разделенные пропластками вулканомиктовых песчаников и алевролитов.

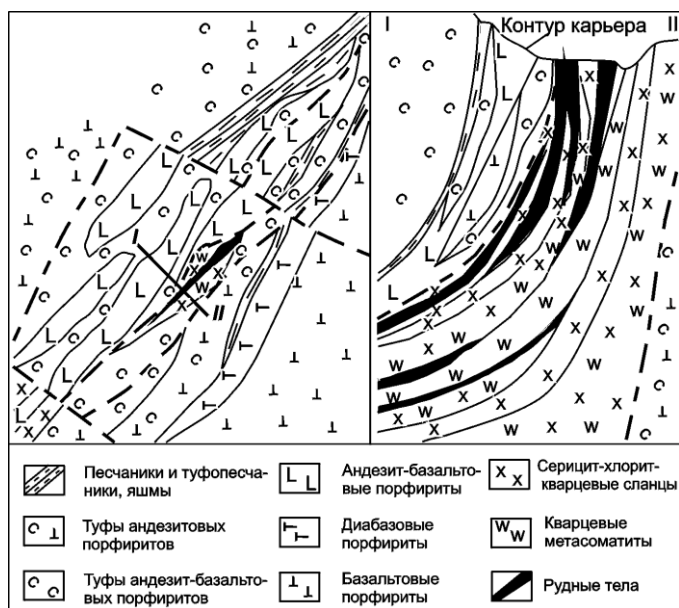


Рис. 4.25. Геологическая карта и разрез месторождения Майкаин В (по Н.Т. Бакунину и др., 1969)

Для эффузивных образований каждой свиты имеются субвулканические аналоги: для нижней – массив габбро-диабазов, для верхней – дайки и линзообразные тела диорит-

порфиристов. Слабо распространены более поздние дайки диабазовых порфиристов и габбро-порфиристов, не связанные с вулканическими толщами.

Породы *Майкаина В* имеют моноклинальное залегание; северо-восточное простирание и северо-западное падение, в верхней части крутое, с глубиной оно выполаживается до 15-20°. Все рудные тела локализованы в крупной тектонической зоне межформационного срыва и расланцевания в нижней части агырекской свиты. Кроме этого основного нарушения, согласно ориентированного с вмещающими породами, имеются более мелкие дизъюнктивы поперечного направления.

Первичный облик пород вдоль зоны расланцевания интенсивно изменен. В результате динамометаморфизма туфы и вулканомиктовые песчаники превращены в сланцы, состоящие в основном из хлорита и серицита. Гидротермально-метасоматические процессы выразились в образовании кварц-хлорит-серицитовых, кварц-серицитовых и кварцевых метасоматитов, которые являются рудовмещающими.

Рудная зона *Майкаина В* представляет собой серию сближенных, кулисообразно расположенных линзообразных залежей в зоне расланцевания, залегающих согласно с вмещающими породами. Основные четыре залежи, сложенные сплошными рудами, выдержаны по простиранию и падению, имеют четкие контакты и постепенное выклинивание. Вблизи них развиты ореолы вкрапленного оруденения и небольшие обособленные тела с прожилково-вкрапленными рудами.

По вещественному составу выделяются три основных типа руд: колчеданные, колчеданно-барит-полиметаллические и барит-полиметаллические [125]. Колчеданные руды возникли в ранний колчеданный этап рудообразования.

Барит-полиметаллические руды образуют согласные со сланцеватостью тела, залегающие преимущественно в висячем боку рудной зоны. Они сформировались в полиметаллический этап, отделенный от колчеданного тектоническими подвижками. Колчеданно-барит-полиметаллические руды,

возникшие в результате наложения второго этапа на интенсивно дробленные ранние пириты, имеют преобладающее развитие. В каждый этап возникло несколько минеральных ассоциаций (табл.4.3).

Таблица 4.3. Минеральный состав руд месторождения Майкаин В (по М.А. Яренской, Ю.С. Парилу, 1971)

Стадии	Парагенетические ассоциации	Минералы	
		рудные	жильные
Предрудный этап			
	Кварц-серицит-хлоритовая	Пирит	Кварц, серицит, хлорит
Медно-колчеданный этап			
Серноколчеданная	Кварц-пиритовая	Пирит	Кварц
	Пиритовая	Пирит, рутил	Кварц, серицит
	Кварц-гематитовая	Гематит, магнетит, халькопирит	Кварц, барит, доломит
Медная	Халькопиритовая	Халькопирит, сфалерит, галенит, пирит, теннантит	Барит, серицит
Полиметаллический этап			
Барит-полиметаллическая	Барит-сфалерит-халькопирит-галенитовая	Галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, борнит, теннантит, электрум, кюстелит, гессит, алтаит, теллурувксмутит, тетрадимит, молибденит, гематит, магнетит, пирсцит	Барит, кварц, серицит, кальцит, гипс, флюорит, апатит, цеолиты
Барит-медная	Борнит-халькозин-теннантитовая	Сфалерит, халькопирит, борнит, теннантит, халькозин, идаит, галенит, штрмейерит, яллаит, золото, аргиродит, германит, реньерит, рокезит, халькопирит, борнит, энаргит, галенит, бетехтинит, золото, станнин, гексастаннин, станноиднт, моусонит	Барит

Примечание: основные минералы выделены жирным шрифтом.

Пиритовая и кварц-пиритовая ассоциации, сформировавшиеся в колчеданный этап, слагают сплошные серноколчеданные руды. Кварц-гематитовая ассоциация проявлена локально по зонам дробления, представлена плотными кирпич-

но-красными кварц-гематитовыми агрегатами с остроугольными обломками массивного пирита. Следующая за ней халькопиритовая ассоциация метасоматически замещает дробленые серные колчеданы, иногда настолько интенсивно, что образуются сплошные медноколчеданные руды массивной, брекчиевой и полосчатой текстур. Эти две ассоциации возникли в медную стадию.

Распределение рудных компонентов в трех основных типах руд: колчеданных, барит-полиметаллических и колчеданно-барит-полиметаллических приведено в *табл. 4.4*. Главное значение на Майкаине имеют сплошные руды, для которых сделана выборка из 365 проб, проанализированных на Ag, Cu, Pb, Zn, BaSO₄ и S сульф.

Таблица 4.4. Распределение рудных компонентов в месторождении Майкаин В (сплошные руды) [175]

Тип руды	Au, г/т	Ag, г/т	Cu, %	Pb, %	Zn, %	BaSO ₄ , %	S сульф. %
Колчеданный	0,79	7,6	0,43	0,09	0,27	1,8	36,2
Колчеданно-барит-полиметаллический	4,04	71,5	1,17	0,86	4,60	29,5	26,2
Барит-полиметаллический	9,55	160	1,02	1,33	2,36	47,5	7,8

По мере перехода от колчеданных руд к колчеданно-барит-полиметаллическим и к барит-полиметаллическим наблюдается возрастание содержаний Au и Ag. В этом же направлении нарастает и удельная концентрация Ag, что свидетельствует о повышении его содержаний в сульфидных минералах. Количества Cu, Pb и Zn в двух последних типах руд сравнительно близкие и значительно более высокие, чем в колчеданных.

Пространственное изменение концентраций Ag проявляется нечетко. Его содержания в 50-100 г/т отмечаются только в центральных частях рудных тел, сложенных массивными рудами. Более низкие их концентрации - 10-50 г/т, полностью оконтуривают рудные тела. Вся рудная зона, в том числе и

гидротермально измененные породы, находятся в пределах ореола Ag 1-10 г/т. По мощности рудной зоны наблюдается заметное обогащение Ag рудных тел, локализованных в ее внешней части, где распространена борнит-халькозин-теннантитовая ассоциация. Какой-либо пространственной закономерности изменения отношения Ag/Au установить не удалось. Для колчеданно-барит-полиметаллических руд принята попытка установить связь между величиной Ag/Au и глубиной залегания руд методом построения структуры двумерного распределения по 618 пробирным анализам руд. Однако эмпирическая линия регрессии ориентирована параллельно оси увеличения, что указывает на независимое поведение этих двух величин.

Для сравнения отметим, что уральские колчеданные месторождения формировались в пределах островной дуги энсиматической ранней стадии на базальтовом слое океанической коры среди основных эффузивов при минимальном участии осадочных пород. Колчеданные месторождения Рудного Алтая возникли в пределах островной дуги энсиматической поздней стадии в период развития кислого вулканизма и широкого распространения осадочных пород. Месторождения Майкаинской группы возникли в островной дуге энсиматической поздней стадии на коре океанического типа в период смены основного вулканизма кислым и при умеренном развитии осадочных пород. Так что и по условиям формирования *Майкаин* и сходные с ними месторождения занимают промежуточное положение между уральскими и рудноалтайскими месторождениями.

4.3.5. Золото-медно-порфировый тип

Золото-медно-порфировый тип занимает одну из ключевых позиций по добыче золота и меди. По А.И. Кривцову, характеризуется существенно медным составом и относительно низкими содержаниями молибдена. В нем на одну тонну запа-

сов меди в среднем приходится 800-100 кг золота при содержаниях меди 0,1-0,7 %, золота – 0,2-1,0 г/т, редко – до 1,5 г/т.

Месторождение Нурказган – Казахстанский эталон месторождений золото-медно-порфирового типа располагается в широтной ветви Центрально-Казахстанского девонского вулканоплутонического пояса в Тюлькулинской очаговой вулкано-структуре на пересечении субмеридианального Тюлькулинского глубинного разлома с разрывами северо-восточного простирания.

По данным Гранкина и др. (1995), Мальченко и др. (2004) площадь месторождения сложена породами терригенно-вулканогенной шешенкаринской свиты нижнего девона (агломератовые туфы и вулканомиктовые конгломераты андезибазальтового состава, вулканомиктовые алевролиты, грауваки, песчаники, субвулканические тела андезибазальтов), прованскими рудоносным Тюлькулинским плутоном.

Интрузив, ориентированный в меридиональном направлении, имеет протяженность 5 км при ширине от первых сотен метров на северном и южном флангах до 2 км в центральной части. Он полихронен – в нем развиты породы двух интрузивных комплексов: преобладающего известково-щелочного нижнедевонского карамендинского (кварцевые диориты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры с дайками диабазов, кварцевых диорит-порфиров, гранодиорит-порфиров, плагиогранит-порфиров) и подчиненного субщелочного среднедевонского коккудуктобинского (монцониты, кварцевые монцониты, граносиениты) (Серых, Евдокимов, 2001). Субщелочные интрузивные породы расположены в западной части Тюлькулинского плутона. В южном и северо-восточном эндоконтакте интрузива находятся тела габбро-диоритов и габбро-норитов – «останцы» ранней фазы карамендинского комплекса.

Главный рудоконтролирующий элемент *Нурказгана* – минерализованные взрывчатые брекчии, образующие тела округлой, трубообразной, неправильной формы размером 500-

900 x 250-330 м. Они прорывают гранитоиды карамединского комплекса в зонах разломов северо-восточного простирания. Центральная и Восточная эксплозивные трубки размером 500-900 x 250-300 м склоняются соответственно на запад и восток под углами 60-65°, образуя характерную для порфировых месторождений структуру «колокола» или «опрокинутой чаши». Ширина Центральной трубки на глубинах 400-600 м достигает 500 м. Обломки в брекчиях представлены порфировидными диоритами, гранодиоритами и гранодиорит-порфирами; размер обломков 1-10 см, редко до 1 м, очень редко это глыбы 10x10 м и более. Цемент мелкобрекчиевый, мелкозернистый, диорит-гранодиоритового состава. Выделены следующие типы брекчий: дробления с незначительным смещением однородных обломков; вращения с сочетанием округлых и угловатых обломков различного состава; флюидальные брекчии, заключенные в тонкополосчатом агрегате с риолитовой или туфоподобной структурой. Рудные и вторичные нерудные минералы развиваются по обломкам и цементу. Мелкие обломки и связующая масса, почти нацело замещенные серицитом, хлоритом, кварцем, калишпатом содержат богатую золото-медную минерализацию (медь – до первых %, золото – 1,0 г/т и более). Крупные обломки и глыбы представляют бедную руду (меди – 0,3-0,7%, золота – 0,1-0,3 г/т). Руды различного качества группируются в единые штокверковые тела, повторяющие форму вмещающих брекчий.

Генерализованная модель месторождений этого типа включает следующие элементы: вмещающая рама; породы рудоносной плутоногенной магматической формации; порфировый интрузив; брекчиевые тела, надстраивающие порфировые штоки; метасоматиты, подчиненные порфировым телам; рудоносные штокверковые трещинные системы, конформные порфировым интрузивам; пиритные ореолы; сопутствующая свинцово-цинковая, медно-борная, медно-золотая и иная минерализация (рис. 4.26).

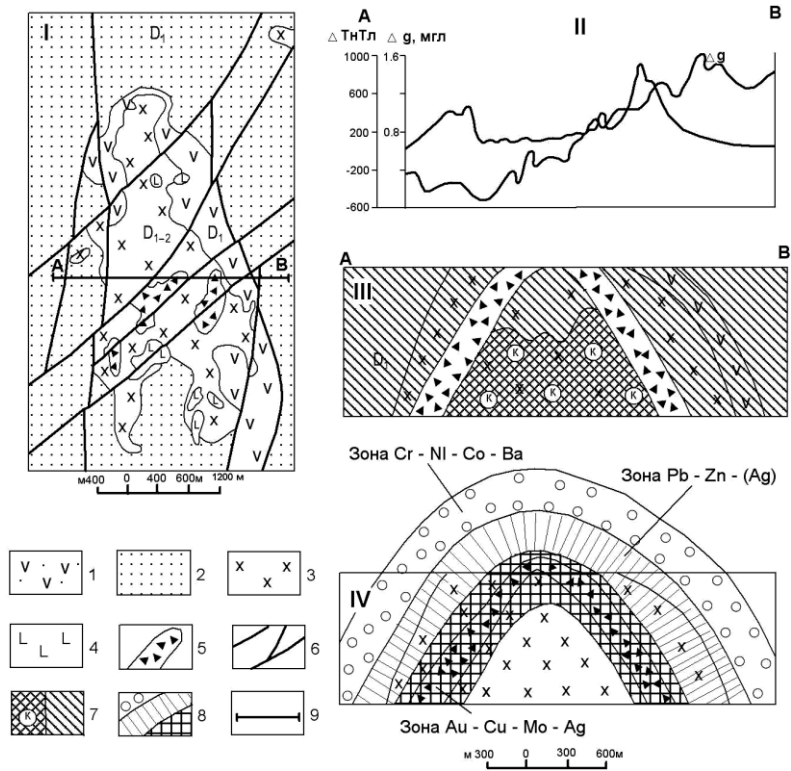


Рис. 4.26. Золото-медно-порфировое месторождение Нурказган в Центральном Казахстане. Геологическая схема (I), геофизический профиль (II), геологический разрез (III) и модель геохимической зональности (IV) (по материалам М.С. Гранкина, В.И. Серых, А.И. Полетаева, С.С. Солнцева и др.): 1 – агломераты, туфы, лавобрекчии андезибазальтов с субвулканическими телами андезибазальт-порфиров (D₁); 2 – песчаники, конгломераты, алевролиты (D₁); 3 – Тюлькулинский интрузив диоритов, гранодиоритов, гранодиорит-порфиров, монзонитов; 4 – штоки габбро-диоритов, габбро-норитов; 5 – рудоносные гидротермально-эксплозивные брекчии; 6 – разломы; 7 – метасоматические изменения: а – калишпатиты, б – пирит-кварц-серицитовые породы; 8 – геохимические зоны (в геологическом разрезе); 9 – линия геологического разреза

Показательная характеристика рассматриваемых месторождений – объемно-концентрическая метасоматическая, минералогическая и геохимическая зональность, точкой отсчета которой является стержневой рудоносный интрузив диорито-гранодиоритового, монцонитового или плагиогранитного состава. Обобщенная модель геохимической зональности порфировых объектов представлена последовательностью: Fe-Mo, Re, Sn, W-Co, Mo, Au₁, Ag₁-Cu, Pb, Zn, Ag₂, Au₂. Эта модель отражает закономерную смену снизу вверх и от центра к флангам следующих минеральных типов: магнетит-пиритовый - молибденитовый – пирит-халькопиритовый и (или) халькопирит-борнитовый – полисульфидный (Кривцов и др., 1995; 2001).

Основной блок поисковой модели и существенный поисковый критерий месторождений нурказганского типа – гидротермалиты длительного формирования. В связи с вулканизмом шешенкаринского времени на месторождении образованы тела вторичных кварцитов, развитые в юго-восточной части площади (массивы Сарымсак, Тюлькули). Эти метасоматические существенно кварцевые породы с примесью алунита служат показателем принадлежности месторождения *Нурказган* к комбинированному эпитермальном-порфировому типу.

Интрузивные известково-щелочные образования, развитые на месторождении *Нурказган*, подвержены гидротермально-метасоматическим изменениям (калишпатизация, серицитизация, хлоритизация, окварцевание), субщелочные гранитоиды – региональному метаморфизму низких степеней и слабо выраженному метасоматозу (хлорит, карбонат, серицит).

Значительный объем метасоматитов связан с постмагматической гидротермальной деятельностью Тюлькулинского плутона. Модель метасоматической зональности *Нурказгана* выглядит следующим образом (Серых, Евдокимов, 2001).

На поверхности, в гранитоидах центральной части объекта, расположены пирит-кварц-серицитовые (местами с каолинитом) метасоматиты. На периферии развит эпидот-хлорит-

альбитовый парагенезис; на флангах, в вулканогенно-терригенных породах нижнего девона, преобладают глинисто-серицитовые изменения.

Сверху вниз кварц-серицитовая зона (с пиритом, каолинитом) сменяется пирит-кварц-хлорит-серицитовой (с карбонатами), затем (глубины 200-800 м) – серицит-хлорит-калишпатовой (с пиритом, халькопиритом, карбонатами, иногда с ангидритом, спекуляритом), далее калишпатовой зоной (ортоклаз, микроклин, кварц) с серицитом, альбитом, ангидритом, борнитом, халькопиритом, пиритом, спекуляритом. Калишпатовая зона залегает в разных частях месторождения на глубинах от 300 до 1000 м. Ниже 800-1000 м располагается эпидото-альбитовая зона с магнетитом, борнитом, халькопиритом. Вдоль тектонических нарушений спорадически развита турмалинизация.

Метасоматические образования зонально размещены относительно порфирового интрузива: кварцевый метасоматит – калий-кремнистый метасоматит (кварц, калишпат, биотит) – филлизит (кварц-серицит-хлорит) – аргиллизит (кварц, серицит, каолинит, диккит) – пропицит.

В общем случае промышленная минерализация развивается между ядерными кварцевой, кварц-калишпатовой и внешней пропицитовой зонами при максимальной концентрации в кварц-серицитовой и аргиллизитовой областях.

На месторождении *Нурказган* выделяется два типа руд: золото-молибденово-медный и золото-полиметаллический. Основные запасы первого типа сконцентрированы в центральной части Тюлькулинского интрузива; золото-полиметаллическая минерализация размещается во внешней части рудно-магматической системы, в кварц-хлорит-серицитовых метасоматитах.

Золото-молибдено-медный тип подразделяется на золото-молибденит-пирит-халькопиритовую, борнит-халькопиритовую, молибденит-халькопиритовую и магнетит-халькопирит-халькозин-борнитовую ассоциации. Руды этого

типа слагают штокверковые тела с вкрапленной, прожилковой, гнездово-сгустковой текстурами. Средние содержания меди в них 1,0-1,4 %, золота – 0,55 г/т, молибдена 0,01 %, серебра – 2,4 г/т.

Золото-полиметаллический тип, связанный с поздними дайками основного состава, подразделяется на вольфрамит-турмалин-кварцевую и золото-барит-карбонат-полисульфидную ассоциации. Первая ассоциация представлена жилками гребенчатого кварца, содержащими вольфрамит и турмалин. Породы, вмещающие золото-полиметаллические руды, серицитизированы, хлоритизированы, окварцованы, пиритизированы. Средние содержания золота от первых г/т до 7-8 г/т, серебра до 30 г/т, свинца – 0,65-1,12 %, цинка – 0,94-1,95 %, меди до 0,53 %. Золото-полиметаллическое рудообразование завершилось отложениями стерильных прожилков водяно-прозрачного кальцита с гнездами фиолетового флюорита.

Минералогические особенности руд нурказганского типа: золото-серебро-редкометалльно-полиметаллическая специализация; длительная история минералообразующего процесса с признаками перекристаллизации, коррозии, гибридных и реакционных соединений; несколько генераций самородного золота, пирита, халькопирита, молибденита; высокая фазовая неоднородность раннего пирита, наличие в нем реликтов исходного сульфидного расплава (сростки пирротина с талнахитом, кубанитом, пентландитом); обогащенные золотом округлые выделения пирита в халькопирите; морфогенетическое разнообразие молибденита (гексагональный, ромбоэдрический, тонкопластинчатый и др.); твердые растворы «халькопирит-оранжевый борнит»; изменчивый состав блеклых руд (теннантит, тетраэдрит, фрейбергит и др.).

Выделяются три геохимические ассоциации, закономерно распределенные относительно эксплозивных брекчий: главная рудная Cu-Au-Ag-Mo, подчиненная рудная Pb-Zn-Ag и петрогенная Cr-Ni-Co-Ba.

Зона главной ассоциации приурочена к медно-золотому порфировому штокверку, частично захватывая его ближайшее обрамление. Максимальные концентрации серебра тяготеют к надрудной и верхнерудной частям штокверка, молибдена – к нижним горизонтам. Медь и золото имеют относительно равномерное распределение. Для рудной минерализации характерны аномальные содержания бора и редких металлов.

Ассоциация Pb-Zn-Ag приурочена к лежащему и висящему бокам штокверка и надрудной зоне. Максимум содержания цинка локализован ниже такового свинца. Ряд осевой геохимической зональности: Mo-Au-Cu-Sn-W-Zn-Pb-Ag.

Петрогенную ассоциацию образуют Ba, Cr, Ni, Co – элементы, перемещенные из рудной зоны в породы обрамления в результате пневмато-гидротермальных процессов. В рудном штокверке содержания петрогенных элементов ниже фона. Комплексный ореол Ba-Cr-Ni-Co образует дугу размером 2,5х6 км, окаймляющую рудную зону с запада, востока и севера. Рудоносная структура подчеркивается субмеридианально ориентированным аномальным полем Cu-Au-Ag-Mo-W-Sn-Pb-Zn ассоциации.

4.3.6. Месторождения скарнового типа

Наиболее типичным и характерным представителем скарнового типа является месторождение *Саяк IV* (Северное Прибалхашье, Центральный Казахстан).

Саякская группа месторождений приурочена к одноименной грабен-синклинали, выполненной нижне-среднекарбонowymi туфогенно-осадочными отложениями саякской свиты: пестро перемежающимися полимиктовыми песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, туфоалевролитами, туффитами, туфами кислого и среднего состава, гравелитами, конгломератами и известняками, расчленяющимися на нижнесаякскую, ащиозекскую, тастыкудукскую и кунгейсаякскую свиты. В верхней части разреза тастыкудукской сви-

ты присутствуют горизонты и прослои известняков, группирующиеся в довольно выдержанную карбонатную толщу. Породы прорваны гранитоидными интрузиями Саякского комплекса, а также субвулканическими телами диоритовых и диабазовых порфиритов и многочисленными дайками умеренно кислого, среднего и основного состава. В контактовом ореоле интрузий известняки карбонатной толщи интенсивно скарнированы с образованием пластовых залежей гранатовых скарнов и замещающих их актинолитовых, эпидотовых и кварц-кальцит-хлоритовых апоскарнов.

Руды *Саякских* месторождений характеризуются большим качественным разнообразием, сложностью состава и разнообразностью минеральных парагенетических ассоциаций: золото-герсдорфит-арсенопирит-кобальтиновая, золото-эмплектит-халькопирит-пирротиновая, золото-молибденит-борнит-халькопиритовая и галенит-сфалеритовая. Каждая рудная парагенетическая ассоциация тесно связана и пространственно совмещена с определенными зонами метасоматических преобразований пород. В скарновых полях *Саякских* месторождений выделяются четыре рудометасоматические зоны: 1) внутренняя – гранатовая золото-молибденит-борнит-халькопиритовая; 2) средняя – эпидот-актинолитовая золото-эмплектит-халькопирит-пирротиновая; 3) внешняя – кварц-кальцит-хлоритовая золото-герсдорфит-арсенопирит-кобальтиновая; 4) жильная – кальцит-хлоритовая и галенит-сфалеритовая.

Во внутренней зоне сконцентрировалась основная масса медных руд, обогащенных молибденом, золотом, серебром, висмутом и селеном. Средняя зона характеризуется значительно меньшими масштабами медного оруденения и несколько повышенной концентрацией золота и теллура. Внешняя, собственно золоторудная зона по сравнению с двумя предыдущими обогащена золотом, а также кобальтом, мышьяком, висмутом и никелем. К этой зоне и приурочены скарново-золоторудные месторождения района. От внутренней зоны

к внешней наряду с ростом содержания золота отмечается увеличение его пробыности и уменьшение отношения Ag/Au . В рудах внутренней зоны это отношение изменяется от 5 до 100, в отдельных случаях – до 630, а во внешней зоне золото преобладает над серебром при среднем значении $Ag/Au=0,15$.

Месторождение Саяк IV приурочено к локальному антиклинальному перегибу, нарушающему спокойное залегание пород северного крыла Саякской грабен-синклинали. В его пределах, на восточном и западном флангах рудного поля, отмечаются мелкие пликативные осложнения структуры. В результате в целом пологое падение пород на юг в различных участках месторождения меняется от юго-восточного до северо-западного (рис. 4.27).

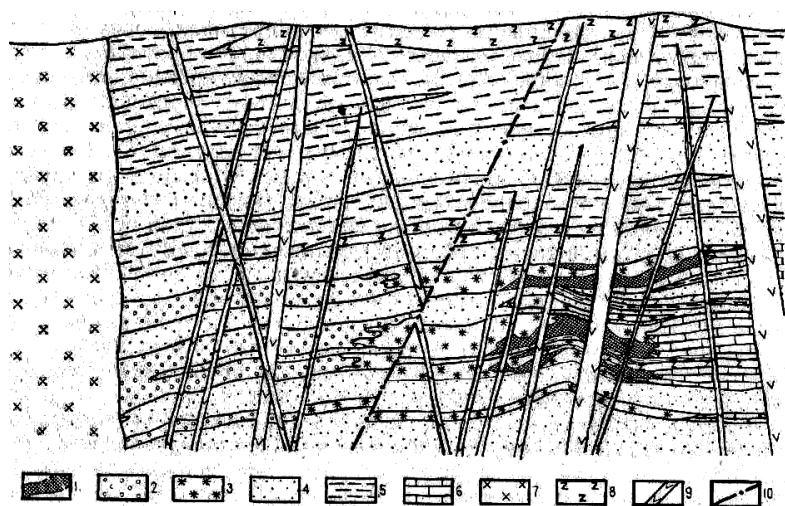


Рис. 4.27. Геологический разрез месторождения Саяк IV (по Г.П. Бурдукову): 1 – золото-мышьяково-кобальтовые руды; 2 – гранатовые скарны; 3 – актинолитрвые и кварц-кальцит-хлоритовые метасоматиты; 4 – полимиктовые песчаники; 5 – туфоалевролиты; 6 – известняки; 7 – гранитоиды; 8 – диоритовые порфириты; 9 – дайки среднего и основного состава; 10 – разрывные нарушения

Рудное поле сложено туфогенно-осадочными породами карбонатной и перекрывающей ее туфоалевролит-песчаниковой толщ тастыкудукской свиты. Карбонатная толща представлена двумя горизонтами известняков, разделенных пачкой переслаивающихся туфоалевролитов и песчаников. Широко проявлены субпластовые, реже секущие субвулканические тела плагиоклазовых и роговообманковых диоритовых порфиритов.

Сравнительно простая складчатая структура рудного поля осложнена интенсивно проявленными разрывными нарушениями северо-восточного, северо-западного, субмеридионального и широтного направлений, а также дайками диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров.

В контактовом ореоле гранитоидной интрузии известняки карбонатной толщи нацело скарнированы с образованием двух пластовых слепых залежей гранатовых скарнов. Верхняя залежь имеет мощность 15-25 м, нижняя – 35-50 м. По мере удаления от интрузивного контакта гранатовые скарны замещаются вначале актинолитовыми, а затем кальцит-хлоритовыми, калишпат-кальцит-хлоритовыми, кварц-кальцит-хлоритовыми апоскарнами с широким проявлением эпидотизации и аксинитизации как самих скарнов, так и вмещающих их песчаников и туфоалевролитов. К переходной зоне апоскарнов с известняками и приурочивается золото-кобальтовое оруденение, представленное золото-герсдорфит-арсенопирит-кобальтиновой ассоциацией.

Рудные тела имеют ленто- и линзообразную форму со сложным внутренним строением. Наиболее крупным является рудное тело, залегающее в почве верхнего карбонатного горизонта. Оно протягивается с востока на запад через все рудное поле, утончаясь и местами выклиниваясь в центральной части месторождения. Мощность рудного тела и содержание золота варьируют в широком диапазоне.

Рудная минерализация представлена самой высокотемпературной и ранней среди сульфидов золото-герсдорфит-

арсенопирит-кобальтиновой ассоциацией, среди которой наиболее развиты кобальтсодержащий арсенопирит, глаукоdot, данаит, герсдорфит, пирит, пирротин и самородное золото, менее распространены смальтин, линнеит, сафлорит, кобальтин, зигенит, полидимит, никелин, ульманнит, леллингит и минералы изоморфного ряда кобальтин-герсдорфит с переменным содержанием кобальта и никеля и почти одинаковой концентрацией (18-22 %) железа.

Основными минералами-концентраторами золота являются кобальтоносный арсенопирит и глаукоdot, в которых содержание этого элемента колеблется в широких пределах.

Золотое оруденение сопровождается богатой кобальтовой, мышьяковой и широко проявленной борной минерализацией, местами приобретающей самостоятельное значение. Содержание кобальта в золото-кобальтовых рудах изменяется от сотых долей до 1,2 %, в среднем составляя 0,12-0,2 %. Характерные элементы-примеси золото-мышьяково-кобальтовых руд – серебро, висмут, теллур, селен.

4.3.7 Месторождения золото-серебряной формации

Месторождения золото-серебряной формации представлены золоторудными и золото-серебряными объектами, преимущественно жильного типа, приуроченными к области широкого развития позднепалеозойских вулканитов Северного Прибалхашья и Южной Жонгарии. По тесной связи руд с вулканогенными образованиями они сходны с близповерхностными месторождениями Дальнего Востока, Забайкалья, Тихоокеанского побережья Америки, Трансильвании и других областей, где данная формация имеет промышленное значение.

Казахстанские месторождения золото-серебряной формации приурочены к верхнепалеозойским кольцевым вулканотектоническим структурам. В их расположении ведущая роль принадлежит зонам глубинных разломов (Даулетбайский, Калмак-Емельский и др.), в значительной степени скрытых

под вулканическими сооружениями верхнего палеозоя. В гравитационном поле эти разломы отчетливо выражены региональными зонами градиента поля силы тяжести и, вероятно, обособляют отдельные блоки среднепалеозойского фундамента с различным геологическим строением. Зоны разломов представлены серией субпараллельно ориентированных разрывных нарушений, по которым внедрены дайки и субвулканические тела.

В *Таскоринском рудном районе* (Северное Прибалхашье, Восточный Казахстан) золото-адуляр-кварцевое оруденение размещается среди отложений порфировой группы формаций, включающей андезит-дацитовую (калмакемельскую), дацит-липаритовую (керегетасскую) и гранит-порфир-липаритовую (колдарскую) формации. Особенностью магматизма района является широкое проявление эксплозивных брекчий, субвулканических интрузий сиенит-диоритовых порфиритов и эссексит-диабазов, отвечающих по времени формирования верхам керегетасской свиты.

По данным А.М. Гребенчикова и В.Н. Сорокина, золотое оруденение в пределах *Таскоринского* месторождения сформировалось в три стадии: 1) адуляр-кварцевую; 2) барит-сфалерит-кварцевую; 3) молибденит-кварцевую. Для руд адуляр-кварцевой стадии характерны брекчиевое строение жил с полосчатыми, колломорфными и крустификационными текстурами минеральных агрегатов, а также адуляр-кварцевые прожилки с преобладающей гребенчатой текстурой. Барит-сфалерит-кварцевый комплекс сложен мелко-среднезернистым шестоватым кварцем и представлен серией пересекающихся убого- и умеренно-сульфидных прожилков, часто образующих линейные штокверковые зоны. Заключительная золото-сфалерит-халькопирит-молибденит-кварцевая стадия представлена серией жил и прожилков тонкозернистого кварца, содержащего значительное количество колломорфного «сажистого» молибденита (*рис.4.28*).

Руды месторождения на контакте с дайками кварцевых диоритовых порфиров испытывают слабый метаморфизм, выраженный перекристаллизацией и изменением термолуменесцентных свойств кварца, появлением высокопробного метаморфогенного золота и т.п.

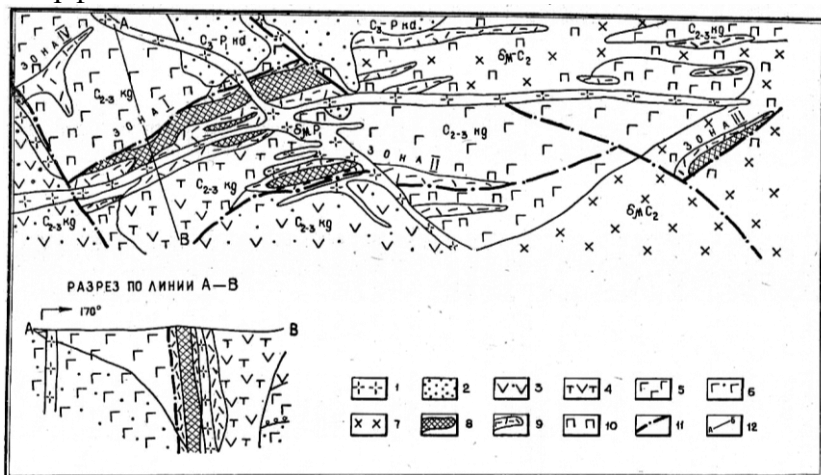


Рис. 4.28. Схематическая геологическая карта месторождения Таскора (по А.Б. Диарову): 1 - кварцевые диоритовые порфиры раннепермского интрузивного комплекса ($\delta\mu P_1$); 2 - туфоконгломераты, туфопесчаники колдарской свиты (C_3-P_1kd). *Керегетасская свита* ($C_{2-3}kg$); 3 - туфы трахилипаритового состава; 4 - взрывные брекчии; 5 - андезито-базальтовые порфиры (в основании базальные конгломераты). *Калмакельская свита* (C_2kl): 6 - туфы андезито-дацитового состава; 7 - субвулканические диоритовые порфиры; 8 - гидротермально-метасоматические породы адуляр-кварцевого состава с самородным золотом; 9 - окварцованные породы; 10 - пропилитизированные породы; 11 - разрывные нарушения; 12 - линия разреза

В размещении минеральных комплексов месторождения (жильная зона 1) отмечается зональность. Слабо золотоносный сфалерит-халькопирит-молибденит-кварцевый комплекс, развитый на выклинивании жильной зоны на поверхности, с глубиной сменяется более ранними и продуктивными адуляр-

кварцевым и барит-сфалерит-кварцевым. Этой минеральной зональности, по данным А.Б. Диарова и А.А. Шиганова, соответствует геохимическая зональность, выраженная развитием в надрудной части гидротермальной системы ореолов Мо и As, в рудной – Ag, Au, Bi, Pb, Zn, K, а в подрудной – Cu и V.

На месторождении *Таскора* золото образует тонкую, обычно микроскопическую вкрапленность в нерудных минералах и сульфидах, тяготея к микротрещинкам. Реже наблюдаются знаки самородного золота от сотых долей до первых миллиметров. Форма выделений золота пластинчатая, звездчатая, проволочкообразная, комковидная, дендритовидная. Встречаются также кристаллы октаэдрического габитуса. Пробность его значительно варьирует в различных стадиях минералообразования. Средняя пробность золота адуляр-кварцевого комплекса – 783 ‰, барит-сфалерит-кварцевого – 804 ‰ и позднего сфалерит-халькопирит-молибденит-кварцевого – 752 ‰. Среднее из 589 определений, произведенных А. М. Гребенчиковым, равна 770 ‰. На гистограмме распределения пробности руд наиболее распространена проба золота 700-850 ‰. В отличие от других месторождений золото-серебряной формации, проявления Таскоринского района характеризуются относительно низкими (до 0,4-0,8) и постоянными Ag/Au отношениями.

4.3.8. Модель зоны окисления колчеданных месторождений (по Ю.С. Парилкову)

На полиметаллических месторождениях особенно с жильково-вкрапленным оруденением четкие зоны окисления и вторичного обогащения образуются сравнительно редко. Наибольший интерес привлекают колчеданные рудные объекты, где зона гипергенеза хорошо проработана, несет значительные запасы и высокие концентрации благородных металлов даже в тех случаях, когда развиваются по непромышленным сплошным колчеданным рудам. Примеры подобных слу-

чаев описаны на месторождениях Урала, Центрального Казахстана, Рудного Алтая, Забайкалья и других регионов [26, 33 и др.].

Зона окисления колчеданного месторождения Майкаин является классической, хорошо проработанной и хорошо изученной [157, 158]. Это позволяет рассматривать ее в качестве эталонного рудного объекта (модели), которую можно использовать как для оценки золотоносности залегающих на глубине колчеданных руд, так и прогнозной оценки золотоносности самих зон окисления. При ее разработке комбинатом «Майкаинзолото» было выполнено более 100000 пробирных анализов. Из них сделана выборка объемом около 5000 анализов на Au и Ag проб, которым даны четкая привязка и геологическое описание. Обработка материала позволила получить распределение благородных металлов в вертикальном разрезе зоны окисления (Парилов, 1970).

Рассмотрим имеющийся материал на примере месторождения Майкаин С. В целом зона окисления его имеет зональное строение, которое выражается в смене (снизу вверх) первичных колчеданных руд, зоной вторичного сульфидного обогащения и зоной окисления.

Главное рудное тело месторождения Майкаин С расположено на пересечении двух тектонических зон среди вторичных кварцитов и кварц-серицитовых сланцев. Его центральная часть сложена сплошными колчеданными рудами, состоящими на 60-80 % из пирита. По периферии рудного тела развиты прожилково-вкрапленные кварц-барит-пиритовые руды. Среди сульфидных минералов, кроме пирита, встречаются халькопирит, галенит, борнит, марказит арсенопирит. Зона вторичного сульфидного обогащения выражена отчетливо новообразованиями халькозина, сажистого ковеллина, аргентита и самородного золота среди дезинтегрированных первичных руд. Мощность ее около 60 м, хотя отдельные включения вто-

ричных минералов устанавливаются на глубине до 200 м от поверхности. Наиболее значительные скопления гипергенных сульфидов (до 10 %) характерны для самого верхнего маломощного горизонта колчеданных руд.

Разрез зоны окисления приведен на рис. 4.29. На разрушенных первичных рудах залегает горизонт колчеданной сыпучки (на глубинах 64,0-67,5 м), представляющий частично окисленный пирит с подчиненными количествами барита, кварца, обломков кварцита и яшм; мощность его 0,5-1,5 м. На нем располагается прерывистый горизонт, обогащенный сажистым ковеллином. Он распространен преимущественно на глубинах 62-64 м. В ассоциации с ковеллином присутствует аргентит.

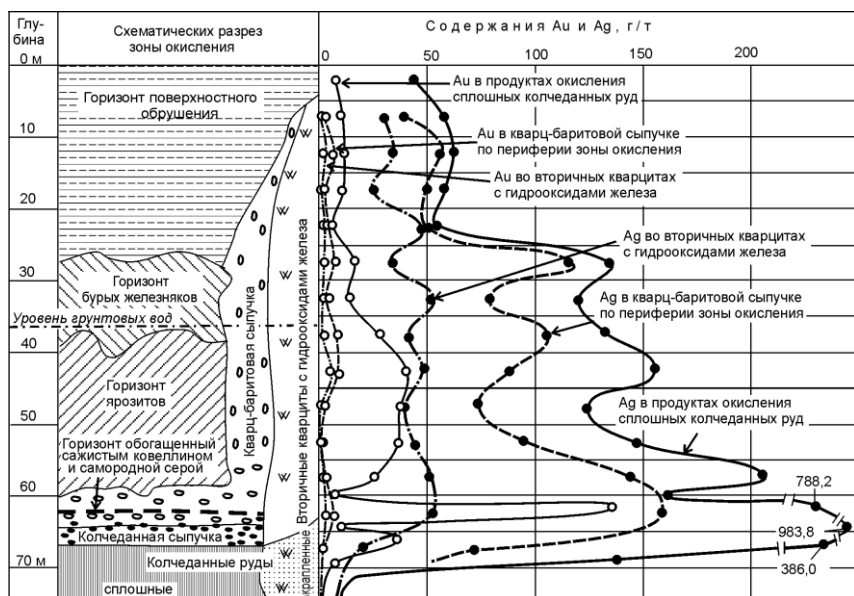


Рис. 4.29. Вертикальный разрез зоны окисления месторождения Майкаин С и распределение золота и серебра в ее образованиях (по Ю.С. Парилкову, 1970)

В пределах глубин 60-64 м находится горизонт, обогащенный самородной серой, мощностью от десятков сантиметров до нескольких метров. Сера цементирует кварц-баритовую сыпучку и образует тонкие мономинеральные линзовидные скопления. В ее пустотах и в трещинках развиты самородное золото, аргентит, галогениды Ag. Выше, на глубинах 57-64 м располагается горизонт (1-10 м) кварц-баритовой сыпучки. В нижней части он обогащен самородной серой, ковеллином и аргентитом, в верхней – развит ярозит. По периферии зоны окисления, в местах распространения первичных прожилково-вкрапленных кварц-барит-пиритовых руд, кварц-баритовая сыпучка и дезинтегрированные кварциты с гидроокислами железа развиты на всю мощность зоны окисления.

Вверх, до современного уровня грунтовых вод (до глубины 37-60 м от поверхности), залегает мощный горизонт ярозита (натроярозиты). В нижней части ярозит представлен плотными массами пористого строения с обломками барита и кварца. На глубинах 45-50 м в них начинают появляться конкреционные обособления мономинерального ярозита (результат переотложения). Среди ярозитов появляется гидрогематит, который на глубине 37-40 мм начинает преобладать. Для всего ярозитового горизонта характерна тесная ассоциация гипергенного кристаллического золота и галогенидов серебра. В интервале глубин 37-25 м расположен горизонт бурых железняков, представленный гидрогематитом и гидрогетитом. Этими минералами сложены плотные, ячеистые и конкреционные скопления и глыбы, заключенные в рыхлый цемент из землистых гидроокислов железа в смеси с кварцем и баритом. Гипергенное золото и эмболит в виде тончайших корочек, часто в ассоциации с гипергенным баритом, распространены на сферолитовых образованиях бурого железняка.

Верхняя часть зоны окисления до глубины 25 м от поверхности, представлена горизонтом поверхностного обрушения. Он состоит из конкреций и обломков бурого железняка, обломков барита, кварцита и кремнисто-глинистого сланца, которые заключены в рыхлый материал, представленный гидроокислами железа, глинистыми минералами и тонкозернистыми минералами группы кремнезема. Видимое гипергенное золото не установлено, а редко встречающиеся минералы Ag представлены йодистым эмболитом и йодаргиритом.

Таково несколько идеализированное строение зоны окисления месторождения колчеданного типа, развитой на *Майкаине*. Исследователи указывали на ее продолжительное формирование в сухих климатических условиях при относительно устойчивом рельефе и слабой денудации. Все это способствовало ее хорошей проработанности, отчетливо выраженной зональности и сохранности.

Таблица 4.5. Распределение Ag, Au и других элементов в колчеданных рудах месторождения Майкаин С (по Ю.С. Парилкову, 1970)

Элементы	Сплошные колчеданные руды			Вкрапленные колчеданные руды		
	X	S	v	X	S	v
Ag, г/т	7,61	4,31	0,57	7,8	3,98	0,51
Au, г/т	0,79	0,60	0,75	0,76	0,60	0,79
Cu, %	0,43	0,28	0,65	0,23	0,17	0,74
Pb, %	0,09	0,1	1,12	0,42	0,45	1,07
Zn, %	0,27	0,24	0,89	0,77	0,68	0,89
BaSO ₄ , %	4,41	5,22	1,18	2,57	2,62	1,02
S сульф., %	36,2	6,90	0,19	13,8	7,81	0,57
Ag/Au	9,65	n = 65, r = 0,53		10,87	n = 48, r = 0,46	
Уравнение регрессии	Au = 0,07Ag + 0,23			Au = 0,06Ag + 0,38		

Примечания: X—средние содержания; S—стандартные отклонения; v—коэффициент вариации; n—число анализов; r—коэффициент парной корреляции Ag-Au.

Первичные колчеданные руды как сплошные, так и вкрапленные во вторичных кварцитах, характеризуются близкими параметрами распределения Ag, Au, Cu, Pb, Zn и BaSO₄ (табл. 4.5). В отношении всех этих элементов руды не имеют промышленной ценности. Концентрации Ag в сплошных колчеданных рудах изменяются от 1,2 до 18,9 г/т, в среднем 7,6 г/т; во вкрапленных – 1,5-21,1 г/т, среднее 7,9 г/т; распределение его сравнительно равномерное – коэффициент вариации $v = 0,51-0,57$, аппроксимируется нормальным законом. Средние содержания Au в обоих типах руд – в сплошных и прожилково-вкрапленных, близкие – 0,79 и 0,76 г/т при колебаниях от 0,2 до 2 г/т; распределение его равномерное – величины $v = 0,76-0,79$.

В обоих типах руды Ag и Au находятся в прямолинейных зависимостях друг от друга, хотя коэффициенты парной корреляции не высокие и составляли 0,53 и 0,46 соответственно для сплошных и вкрапленных руд. Видимое самородное Au встречается редко, имеет пробу 700-750 ‰ и концентрирует в себе только незначительную часть Ag; основная часть обоих металлов находится в сульфидах в невидимой форме.

Распределение Ag и Au в образованиях зоны окисления подчиняется логнормальному закону. Исключение составляет Au в конкреционных мономинеральных ярозитах, где оно имеет сложную полимодальную зависимость. Поэтому для сравнения относительных изменений концентрации металлов использована величина дисперсии логарифма их содержаний – S^2_{\ln} (табл. 4.6).

Все продукты зоны окисления имеют более высокие концентрации Ag и Au по сравнению с исходными колчеданными рудами. Ее нижние горизонты (см. рис. 4.29), для которых характерно распространение вторичных и первичных сульфидов, более резко обогащены Ag по сравнению с Au.

Таблица 4.6. Распределение Ag и Au в вертикальном разрезе зоны окисления месторождения Майкаин С (по Ю.С. Париллову, 1970)

Образования зоны окисления	n	Серебро, г/т				Золото, г/т				Ag/ Au
		x	X	S ² _{in}	К об.	x	X	S ² _{in}	К об.	
Продукты окисления над сплошными колчеданными рудами										
Горизонт поверхностного обрушения	394	12-174	53,5	0,76	7,0	0,4-27	8,1	0,66	10,1	6,6
Бурые железняки	372	10-437	115,1	0,56	15,1	4,8-34	15,9	0,64	19,9	7,2
Ярозиты в виде конcretionных выделений	96	43-408	130,0	0,45	17,1	0,4-18,6	9,1	1,00	11,4	14,5
Ярозитовые массы зернистого строения	228	16,2-461	159,0	0,67	20,8	10,0-260,0	49,6	0,92	62,1	3,2
Кварц-баритовая сыпучка с ярозитом	316	58-908	269,6	0,37	85,4	2,6-93	25,3	0,28	31,6	10,6
Кварц-баритовая сыпучка	271	42-396	157,3	0,45	20,7	0,8-22	5,2	0,95	6,5	30,1
Кварц-баритовая сыпучка с самородной серой	282	161-29060	1234,4	0,88	163,2	42-759,2	155,5	0,57	194,2	8,0
Горизонт, обогащенный самородной серой	380	105-7736	788,2	0,64	104,0	30-1847	131,2	0,66	164,0	6,0
Горизонт, обогащенный сажистым ковеллином	313	318-127700	983,8	0,48	129,0	2,4-43,0	11,7	1,18	14,7	83,7
Кварц-баритовая сыпучка с сульфидами железа	105	94-866	392,4	0,31	43,6	5,0-190,0	85,7	0,80	44,6	9,3
Колчеданная сыпучка	352	91-3200	386,3	0,52	50,8	6,0-187,0	83,3	0,54	41,7	11,6
Первичные колчеданы с гипергенными сульфидами	329	7-487	137,9	0,72	18,1	1,0-19,8	8,5	1,77	10,6	16,2
Продукты окисления над прожилково-вкрапленными колчеданными рудами (по периферии зоны окисления)										
Дезинтегрированные кварциты с гидроокислами железа	442	7-189	45,7	0,51	5,8	0,2-12,4	2,3	0,42	3,0	20,3
Кварц-баритовая сыпучка	240	14-397	77,2	0,6	9,7	0,4-14	4,6	0,52	6,0	16,7

Обозначения: n—число анализов; x—пределы содержаний;

X – среднее арифметическое содержание; S^2_{ln} – логарифмическая дисперсия; Коб. – коэффициент обогащения относительно колчеданных руд; Ag/Au – отношение средних содержаний металлов.

В направлении от первичных колчеданных руд с вторичными сульфидами к колчеданной сыпучке и к горизонту, обогащенному сажистым ковеллином средние содержания Ag увеличиваются от 137,9 до 983,8 г/т, достигая в отдельных пробах чистого ковеллина 127,7 кг/т (12,77 %). Величина Коб. соответственно изменяется от 18,1 до 129. Концентрации Au наиболее значительны в колчеданной сыпучке – в среднем около 34 г/т (Коб. = 42); в двух других горизонтах – 8,5 и 11,7 г/т. Непропорциональные изменения этих металлов при переходе от горизонта к горизонту и преобладающее накопление Ag обусловили значительные колебания и большие величины отношения Ag/Au – от 11,6 до 93,7. Распределение Ag в этих образованиях более равномерное ($S^2_{ln} = 0,31-0,72$) чем Au ($S^2_{ln} = 0,54-1,77$). В целом на указанные гипергенные образования приходится около 7 % мощности разреза зоны окисления, однако в них сосредоточено 25 % Ag и 10 % Au от их общего количества. Видимое золото в них встречается крайне редко, а из минералов Ag широким распространением пользуется аргентит.

Выше залегающий обогащенный самородной серой горизонт имеет самые высокие концентрации благородных металлов. При этом наиболее богата их верхняя часть, представленная кварц-баритовой сыпучкой с примесью самородной серы. Она содержит в среднем Ag – 1234,4 г/т (Коб. = 163,2) и Au – 155,5 г/т (Коб. = 194,2). Величина Ag/Au низкая – 6-8. Относительные изменения концентраций обоих металлов (S^2_{ln}) составляют 0,57-0,88. Принимая весьма небольшое участие в вертикальном разрезе – около 3 %, богатые серой образования несут 10 % Ag и 10 % Au от их общего количества в зоне окисления. Для них харак-

терно широкое развитие агрегативного, реже кристаллического самородного золота с размерами зерен 0,1-1 мм и более. Из минералов Ag широко распространен аргентит, который образует тонкие корки на самородном золоте. Реже встречаются йодобромный кераргирит и йодистый эмболит в виде октаэдрических кристаллов и дендритовидных сростаний, часто в ассоциации с тонкодисперсным золотом.

Чистая кварц-баритовая сыпучка несет невысокие концентрации Ag – в среднем 157,3 г/т (Коб. = 20,7), и Au – 5,2 г/т (Коб. = 6,5). Серебро в них распределено более равномерно по сравнению с другими образованиями зоны окисления ($S^2_{in} = 0,45$), тогда как содержания Au дают большие отклонения от среднего значения ($S^2_{in} = 0,95$). Составляя около 6 % разреза зоны окисления, кварц-баритовая сыпучка включает 1 % Ag и 1 % Au.

Горизонт ярозитов в целом более обогащен Au по сравнению с Ag. Наибольшее накопление Au происходит в зернистых ярозитовых массах – среднее содержание 49,6 г/т (Коб. = 62,1), при относительно невысоких концентрациях Ag – в среднем 158 г/т (Коб. = 20,8). Это обусловило самое низкое отношение Ag/Au по сравнению с другими продуктами зоны окисления – 3,2. Конкреционные мономинеральные ярозиты имеют примерно такие же содержания Ag – в среднем 130 г/т (Коб. = 17,1) при резко пониженном содержании Au – 9,1 г/т (Коб. = 11,4). В целом горизонт ярозитов по всему вертикальному разрезу характеризуется относительно стабильным содержанием Au. Весь ярозитовый горизонт занимает около 30 % разреза зоны окисления и несет 30 % Ag и 47 % Au. Самородное золото, которое часто встречается в ярозитах, обычно лишено примесей. В порах и кавернах зернистых ярозитов оно присутствует в виде пленок, губчатых выделений и мельчайших золотинок. В виде октаэдрических и сдвойникованных кристаллических агрегатов с губчатой оболочкой самородное золото выделяется по периферии сферолитовых скоплений ярозита. Эм-

болит распространен в пустотах и порах ярозита, цементирует кварц, барит и аргентит в сыпучке.

Верхняя часть зоны окисления сравнительно бедна благородными металлами. В бурых железняках их средние содержания (Ag – 115,1 г/т; Au – 15,9 г/т) выше в два раза по сравнению с горизонтом поверхностного обрушения (Ag – 58,5 г/т; Au – 8,1 г/т). Соотношения металлов и их распределение в обоих случаях близкие – величины Ag/Au соответственно равных 7,2 и 6,6; S^2_{ln} – 0,46-0,66. Эти два горизонта занимают 55 % разреза зоны окисления и заключают 27 % Ag и 31 % Au. Видимое золото установлено только в бурых железняках в виде пленок. Галогениды Ag представлены эмболитом, а в образованиях поверхностного обрушения – йодистым эмболитом и йодаргиритом (Чухров, 1950).

В целом гипергенные продукты над сплошными колчеданными рудами имеют следующие средние значения коэффициентов обогащения: Ag – 15,2, Au – 23,8. Концентрации Ag постепенно возрастают от поверхности до горизонтов, обогащенных серой и сажистым ковеллином, а затем резко уменьшаются к первичным рудам. Для Au наблюдается три максимума: в горизонтах ярозита, самородной серы и в колчеданной сыпучки. Средняя величина Ag/Au = 8,9 (для исходных руд – 9,69 (см. табл. 4.5 и 4.6).

Продукты окисления над вкрапленными колчеданными рудами имеют сравнительно низкие концентрации Ag и Au. В кварц-баритовой сыпучке их содержания примерно в два раза выше (Ag – 77,2 г/т; Au – 4,4 г/т) по сравнению с дезинтегрированными кварцитами с гидроокислами железа (Ag – 46,7 г/т; Au – 2,3 г/т). Величины отношений Ag/Au соответственно 16,7 и 20,3. Характер распределения металлов в вертикальном разрезе определяется его концентрациями в прилегающих продуктах окисления над сплошными колчеданными рудами.

В среднем для всей зоны окисления обогащение Ag и Au примерно одинаковое – Коб. соответственно составляют

10,2 и 10,8. Величина отношения Ag/Au довольно близкая к исходным сплошным колчеданным рудам – 9,5. Эти данные показывают, что гипергенными процессами был переработан весьма большой объем колчеданных руд, более чем в 10 раз превышающий современные размеры зоны окисления. Тем не менее, оба элемента практически полностью сконцентрированы в гипергенных продуктах. За их пределы вынесена только незначительная часть Ag.

Неравномерность распределения Ag и Au в пространстве обусловила отсутствие прямолинейных связей между ними. Метод графической корреляции структуры двумерного распределения позволил установить сложные связи между Ag и Au, аппроксимирующиеся параболой второго порядка (*рис. 4.30*).

Как отмечал В.Ф. Чухров, формирование зоны окисления месторождения Майкаин проходило в два основных этапа, обусловленных сменой уровня грунтовых вод. В каждом из них Ag и Au накапливались при различных соотношениях, связи между ними были либо положительными, либо отрицательными, но близкими к прямолинейным. В суммарном поле корреляции эти зависимости соответствуют ветвям парабол.

Таким образом, рудные тела, сложенные на 80 % пиритом с незначительными содержаниями цветных и благородных металлов, при переработке в зоне окисления, с одной стороны облагораживаются – приобретают промышленные содержания Au и Ag за счет вторичного сульфидного обогащения верхних горизонтов, с другой – приводят к формированию мощных зон окисления с весьма высокими концентрациями Ag и Au, имеющие практическую значимость. При этом максимальные концентрации Ag и Au присущи глубоким горизонтам, тогда как поверхностные выходы железных шляп имеют низкие содержания. Это следует учитывать при оценке и постановке поисковых работ на новых зонах окисления колчеданных месторождений.

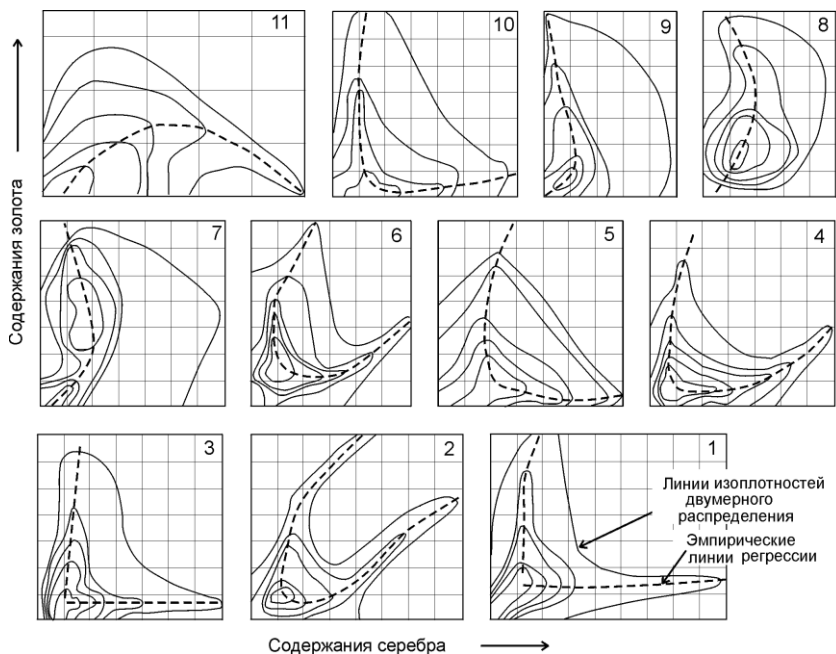


Рис. 4.30. Корреляционные зависимости между содержаниями Ag и Au в образованиях зоны окисления месторождения Майкаин С (по Ю.С. Парилу, 1970): 1 – первичные колчеданные руды с гипергенными сульфидами; 2 – колчеданная сыпучка; 3 – горизонт, обогащенный сажистым ковеллином; 4 – горизонт, обогащенный самородной серой; 5 – горизонт кварц-баритовой сыпучки; 6 – зернистые ярозитовые массы; 7 – конкреционные ярозитовые образования; 8 – бурые железняки; 9 – горизонт поверхностного обрушения; 10 – кварц-баритовая сыпучка по периферии зоны окисления; 11 – вторичные кварциты с гидроокислами железа по периферии зоны окисления

Формированию и сохранности мощных и хорошо проработанных зон окисления возможно при соблюдении целого ряда условий: длительный период денудации и выветривания пород при медленном подъеме территории и надстройке рельефа; ландшафтно-климатические обстановки в денудацион-

ный период – равнинные условия и влажный климат; физико-химическая среда – наличие пирита, приводящего в процессе окисления к образованию серной кислоты, которая способствовала глубокой переработке сульфидных руд; отсутствие карбонатных рудовмещающих пород, которые бы быстро нейтрализовали возникающие при окислении кислотные растворы; и т.д. Многие из общих параметров рассмотрены в [157, 158 и др.].

Кратко рассмотрим только ландшафтно-климатические и другие обстановки, которые приводили к образованию зон окисления в степной части Центрального Казахстана. Согласно представлению ряда исследователей, при медленном подъеме территории и надстройке рельефа потребуется 40-80 млн лет, чтобы денудировать 1,5-2,5 км пород [18]. Эти величины кажутся вполне реальными для условий образования зоны окисления и вторичного обогащения *Майкаина*, в которой сконцентрированы Au и Ag почти 1,0 км вертикального столба сплошных колчеданных руд. Кроме того, были денудированы еще перекрывающие рудные тела породы, составляющие мощность порядка 0,5-1,0 км.

Наиболее благоприятные условия для денудации и формирования зон окисления существовали в ранней юре (геттангский, синемюрский, плинсбахский века) с ее постоянно влажным субтропическим климатом. Следующая крупная эпоха корообразования относится к меловому периоду. Время с конца юры и до начала раннего мела отличалось аридным климатом, однако начиная с барремского века на большей части Казахстана устанавливается переменнo-влажный климат, типичный для тропической и субтропической зон. В меловой период сформировались две эпохи интенсивного корообразования - альб-сеноманская и сеноман-туронская. Несмотря на развитие морской трансгрессии, охватившей значительные территории Западного Казахстана, Северный Казахстан в сеноман-туронскую эпоху представлял возвышенный участок суши, в пределах которого активное химическое выветрива-

ние и образование зон окисления. Поздний мел-ранний палеоген явился для Казахстана последним крупным периодом гумидного корообразования [93 и др.]. К этому времени трансгрессия моря захватила обширную часть Западного Казахстана, и основной областью корообразования стал Центральный Казахстан с его жарким влажным климатом. В геоморфологическом отношении он представляет собой низкие горы или возвышенное плато. В последующие этапы, начиная со второй половины эоцена, в Казахстане произошла резкая аридизация климата, что привело к затуханию процессов химического выветривания.

Характерные черты модели, приводящей к образованию богатой благородными металлами зоны окисления и обогащению исходных непромышленных сплошных колчеданных руд в результате вторичного сульфидного обогащения, сводятся к следующему.

1. Ландшафтные условия и сохранность продуктов зоны окисления. В геоморфологическом отношении начиная примерно с юры территория Центрального Казахстана представляла собой низкие горы или возвышенное плато. Денудация и корообразование происходили при медленном подъеме территории и надстройке рельефа. Сохранности формируемых гипергенных продуктов способствовало то, что его территория представляла возвышенный участок и не была захвачена трансгрессией моря, охватившей обширные площади Северного и Западного Казахстана.

2. Длительность процесса формирования и вертикальный размах денудации. Потребовалось 40-80 млн. лет, чтобы денудировать 1,5-2,5 км пород (1,0 км вертикального столба сплошных колчеданных руд и 0,5-1,0 км перекрывающие рудные тела породы).

3. Эпохи и климатические условия корообразования. Наиболее благоприятные условия для денудации и формирования зон окисления существовали в ранней юре (геттангский, синемюрский, плинсбахский века) с ее влажным субтропиче-

ским климатом. В меловой период, начиная с барремского века установился переменнно-влажный климат, типичный для тропической и субтропической зон. Поздний мел-ранний палеоген явился последним периодом гумидного корообразования. Со второй половины эоцена произошла аридизация климата, что привело к затуханию процессов химического выветривания.

4. Вертикальная зональность зоны окисления и распределение Au и Ag в ее разрезе (табл. 4.7).

Таблица 4.7. Вертикальная зональность зоны окисления месторождения Майкаин

Образования зоны окисления и первичных руд; глубины распространения	Серебро, г/т		Золото, г/т		Ag/Au
	х	X	х	X	
Горизонт поверхностного обрушения; 0-25 м	12-174	53,5	0,4-27	8,1	6,6
Бурые железняки; 25-37 м	10-437	115,1	4,8-34	15,9	7,2
Ярозиты в виде конкреционных выделений; 35-45 м	43-408	130,0	0,4-18,6	9,1	14,5
Ярозитовые массы зернистого строения; 45-57 м	16,2-461	159,0	10,0-260	49,6	3,2
Кварц-баритовая сыпучка с ярозитом; 57-60 м	58-908	269,6	2,6-93	25,3	10,6
Кварц-баритовая сыпучка; 60-62 м	42-396	157,3	0,8-22	5,2	30,1
Кварц-баритовая сыпучка с самородной серой; 60-62 м	161-29060	1234,4	42-759,2	155,5	8,0
Горизонт, обогащенный самородной серой; 60-62 м	105-7736	788,2	30-1847	131,2	6,0
Горизонт, обогащенный сажистым ковеллином; 62-64 м	318-127700	983,8	2,4-43,0	11,7	83,7
Колчеданная сыпучка; 64-67,5 м	91-3200	386,3	6,0-187,0	83,3	11,6
Сплошные колчеданные руды в пределах зоны вторичного сульфидного обогащения; до 200 м	7-487	137,9	1,0-19,8	8,5	16,2
Исходные сплошные колчеданные руды		7,61		0,79	9,65
Вкрапленные колчеданные руды		7,80		0,76	10,87

Примечание: х – пределы содержаний, X – среднее значение.

В среднем для всей зоны окисления обогащение Ag и Au примерно одинаковое – Коб. соответственно составляют 10,2 и 10,8. Величина отношения Ag/Au довольно близкая к исходным сплошным колчеданным рудам – соответственно 9,5 и 9,65. Эти данные показывают, что гипергенными процессами был переработан весьма большой объем колчеданных руд, более чем в 10 раз превышающий современные размеры зоны окисления. Тем не менее, оба элемента практически полностью сконцентрированы в гипергенных продуктах.

При этом максимальные концентрации Ag и Au присущи глубоким горизонтам, тогда как поверхностные выходы железных шляп имеют низкие содержания. Это следует учитывать при оценке и постановке поисковых работ на новых зонах окисления колчеданных месторождений.

4.3.9. Золотоносные коры выветривания

Казахстан перспективен на выявление известных и нетрадиционных типов месторождений золота в корях выветривания. Золотоносные коры выветривания подразделяются на три класса: 1) промышленные, связанные с сульфидсодержащими рудными массивами вторичных кварцитов; 3) потенциально перспективные бокситоносные, связанные с попутным золотом. Всего на территории Казахстана известно около 250 коровых золоторудных объектов (Степаненко, Абишев, 2000; Рафаилович и др., 2002). месторождениями; 2) перспективные, связанные с

В наиболее обширном первом классе выделяются четыре вида коры: на золото-сульфидных и золото-сульфидно-кварцевых месторождениях; на золото-колчеданно-полиметаллических объектах; на золото-медных месторождениях; коры, развитые по сульфидизированным метасоматитам различного состава и возраста (*табл. 4.8*).

Таблица 4.8. Золотоносные коры выветривания Казахстана
(по М.С. Рафиловичу, 2009)

Тип золотоносных кор выветривания (глубина формирования)	Генетическая группа	Продукты зоны гипергенеза	Практическое значение кор	Примеры месторождений Казахстана	Мировые аналоги
Коры на золото-сульфидных и золото-сульфидно-кварцевых месторождениях (поверхностная)	Элювиальная, карстовая	Латериты, псевдоморфные глины, железные шляпы, карстовые тела, сыпучки	Промышленное	Суздальское, Васильковское, Жерек, Райгородок	Олимпиада, Светлинское (Россия); Карлин (США)
Коры на золото-колчеданно-полиметаллических месторождениях (поверхностная)	То же	То же	То же	Майкаин, Сувенир, Жаналык	Брокен-Хилл (Австралия)
Коры на золото-медных скарновых, колчеданных, порфириновых месторождениях (поверхностная)	То же	То же	То же	Ешкиольмес, Мизек, Коктасжал	Маунт-Морган (Австралия), Бингхем (США)
Коры по сульфидизированным метасоматитам (поверхностная)	То же	То же	Промышленно-перспективное	Элеваторное, Невское	
Коры, связанные с массивами вторичных кварцитов (поверхностная, приповерхностная)	Элювиальная, гидротермально-сульфатарная	Железные шляпы, сыпучки, опалиты, аргиллизиты, вторичные кварциты	То же	Коньрат, Ашиктас	Лепанто (Филиппины), Голдфилд (США)
Золото-бокситоносные коры выветривания (поверхностная, приповерхностная)	Аллювиальная, элювиальная, карстовая	Карстовые брекчи, «мусорные алевролиты», глины, галечники	Потенциально перспективные	Торгайский, Аркалыкский, Цалиноградский районы	Боддингтон, Биг-Белл (Австралия)

Коры первого класса имеют мел-палеогеновый возраст. Они ярко проявлены на месторождениях с крупнообъемной морфологией (минерализованные зоны, метасоматические залежи, кварц-сульфидные штокверки) таких как *Суздальское*, *Васильковское*. Менее выразительно они выглядят на кварцево-жильных объектах с лиственит-березитовым типом гидро-

термальных изменений. Независимо от литологии пород субстрата (сланцы, терригенные и карбонатные породы, интрузивные образования) коры имеют однородное строение: зона дезинтеграции, одна или две промежуточные зоны щебнисто-каолинит-гидролюдистого состава, зона развития глинистых минералов. Экзогенные рудные тела имеют тесную связь с коренным источником, часто с сохранением морфологии последнего, условий его залегания и минералого-геохимической специализации.

По совокупному ресурсу золота (коры выветривания, эндогенные руды) пять месторождений Казахстана относятся к крупным (*Васильковское, Суздальское, Майкаин, Мизек, Варваринское*) 25 – средних (*Райгородок, Джерек, Юбилейное, Туран, Найманжал, Кутюхинское, Кималы, Домбралы, Пустынное, Думан-Шуак* и др.), более 200 – мелких и очень мелких. Некоторые из этих объектов группируются в узлы с крупными и средними ресурсами.

Нетрадиционные источники золотосодержащего сырья – гидротермальные коры выветривания сольфатарного типа и бокситоносные коры выветривания.

При оценке золотого потенциала массивов вторичных кварцитов Северного Прибалхашья важно учитывать комбинированную эндогенно-экзогенную природу вторичных кварцитов и связанного с ними малоглубинного оруденения.

Рекомендуется использовать комплекс прогнозно-поисковых критериев и признаков массивов вторичных кварцитов (Рафаилович, Алексеева и др., 2000а; Рафаилович, 2004), учитывающий: 1) приповерхностные условия их залегания; 2) пространственную приуроченность к бортовым частям вулкано-тектонических структур, вулканическим жерлам, радиальным и кольцевым разломам; 3) генетическую связь вторичных кварцитов с гранодиорит-андезитовой и риолит-гранитовой формациями; 4) концентрическое строение массивов с наличием внутреннего «кварцевого ядра», одной или нескольких промежуточных зон с аргиллизацией и внеш-

ней пропилитовой зоны; 5) проявление в самих массивах вторичных кварцитов и по их обрамлению более поздних гидротермальных изменений (жильно-штокверковое прокварцевание, турмалинизация, серицитизация и др.; 6) парагенезис вторичных кварцитов с порфировыми и эпитермальными рудными объектами; 7) геохимическую специализацию монокварцитов и аргиллизитов на Au, Ag, Cu, Sb, Ba, Hg, Pb, Zn, As, Bi, W.

Особого внимания заслуживают развитые на массивах вторичных кварцитов площадные и линейные тела лимонитизации и каолинизации, железные шляпы, вторичные минералы Fe, Cu, As, Pb, Au (гетит, гидрогетит, малахит, ковеллин, псиломелан, ярозит, скородит, вульфенит, англезит, самородное золото, серебро и медь и др.), высыпки кавернозных монокварцитов и жильного кварца, шлиховое золото, вторичные геохимические ореолы.

Для формирования бокситоносных кор выветривания с промышленным золотом благоприятны следующие литолого-стратиграфические, структурные и минералого-геохимические факторы:

- рудолокализирующие ловушки (грабены, карстовые полости) на стыке карбонатных и алюмосиликатных пород;
- изначальная специализация рудовмещающих и рудоподстилающих толщ на золото, разнообразие питающих источников (золотоносные кварцевые жила и штокверки; проявления сульфидной минерализации в бортовых частях бокситоносных структур;
- обогащенные золотом породы субстрата.

5. МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕРЕБРА

Месторождения золото-серебряной формации представлены золоторудными и золото-серебряными объектами, преимущественно жильного типа, приуроченными к области широкого развития позднепалеозойских вулканитов Северного Прибалхашья и Южной Жонгарии. По тесной связи руд с вулканогенными образованиями они сходны с близповерхностными месторождениями Дальнего Востока, Забайкалья, Тихоокеанского побережья Америки, Трансильвании и других областей, где данная формация имеет промышленное значение.

Казахстанские месторождения золото-серебряной формации приурочены к верхнепалеозойским кольцевым вулканотектоническим структурам. В их расположении ведущая роль принадлежит зонам глубинных разломов (Даулетбайский, Калмак-Емельский и др.), в значительной степени скрытых под вулканическими сооружениями верхнего палеозоя. В гравитационном поле эти разломы отчетливо выражены региональными зонами градиента поля силы тяжести и, вероятно, обособляют отдельные блоки среднепалеозойского фундамента с различным геологическим строением. Зоны разломов представлены серией субпараллельно ориентированных разрывных нарушений, по которым внедрены дайки и субвулканические тела.

Сереброносность *Риддер-Сокольного месторождения* рассмотрена в работах (Вейц и др., 1957; Беспяев, Пронин, 1975; Покровская, 1982; Ганженко, 1999; Парилков, 2006).

Средние содержания серебра во вмещающих породах, г/т: туфы лениногорской свиты – 0,93; кремнистые слои – 1,6; алевролиты и алевропелиты крюковской подсвиты – 1,1, туфы среднего состава ильинской посвиты – 0,3. Содержание серебра в кварцитах – 3,2 г/т, кварц-серицитовых и серицит-карбонатных метасоматитах – 1,8 г/т.

Руды характеризуются следующими содержаниями серебра, г/т: цинково-медно-колчеданные – 13,1 (максимум – 793,0); полиметаллические вкрапленные – 24,4 (2374,6); полиметаллические сплошные – 184,7 (2226,8); барит-свинцово-цинковые – 54,7 (1445,5).

Сереброносны цинково-медно-колчеданные руды, при этом серебро с галенитом, блеклыми рудами, баритом, карбонатами концентрируется в «головах» и средних частях рудных тел; «корни» и фланги им обеднены.

В гидротермально измененных породах, сопровождающих медно-колчеданное оруденение, серебро содержится в $n \cdot 1$ г/т при содержаниях цинка 0,1-0,3 %; свинца и меди 0,01-0,09 %; мышьяка 0,005-0,2 %; селена 10-40 г/т.

В полиметаллических рудах серебро накапливается на верхних горизонтах и в центральных фрагментах рудных залежей. К периферии и с глубиной концентрации серебра снижаются в несколько раз. Участки, богатые серебром, располагаются в залежах с повышенным содержанием блеклых руд, галенита, карбонатов и барита. В ореолах гидротермально измененных пород, обрамляющих полиметаллические руды, содержания серебра 2-7 г/т; цинка и бария 0,2-0,5%; меди, свинца и марганца 0,01-0,3 %; сурьмы, мышьяка, стронция до 100-300 г/т.

Серебром обогащены барит-свинцово-цинковые тела вблизи рудоподводящих разломов и их верхние части, находящиеся под экранирующими слоями алевропелитов. Сереброносность «корневых» кварцевых жил низкая (3-10 г/т). Высокие содержания серебра фиксируются в приконтактных участках и лежат боку куполовидных залежей. В ореоле гидротермально измененных пород, связанном с формированием этих руд, содержание серебра 3-7 г/т; цинка – 0,1-0,4 %; меди, свинца, бария, марганца 0,01-0,2 %.

Минералы-концентраторы серебра – галенит, сфалерит, халькопирит, пирит. Средние содержания серебра в галените из метасоматически измененных пород 110 г/т; из цинково-

медных колчеданных руд – 1060 г/т; полиметаллических руд – 410 г/т; барий-свинцово-цинковых руд – 610 г/т. Содержание серебра в пирите варьирует от 15,6 (цинково-медные колчеданные руды) до 63,4 г/т (барит-свинцово-цинковые руды). В халькопирите барит-свинцово-цинковой стадии среднее и максимальное значения серебра составляют 128,3 и 410 г/т; в сфалерите – 31,0 и 78,0 г/т (Беспаев, Пронин, 1975).

Сереброносность халькопирита, сфалерита и пирита увеличивается от цинково-медно-колчеданных руд к полиметаллическим и барит-свинцово-цинковым.

6. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЛАТИНЫ

Металлы платиновой группы (МПП) в колчеданно-полиметаллических объектах Рудного Алтая известны с прошлого столетия (Платиноносность..., 2001; Рафаилович, 2008 в). Минерализованные породы начальных стадий (гидротермально-осадочной, серно-колчеданной, ранней медно-колчеданной, ранней полиметаллической) отличаются низкими содержаниями платиноидов (первые мг/т и менее). Повышенные же концентрации металлов платиновой группы характерны для завершающего гидротермально-метасоматического этапа (заключительная полиметаллическая фаза, поздние медные и золото-кварц-сульфидные жильные и штокверковые образования): рутений – до 62,0 мг/т; иридий – до 29,0 мг/т; платина – до 200 мг/т; палладий – до 61,8 мг/т.

Формы нахождения МПП – свободные металлы и интерметаллиды, примесь в сульфидах, блеклых рудах, сульфосолях меди, свинца и висмута. В золото-кварц-халькопиритовых жильно-штокверковых телах *Риддер-Сокольного* месторождения обнаружены пластинчатые выделения самородной платины. На *Иртышском* месторождении выявлены дендриты палладистой меди с содержанием палладия 0,32-52,3 %; иридия – 0,15-2,64 %; платины – 0,65-1,5 %; осмия – до 0,21 %; рутения – 0,01-0,08 % (микроанализатор «Самебах», аналитик О.Н. Майорова).

МПП накапливаются в медных и свинцовых концентрациях, где содержания платиноидов в несколько раз выше относительно первичных руд, а также в рафинированной меди и черном свинце.

Ресурс платиноидов в колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая соответствует среднему-крупному месторождению.

Мантийно-коровая модель формирования золото-платиноидно-редкометаллических месторождений в черносланцевых толщах описана выше в *разделе 1.6.1.*

6.1. Перспективы поисков платинометалльных месторождений

Установленная геохимическая специализация сидерофильных МПГ в хромитовых рудах связана с особенностями формирования Кемпирсайского автохтонного плутона и сидерофильными свойствами осмия, иридия и рутения [25]. Поэтому сидерофильные МПГ в хромитовых рудах выделены как ряд тугоплавких сидерофильных элементов Cr-Os-Jr-Ru и содержание этих платиноидов находится в прямой пропорциональной зависимости от содержания Cr_2O_3 в рудах. Среднее содержание сидерофильных МПГ в хромитовых рудах 0,7-0,8 г/т. При разведанных запасах хромитовых руд по месторождениям Главного рудного пояса в 427 тыс. т прогнозное количество платиноидов составит в них порядка 300 т. С учетом прогнозных ресурсов в 450 тыс. т скрытого прогнозного хромитового оруденения суммарное количество МПГ в них удвоится и может достичь 600 т. Однако геохимическая специализация платиноидов в хромитовых рудах определяется не платиной и палладием, а тугоплавкими редкими элементами МПГ. Они в хромитовых рудах, например, месторождения *Поисковое*, размещены в следующем убывающем ряде, г/т: Os-0,25, Jr-0,12, Ru-0,78, Rh-0,0004, Pt-0,04, Pd-0,05. Для извлечения платиноидов из хромитовых руд исследователями «Уралмеханобр» была разработана технологическая схема тонкого дробления и флотирования со следующим содержанием МПГ в концентратах, г/т: Os-4,99, Jr-2,86, Ru-0,86, Rh-0,16, Pt-0,33, Pd-0,22, всего 9,42 г/т. Однако имеющийся уровень технологии не может обеспечить рентабельное их извлечение. Поэтому на повестку дня ставится поиск самостоятельных зон и горизонтов ультрабазитовых пород несущих рудные скопления сидерофильных МПГ до рентабельного извлечения в автономных платинометалльных месторождениях.

По данным В.В. Дистлер и др., МПГ в хромитовых рудах Кемпирсайского массива развиты в виде минеральных вростков и доминирующих изоморфных примесей твердых растворов. Они установлены не только в хромшпинелидах, но и сосредоточены в породообразующих минералах ультрабазитовых пород: оливине, ортопироксене, гранате, перовските, амфиболах, серпентине, брусите, тальке. Эти минералы нередко образуют мономинеральные породы ультрабазитовых пород, достаточных для селективной добычи при использовании более эффективной технологии обогащения. Следовательно, дальнейшие тонкие исследования и поиски сидерофильных МПГ следует проводить вне промышленных рудных тел магнохромитов: среди метаморфизованных гарцбургитов, энстатитов, верлитов, вебстеритов, троктолитов, амфиболитов, горнблендитов, гранатовых скарноидов и низкохромистых алюмохромитовых и хромпиктитовых рудах, используемых для огнеупорного сырья. В таких породах и рудах обогащение и извлечение сидерофильных МПГ могут оказаться рентабельными даже при более низком их содержании, чем в богатых хромитовых рудах.

В титаномагнетитовых пироксенитах (косъевитах) *Велиховского* месторождения с содержанием серы 0,04-0,07 % [23] иногда до 1 % халькофильные МПГ в основном образуют вторичные минеральные образования, возникшие при гидротермальном метаморфизме. Из тонковкрапленных платиноносных сульфидных минералов, как в *риффе Меренского* Бушвельдского и *Хауланд-риффе* Стиллуотерского массивов, в титаномагнетитовых рудах *Велиховского* месторождения преобладает пирротин, халькопирит, пентландит, пирит. Валовое содержание в них халькофильных МПГ порядка 1,2 г/т и их вполне можно извлекать из сульфидных хвостов при добыче и магнитном обогащении титаномагнетитовых руд. В разведанных запасах титаномагнетитовых руд *Велиховского* месторождения в 500 млн т прогнозное количество халькофильных МПГ составляет в них 600 т. В прогнозных ресурсах этих руд

до 2 млрд т соответственно увеличится количество платиноидов в 4 раза и составит 2400 т. Однако перспективы ресурсов платиноидов может резко возрасти за счет самостоятельных платинометаллических месторождений в пироксенитах, содержащих, как и в *риффе Меренского*, вкрапленность сульфидных минералов в пироксенитах. Такая перспективная площадь развития халькофильных платиноносных горизонтов может быть установлена и прослежена на север в створе *Велиховского*, *Херсонского* и *Горюнского* титаномагнетитовых месторождений, локализованных в пироксенитах. Больше того, по опыту работ платинометаллических рудников Рустенбурга и Юнион в *риффе Меренского* платиноносные сульфиды в основном концентрируются в пегматоидных пироксенитах, что может значительно облегчить поисковые работы на платиноиды и в *Кемпирсайском массиве*. На этих рудниках также наблюдается прямая корреляция между минералами сульфидов и платиноидами. По опыту поисков в *Хауланд-риффе* Стиллиуотерского массива США платиноносный горизонт может быть обнаружен и среди троктолитов и оливиновых норитов в западной части *Кемпирсайского массива* при незначительном содержании в них сульфидов.

Геохимическая зональность размещения платиноидов наглядно проявляется при сопоставлении типовых рядов пропорционального убывания содержания сидерофильных МПГ в хромитовых рудах и халькофильных МПГ в сульфидоносных титаномагнетитовых пироксенитах *Кемпирсайского плутона*. Для сидерофильных МПГ по усредненным данным различных авторов присуща следующая типоморфная пропорция Os:Jr:Ru:Rh:Pt:Pd = 60:29:5:3:2:1. В обратной пропорции процентные соотношения халькофильных МПГ установлены в наиболее изученных сульфидоносных пироксенитах *рифа Меренского* Pt:Pd:Ru:Rh:Jr:Os = 61:28:5:3:2:1 и в такой же очередности, по отрывочным сведениям, они размещены в титаномагнетитовых пироксенитах *Велиховского* месторождения. Пространственное совмещение рудных зон титаномагнетито-

вых руд и халькофильных МПГ объясняется их тенденцией к телескопированной локализации в тонковкрапленной сульфидной минерализации периферической части *Кемпирсайского массива* среди пироксенитов, тылаитов, троктолитов, т.е. в промежуточной зоне между габброидами краевой фации и ультрабазитами ядерной фации, адекватной Критической зоне Бушвельдского лаполита, в которой размещен пироксенитовый *риф Меренского* с обильной вкрапленностью сульфидных минералов.

Как видно, из типоморфных рядов количественного изменения в обратных пропорциях сидерофильных МПГ в хромитовых рудах ультрабазитового ядра и халькофильных МПГ в титаномагнетитовых пироксенитах и тылаитах переходной зоны габбро-пироксенитовой краевой субформации *Кемпирсайского плутона*, элементы Rh и Jg занимают промежуточное положение, как и в двойных триадах МПГ периодической таблицы Д.И. Менделеева, и проявляют двойственную геохимическую амфотерность. Они, особенно иридий, тесно ассоциируются в твердых растворах с сидерофильными элементами осмия, рутения, железа, никеля и кобальта. В целом же, наиболее геохимически аморфный родий в отличие от правых и левых пар элементов платиновых триад распространен более или менее равномерно как в хромитовых, так и в титаномагнетитовых рудах.

Унаследованное развитие сидерофильных МПГ в аподунитовых хромитовых рудах ультрабазитового ядра и наложенные вторичные образования халькофильных МПГ в титаномагнетитовых пироксенитах и тылаитах переходной зоны в габброиды краевой фации *Кемпирсайского плутона* позволяет систематизировать противоречивые взгляды на рудогенез платиноидов и создать обобщенную последовательность их оруденения и обосновать намеченную закономерность размещения пространственно-временной геохимической зональности в контексте общей рудно-петрологической модели фор-

мирования концентрически-зональных базит-ультрабазитовых плутонов Кемпирсайского комплекса.

Прежде всего, следует иметь ввиду, что фактор «тяжелых» и «легких» платиноидов при их изначальной изоморфной рассредоточенности по всей массе газовой-жидкой расплава магматической камеры не играл существенной роли, вопреки существующим представлениям, даже при формировании лополитов бушвельдского типа, где наглядно проявлена гравитационная дифференциация. Ведущую роль в распределении черных металлов и платиноидов, в частности, играли их кислотно-основные и окислительно-восстановительные свойства, изменения которых в периодической таблице Д.И. Менделеева коррелируются с атомными весами элементов: кислотность водородных соединений, как и атомные веса платиноидов, увеличивается слева направо по горизонтальным рядам и сверху вниз по вертикали естественных групп элементов; основность окислов и гидроокислов, наоборот, падает по горизонтали слева направо и по вертикали снизу вверх; наиболее важным окислителем после кислорода воздуха и хлора является хромовая кислота, что проявилось в сидерофильных свойствах платиноидов группы хрома (Os-Ru) при метаморфогенном перераспределении элементов; халькофильность триад платиноидов возрастает слева направо по горизонтали и сверху вниз по вертикали с максимальным значением в крайнем правом столбце VIII группы платиноидов железа (Pd-Pt).

Тем не менее, на валовое распределение платиноидов в метамагматическую стадию сферического расслоения пород ультрабазитового ядра массива сыграли их суммарная величина тяжелых атомных весов (от 101,7 Ru до 195,23 Pt), доминирующая часть которых была отеснена вместе с железом, титаном и ванадием к периферии камеры и изоморфно вошла в состав титаномагнетитовых пироксенитов и в виде избыточных микровключений самородных сидерофильных твердых растворов поликсена (Pt, Fe) и палладистой платины (Pt,Pd) в

количестве 1,2 г/т при остаточной массе порядка 0,7-0,8 г/т в центральной части ядра среди хромитроносных дунитов. Дальнейшее их выщелачивание и фракционирование на сидерофильные МПГ в хромитовых рудах и халькофильные МПГ в сульфидах титаномагнетитовых пироксенитов происходит в метаморфогенную стадию гидротермального преобразования пород и руд *Кемпирсайского массива*.

В метаморфогенную стадию серпентинизации ультрабазитовых пород и перераспределения рудного вещества, как уже отмечалось, сопряженно происходило образование хромшпинелидовых нодулей. При гидратации дунитов, гарцбургитов выщелачивались хром и алюминий в слабокислых растворах в виде гидроокислов $\text{Cr}(\text{OH})_3\downarrow$ и $\text{Al}(\text{OH})_3\downarrow$, осадки которых благодаря уникальным амфотерным свойствам растворились в слабокислой среде с образованием солей хромитов, алюминатов и при сплавлении с оксидом магния образовали аксессуарные метакромистые нодули магнохромитов $(\text{Mg,Fe})\text{Cr}_2\text{O}_4$ в дунитах и алюмохромитов $(\text{Fe,Mg})(\text{Cr,Al})_2\text{O}_4$ в гарцбургитах. При собирательной кристаллизации хромшпинелидовых нодулей изохронно сорбировались среди платиноидов лишь сидерофильные МПГ. Прежде всего, поглощались Os, Jr, и Ru с наиболее близкими по своим сидерофильным свойствам к Cr и Al хромшпинелидовых нодулей, в которых они сплавлялись в виде микровключений твердых растворов Os-Jr-Ru, Jr-Os-Fe-Ni, Cu-Os. Халькофильные свойства Pt и Pd активизировались в сульфидную стадию с привнесением серы, мышьяка, теллура и других летучих и подвижных компонентов, которые соединялись с местным избыточным железом титаномагнетитовых руд и вмещающих пироксенитов с образованием вторичной колчеданной минерализации. В этих условиях по С.Т. Бадалову, благодаря возрастанию халькофильных свойств в изначально сидерофильных элементах платиноиды сорбировались в растущих кристаллических зернах пирротина, пирита, пентландита, халькопирита.

Минеральные формы платиноидов в этих сульфидах *Велиховского* месторождения не изучались, но по аналогии с сульфидными рудами *рифа Меренского* Бушвельдского лополита это включения купперита (PtS), брэггита (Pt,Pd,Ni)S, сперрилита (PtAs), а в *Хауланд-риффе* установлены 8 сульфидных платиновых минералов, 14 арсенидов и столько же теллуридов. Процессу сульфидизации подвержены и традиционно сидерофильные элементы, количественно замыкающих убывающий ряд халькофильных МПГ в виде вторичных минеральных систем Ru-Os-S, Jr-Ru-As-S, Ru-As в хромитовых месторождениях Главного рудного пояса *Кемпирсайского* массива.

Таким образом, тяжелая масса металлов железа, титана, ванадия и доминирующая часть платиноидов количеством до 1,2 г/т фракционировала в составе косьвитов краевой фации ультрабазитового ядра, легкая фракция алюмохромитов и остаточная часть платиноидов порядка 0,7-0,8 г/т сохранилась в дунитах ультрабазитового ядра. Однако руководящую роль в распределении платиноидов сыграла их дальнейшая геохимическая специализация в метаморфогенную стадию преобразования, когда изначально сидерофильные платиноиды группы железа по С.Т. Бадалову приобрели халькофильные свойства с образованием минералов сульфидов, арсенидов, висмутинов, антимонитов, теллуридов. При серпентинизации дунитов и перераспределении сидерофильных компонентов МПГ сорбировались и концентрировались в метаморфогенно растущих хромшпинелидовых нодулях и сохранились в хромитовых рудах в виде самородных сплавов твердых растворов. Вторичная ассоциация халькофильных МПГ образовалась в последующую сульфидную стадию оруденения в титаномагнетитовых пироксенитах с унаследованной концентрацией платиноидов группы железа.

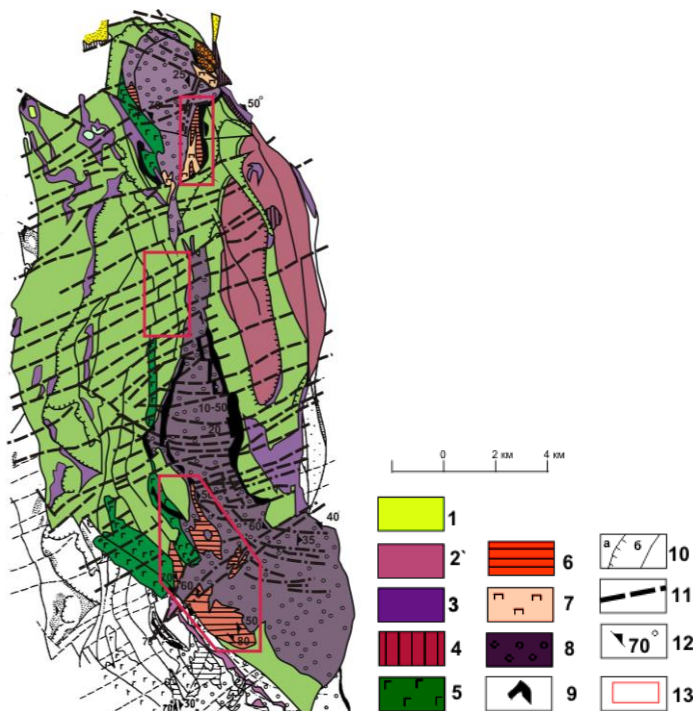


Рис. 6.1. Схематическая геологическая карта Кемпирсайского и Хабарнинского массивов с прогнозами на хромитовые руды (по А.Е. Бекмухаметову и др.): 1 – палеозойские породы, 2 – выходы пород докембрия, 3 – нерасчлененные серпентиниты, преимущественно протрузивных тел и меланжа, 4 – нерасчлененные габброиды мелких тел и меланжа, 5 – габброиды Тассайского типа, 6 – расчлененные габброиды Шандашинского типа (троктолиты-форелленштейны и плагиоклазовые перидотиты Кемпирсая, габбро-нориты и тылаиты Хабарного), 7 – клинопироксениты и полосчатые дунит-клинопироксениты Хабарного, 8 – серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, 9 – габбро-амфиболиты, амфиболиты и эклогитоподобные породы, 10а – крупнейшие надвиги и поддвиги, 10б – прочие разрывы, 11 – поперечные разломы, 12 – элементы залегания расчлененности магматитов, полосчатости метаморфитов, 13 – прогнозные площади на хромитовые руды

Из приведенных данных распределения платиноидов по их физико-химическим свойствам следует новый поисково-оценочный критерий перспективности типа оруденения по геохимическим полям офиолитовых поясов. Геохимические поля халькофильных МПГ определяют титаномагнетитовое оруденение базит-ультрабазитовых автохтонных плутонов офиолитовых поясов, тогда как поля развития стдерофильных МПГ обусловлены хромитовой рудоносностью таких массивов. Схематическая геологическая карта кемпирсайского и хабарнинского массивов с прогнозами на хромитовые руды дана на *рис. 6.1*.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ последних достижений в геологии и новые представления о формировании рудных месторождений, особенно об источниках металлов позволяют выработать достаточно надежные критерии поисков и прогнозирования новых перспективных объектов. Выявление и изучение новых месторождений расширяет наши представления о критериях рудоносности территорий.

Иновационность исследований заключается в совершенствовании и разработке новых научно-обоснованных методов металлогенического анализа, прогнозных построений и перспективных оценок развития минерально-сырьевых ресурсов. С учетом собранной информации, полученные результаты позволяют провести всестороннюю и глубокую оценку перспектив развития минерально-сырьевой базы страны, с выдачей рекомендаций по дальнейшему направлению поисково-разведочных работ по выявлению новых месторождений полезных ископаемых на основе научно обоснованных критериев поиска и оценки.

Иновационные технологии имеют большую перспективу для дальнейшего развития, так как являются крупным этапом в изучении проблем металлогении, с которой неразрывно связаны перспективы развития минерально-сырьевой базы Казахстана. Моделирование месторождений полезных ископаемых позволяют вплотную подойти к созданию методик поисков скрытых месторождений основанных на последних теоретических разработках о формировании и закономерностях размещения месторождений полезных ископаемых.

К настоящему времени в Казахстане, как и во всем мире, фонд легко открываемых месторождений практически исчерпан, перед геологами стоит сложная задача поиска скрытых месторождений. Открытие промышленных объектов без использования научно обоснованных методик и критериев прогнозной оценки и выделения первоочередных перспективных

площадей исключается. Результаты исследований необходимы при проведении геологических съемок, поисковых работах, прогнозных оценках и планировании геолого-разведочных работ разных масштабов, начиная от оценки крупных площадей до рудных полей и месторождений.

В Казахстане при проведении ГДП-200, сопровождавшиеся комплексным изучением территорий, было выявлено большое количество проявлений золота, многие из которых, после соответствующей детализации могут быть признаны перспективными. В сложившейся экономической ситуации и принятием государственной Программы «Золото Казахстана» должна быть развернута научно-исследовательская и геолого-разведочная работа, которая требует для этого соответствующей теоретической базы.

При современной экономической конъюнктуре многие объекты с комплексным орудением следует перекалфицировать как золоторудные месторождения с попутными ценными компонентами.

Опираясь на зарубежный опыт и модели эталонных месторождений не исключается возможность выявления не открытых до сих пор золоторудных месторождений, которые являются не традиционными для нашей республики.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Абдулин А. А. Геология и минеральные ресурсы Казахстана. Алматы, Гылым, 1994.

2. Абишев В.М., Баханова Е.В., Зорин Ю.М. и др. Геология, вещественный состав и геохимические особенности Васильковского золоторудного месторождения // Геология, геохимия и минерагения золоторудных районов и месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1972. С. 107-162.

3. Авдонин В.В., Бойцов В.Е., Григорьев В.М., Семинский Ж.В., Солодов Н.А., Старостин В.И. Месторождение металлических полезных ископаемых. 2-е изд., испр. и доп. М., Академический проект, Трикста, 2005. 720 с.

4. Авдонин В.В., Старостин В.И. Геология полезных ископаемых: учебник для студентов высших учебных заведений. М., Издательский центр «Академия», 2010. 984 с.

5. Аверин Ю.А., Бланк В.Я., Диаров А.Б. и др. Условия формирования золоторудных месторождений в вулканогенных поясах Казахстана // Геология, геохимия и минералогия золоторудных районов и месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1972. С. 11-31.

6. Амузинский В. А. Металлогенические эпохи и золотоносность рудных комплексов Верхоянской складчатой системы. Якутск, 2005. 248 с.

7. Ананьев Ю.С., Коробейников А.Ф. Метасоматизм и блочно-роднометалльное оруденение в черносланцевых толщах Западной Калбы. Томск, ТПУ, 2009. 206 с.

8. Аристов В.В. К вопросу об оценке выходов золоторудных месторождений // Вопросы теоретической и прикладной геологии. Изд. МГРИ. № 3. 1948.

9. Аэрокосмические методы геологических исследований. Санкт-Петербург, 2000, 316 с.

10. Бадалов С.Т. Геохимические особенности поведения золота в разнообразных рудообразующих системах // Горный вестник Узбекистана, 2003, № 4, 23. С. 8-15.

11. Байбатша А.Б. Модели месторождений цветных металлов. Алматы, 2012. 448 с.

12. Байбатша А.Б. Роль мантийного плюма в формировании глубинной геодинамики и металлогенических зон Казахстана-

на//Материалы МНПК «Геологическая наука и индустриальное развитие Республики Казахстан», посвященной 70-летию Института геологических наук им. К.И. Сатпаева. Алматы, 2010. С. 24-28.

13. Байбатша А.Б., Дюсембаева К.Ш., Асубаева С.К. Элементы прогнозно-поисковой модели месторождений типа Найманжал//Геология и охрана недр, 2010, № 2 (35). С. 52-59.

14. Байбатша А.Б., Дюсембаева К.Ш., Ганженко Г.Д. О богатых золотосодержащих рудах глубоких горизонтов месторождения Риддер-Сокольное//Материалы МНПК «Сатпаевские чтения». Алматы, 2009. С. 161-167.

15. Байбатша А.Б., Дюсембаева К.Ш., Сажин Ю.Г. О возможности увеличения ресурсов золота в природных и техногенных рудах на основе микро- и наноминералогических исследований// Геология и охрана недр, 2010, № 1.

16. Байбатша А.Б., Дюсембаева К.Ш., Сажин Ю.Г., Абдыкирова Г.Ж. Микро- и нанозолото и технология его извлечения. – Алматы, 2009. – 160 с.

17. Байбатша Ә.Б., Дүйсембаева К.Ш. Алтын кенорнын микроминералогиялық зерттеу//ҚР ҰҒА Хабаршысы, 2012, № 2. Б. 22-31.

18. Бакенов М.М. Месторождения золота Казахстана. Алма-Ата, Гылым, ч. 1, 2002. 134 с., ч. 2, 2003. 224 с.

19. Бакырчик (Геология, геохимия, оруденение) / отв. ред. Нарсеев В.А. - М.: ЦНИИГРИ, 2001.-174с.

20. Бачин А.П., Надырбаев А.А. Геологическое строение и перспективы на хромитовые и никелевые оруденения Даульско-Кокпектинского ультрабазитового массива в Западном Казахстане //Геология и охрана недр. 2001. №1. С. 19-23.

21. Бекжанов Г.Р. Крупные и суперкрупные месторождения: особенности локализации и прогнозирования//Руды и металлы. 2003. № 2. С. 15-18.

22. Бекжанов Г.Р., Косалс Я.А., Любецкий В.Н. Глубинное строение и металлогения Казахстана // Геология Казахстана. 1994. № 1. С. 24-39.

23. Бекмухаметов А.Е. Велиховское месторождение //Металлогения Казахстана. Алма-Ата, 1982. С. 33-41.

24. Бекмухаметов А.Е. Модель формирования пород и руд базит-ультрабазитовых плутонов Кемпирсайского комплекса в Мугоджарах // Доклады НАН РК. 1994. №1. С. 32-38.

25. Бекмухаметов А.Е., Диаров А.Б., Панкратова Н.Л., Тан Мэй. Платиноносность пород и руд интрузивных массивов кемпирсайского комплекса // Геология и разведка недр Казахстана. 1998. №4. С. 23-28.

26. Беневольский Б.И. Золото России. М., 2002. 462 с.

27. Беспаяев Х.А., Глоба В.А. Прогнозно-поисковые модели месторождений золота черносланцевой формации (на примере месторождения Бакырчик) // Геология Казахстана, 2005.

28. Беспаяев Х.А., Любецкий В.К., Любецкая Л.Д., Ужкенов Б.С. Золоторудные пояса Казахстана (глубинное строение, геодинамика развития, глубинные факторы локализации оруденения). Алматы, 2008. 284 с.

29. Беспаяев Х.А., Мирошниченко Л.А. Атлас моделей месторождений полезных ископаемых. Алматы, 2004. 142 с.

30. Беспаяев Х.А., Полянский Н.В., Ганженко Г.Д. и др. Геология и металлогения Юго-Западного Алтая (в пределах территории Казахстана и Китая). Алматы: Ылым, 1997. 288с.

31. Беспаяев Х.А., Пронин А.П. Серебро в колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая // Геохимия серебра сульфидных месторождений Центрального Казахстана и Рудного Алтая. Алма-Ата, 1975. С. 147-271.

32. Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии: Материалы МНК. Усть-Каменогорск, 2010. 254 с.

33. Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 1. Геологическое строение / Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И. др., Алматы: Ылым, 1998. 304 с.

34. Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 2. Металлогения / Щерба Г.Н., Беспаяев Х.А., Дьячков Б.А. и др., Алматы, РИО ВАК РК, 2000. 400 с.

35. Борцов В.Д., Рафаилович М.С., Титов Д.В. и др. О зональности золотого оруденения в Западной Калбе (Восточный Казахстан) // Геология и охрана недр. 2004. № 3. С. 14-19.

36. Бровков Г.Н., Ли Л.В., Шерман М.А. Геология и металлогения Енисейского рудного пояса. Красноярск, 1985. 320 с.

37. Буряк А.В., Хмелевская Н.М. Сухой Лог - одно из крупнейших золоторудных месторождений мира. Владивосток, Дальнаука, 1997. 156 с.
38. Вейц Б.И. Минералогия Рудного Алтая. Алма-Ата, т. 3, 1959. 488 с.
39. Вейц Б.И., Покровская И.В., Болгов Г.П. и др. Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Т. 1. Алма-Ата, 1957. 344 с.
40. Волков А.В., Гончаров В.И., Сидоров А.А. Месторождения золота и серебра Чукотки. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2006. 221 с.
41. Вуд Б.Л., Попов Н.П. Гигантское месторождение золота Сухой Лог (Сибирь) // Геология и геофизика. 2006, т. 47, № 3. С. 315-341.
42. Гаврилов А.М., Кряжев С.Г. Минералого-геохимические особенности руд месторождения Сухой Лог // Разведка и охрана недр. 2008, № 8. С. 3-16.
43. Ганженко Г.Д. Техногенные минерально-сырьевые ресурсы цветных и благородных металлов Центрального Казахстана. Усть-Каменогорск, 1999. 174 с.
44. Генкин Ю.Б. О закономерностях размещения ртутной минерализации в Чарской структурно-фациальной зоне // Вопросы геологии и металлогении Восточного Казахстана. - Алма-Ата, 1971. - С.152-157.
45. Геодинамика и минерагения Казахстана. Ч. 2. Алматы, 2000. 193 с.
46. Геология золоторудных месторождений Кыргызстана / под редакцией Н. Т. Пака. Бишкек, Илим, 2006. 143 с.
47. Геология и металлогения Каратау. Т. I. Геология // Алма-Ата, Наука КазССР, 1986. 238 с., т. II. Металлогения. 1987. 246 с.
48. Геология и металлогения Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория // Алма-Ата, Наука КазССР, 1977. 159 с.
49. Глоба В.А. Золоторудные и индикаторные (на золото) рудные формации в карбонатсодержащих формациях Казахстана. // Критерии поисков и оценки золоторудных месторождений Казахстана. Алма-Ата: КазНИМС, 1988. - С.4-12.

50.Глоба В.А. Золоторудные формации областей подвижно-поясовой активизации Казахстана//Изв. НАН РК, сер. геол., Алматы, 2004, № 3-4. С. 110-119.

51.Глоба В.А. Освоение золото-теллуридных месторождений станет новым этапом в истории казахстанской золотодобычи / Минеральные ресурсы Казахстана, Алматы, 1999, № 1, С. 13-17.

52.Глоба В.А. Особенности формирования и проблемы освоения суперкрупного месторождения Бакырчик // Геология Казахстана. 2008. С. 191-198.

53.Глоба В.А. Особенности формирования и проблемы освоения суперкрупного месторождения Бакырчик // Геология Казахстана. Алма-Ата, 2008. - С.191-198.

54.Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. Т. 2. Металлогения. Алматы, 2002. 272 с.

55.Горячев Н.А. Происхождение золото-кварцевых жильных поясов Северной Пацифики. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. -143с.

56.Гранкин М.С., Мальченко Е.Г., Козлов А.Д. Медно-порфировое оруденение девонского вулканического пояса // Геология и разведка недр Казахстана. Алматы, 1995, №1. С. 18-23.

57.Григоров В.Т. Крупнейшие золоторудные месторождения Енисейского кряжа и Кузнецкого Алатау и их экономическая оценка с позиции стратиформного рудообразования. М., Научный мир, 2003. 168 с.

58.Данилов В.И., Миронов Е.П. Песков Е.Г. Акбакайское месторождение // Золоторудные месторождения СССР. Т. 2. М., 1986. С. 87-95.

59.Дворник Г.П., Балаханов В.С., Угрюмов А.Н. Морфологические особенности и состав самородного золота из окисленных руд золотоджаспероидных месторождений в контактовых зонах, современные технологии освоения минеральных ресурсов: сб. матер. 5-й МНТК. // Под общей редакцией В.А. Кислякова. – Красноярск: Сибирский федеральный университет; Институт цветных металлов и золота, 2007. С. 29-35.

60.Дженчураева Р.Д. Геология, металлогения, рудогенез (на примере Тянь-Шаня и прилегающих территорий). Бишкек, Илим, 2010. 224 с.

61. Диаров А.Б. Близповерхностное золотое оруденение Казахстана. Алматы, 1997. 214 с.

62. Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К. и др. Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996, т. 38, № 6. С. 467-484.

63. Додин Д.А., Чернышев К.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России. Санкт-Петербург, Наука, 2000. 755 с.

64. Дудкин Н.В. Меднопорфировое месторождение Бингхем-Каньон (США) – гигант и долгожитель. М., ИАЦ «Минерал», 2008.

65. Дунин-Барковская Э.А., Смирнова С.К., Козлов В.В. и др. Флюидный режим формирования важнейших продуктивных минеральных ассоциаций и парагенезисов золоторудных, редкометалльных и флюоритовых месторождений Узбекистана // Минералообразующие флюиды и рудогенез. Ташкент, 1998. С. 69-72.

66. Дьячков Б.А. Интрузивный магматизм и металлогения Восточной Калбы // М., Наука, 1972. 212 с.

67. Дьячков Б.А., Майорова Н.П. Геодинамические условия формирования и металлогения Алтае-Чингизского региона на основе палеореконокструкций // Геология и разведка недр Казахстана. 1995, №5. С. 20-24.

68. Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Черненко З.И., Кузьмина О.Н. К проблеме поиска и оценки нового нетрадиционного типа золотого оруденения в карбонатных формациях Восточного Казахстана // Руды и металлы, 2009, №3. С. 11-21.

69. Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Черненко З.К., Кузьмина О.К. Основные закономерности формирования и размещения золоторудных месторождений, ассоциирующих с карбонатно-терригенными формациями Восточного Казахстана // Науки о Земле в Казахстане. Алматы, 2008. С. 159-167.

70. Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Щерба Г.Н., Абдрахманов К.А. Гранитоидные и рудные формации Калба-Нарымского пояса: Рудный Алтай. // Алматы: Былым, 1994. 208 с.

71. Дьячков Б.А., Мочалкина Л.Н., Майорова Н.П., Усыпенко О.Н. Металлогения и прогнозная оценка сутурной зоны Большого Алтая // Современные проблемы металлогении. Материалы науч. конф., посвященной 90-летию академика Абдулаева Х.М. Ташкент: Фан, 2002. С. 138-139.

72. Дьячков Б.А., Мысник А.М., Лопатников В.В. О возрастном соотношении золотого и редкометального оруденения в Калба-Нарымском районе. // Матер. первой НТК молодых геологов КазССР. Алма-Ата, Наука, 1968. 215 с.

73. Дьячков Б.А., Титов Д.В., Сапаргалиев Е.М. Рудные пояса Большого Алтая и оценка их перспектив // Геология рудных месторождений, 2009, т. 51, № 3. С. 222-238.

74. Дьячков Б.А., Усыпенко О.Н. Золотоносность метасоматически измененных известняков Западной Калбы // Межд. науч.-техн. конференция «Индустриально-инновационная политика – новый этап развития Казахстана», 6-7 ноября 2003г. Ч. I / ВКГТУ, Усть-Каменогорск, 2003. С. 255-257.

75. Дьячков Б.А., Черненко З.И. Нетрадиционные источники золотого оруденения Восточного Казахстана // Инновационные технологии в геологических исследованиях. Сборник докладов НПК, посвященной 75-летию Селифонова Е.М., 21.01.2005. Алматы. С. 76-78.

76. Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Е. и др. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск: Наука, 1983. 207 с.

77. Жаутиков Т.М. Золотоносность углеродистых формаций Казахстана // Изв. АН КазССР, сер. геол., 1983, № 6. С. 18-25.

78. Жаутиков Т.М. Золоторудный углеродисто-терригенный Бакырчик-Суздальский карбоновый металлогенический комплекс // Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. Металлогения, т. II. Алматы, 2002. С. 180-186.

79. Жаутиков Т.М. Металлогения и эволюционная направленность рудного процесса на месторождениях золота Казахстана // Матер. всерос. конф. «Самородное золото, типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований». М. ИГЕМ РАН. 2010. Т. I. С. 193-195.

80. Жуков Н.М. Инфильтрационный метасоматизм и природные колонны гидротермалитов. Алма-Ата, 1991. 215 с.

81. Зенкова В.И. Условия образования пород и руд месторождения Бакырчик // Геология, геохимия и минералогия золоторудных районов и месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1975. С. 104-113.

82. Золотоносные коры выветривания Казахстана. Справочник. Алматы, 2000. 113 с.

83. Золоторудное месторождение Мурунтау. Ташкент, ФАН АН Республики Узбекистан, 1998. 540 с.

84. Золоторудные месторождения России / Отв. редактор М.М. Константинов. М., Акварель, 2010. 378 с.

85. Золото-серебряные месторождения / М.М. Константинов, Т.Н. Косовец, С.Ф. Стружков и др. М., ЦНИГРИ, 2000. 234 с.

86. Каипов А.Д., Таран Н.Н. Кембрийский вулканизм и медно-колчеданной оруденение Майкаинского рудного поля // Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Балхаш, 1974. С. 286-287.

87. Калинин Ю.А., Ковалев К.Р., Наумов Е.А., Кириллов М.В. Золото коры выветривания Суздальского месторождения (Казахстан) // Геология и геофизика. 2009, № 3. С. 241-257.

88. Калинин Ю.А., Росляков Н.А., Прудников С.Г. Золотоносные коры выветривания юга Сибири. Новосибирск, 2006. 399 с.

89. Калининченко Н.Г. Золоторудные формации некоторых районов полициклической металлогенической области Южного Казахстана // Геология, геохимия и минералогия золоторудных районов и месторождений Казахстана. Вып. 4. Алма-Ата, 1975. С. 55-68.

90. Карпенко И.А., Мигачев И.Ф., Михайлов Б.К., Петраш КГ. Современная геолого-экономическая оценка месторождения Сухой Лог // Руды и металлы. 2006, № 2. С. 22-27.

91. Каюпов А.К., Ляпичев Г.Ф., Мирошниченко Л.А. и др. Металлогения Казахстана. Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XIV // М., Наука, 1985. С. 19-29.

92. Каюпов А.К., Руденко Б.М., Казанин Ю.И. Некоторые закономерности размещения эндогенного оруденения в металлогенических зонах // Изв. АН КазССР, сер. геол., 1970, № 2.

93. Киселев Л.И. Палеоклиматические условия формирования мезозойских и кайнозойских латеритных кор выветривания и месторождений бокситов Казахстана // Геология бокситов и кор выветривания Казахстана. Алма-Ата, 1978.

94. Колесников В.В. Месторождения цветных металлов. Балхашский сегмент. Алма-Ата, 1991. 191 с.

95. Конеев Р.И. Наноминералогия золота эпитеpmальных месторождений Чаткало-Кураминского региона (Узбекистан). Санкт-Петербург, 2006. 220 с.

96. Константинов М.М., Шаров Г.Н. Геологическое строение и поисковые признаки месторождений золота в основных геотектонических обстановках. М., 2002. 264 с.

97. Константинов М.М. Золото в осадочных формациях. М., МЭИЛЕР, 2009. 210 с.

98. Константинов М.М. Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов мира. М., Недра, 1984, 164 с.

99. Константинов М.М. Золоторудные провинции мира. М., Научный мир, 2006. 358 с.

100. Константинов М.М. и др. Многофакторные поисковые модели золоторудных месторождений. М., ЦНИГРИ, 1989. 119 с.

101. Константинов М.М., Аристов В.В., Вакин М.Е и др. Условия формирования и основы прогноза крупных золоторудных месторождений. М., 1998. 155 с.

102. Константинов М.М., Наталенко В.Е., Калинин А.И., Стружков С.Ф. Золото-серебряное месторождение Дукат. М., Недра, 1998. 203 с.

103. Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А. и др. Золоторудные гиганты России и мира. М., Научный мир, 2000. 272 с.

104. Коробейников А.Ф. Комплексные месторождения благородных и редких металлов. Томск, ТПУ, 2006. 327 с.

105. Коробейников А.Ф. Моделирование рудоносных площадей и месторождений. Томск, ТПУ, 2008. 185 с.

106. Коробейников А.Ф. Нетрадиционные комплексные золото-платиноидные месторождения складчатых поясов. Новосибирск, 1999. 237 с.

107. Коробейников А.Ф., Масленников В.В. Закономерности формирования и размещения месторождений благородных металлов Северо-Восточного Казахстана. Томск, ТГУ, 1994, №3. С. 39-49.

108. Коровяков И.А. К вопросу о размещении сульфидных медно-никелевых месторождений // Минеральное сырье. Вып. 5, 1962.

109. Коттерил П. Хромитовые месторождения Селюкве (Родезия) // Магматические рудные месторождения. М., Недра. С. 105-128.

110. Кременецкий А.А., Минцер Э.Ф. Универсальность золоторудных систем – ключевой критерий регионального прогноза про-

мышленного орудения// Отечественная геология, М., 1995, № 1. С. 19-27.

111. Кривцов А.И., Гифанов М.М., Шишаков В.Б. Комплексные модели месторождений порфирового типа цветных и благородных металлов. М., Атлас, 1995. 153 с.

112. Кривцов А.И., Звездов В.С., Мигачев О.В. Медно-порфировые месторождения. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов. М., 2001. 232 с.

113. Кудайбергенова Н.К., Диаров А.Б. Месторождение Таскора // Металлогения Казахстана. Месторождения руд золота. Алма-Ата, 1980. С. 196-200.

114. Кузьмина О.Н. Золотоносность Сенташ-Байбуринской рудоносной зоны Западной Калбы. // Труды Респуб. Науч. Конф. «Молодые ученые - будущее науки», КазНТУ. – Алматы, 2004.- С.518-521.

115. Кулкашев Н.Т., Байбатша А.Б. О промышленной классификации рудных месторождений//Изв. НАН РК. Алматы, 2011, № 4. С. 28-48.

116. Курбанов Н.К. Геолого-генетические модели формирования золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах // Рудоносность осадочных комплексов. Л., 1988. С. 138-147.

117. Кучное выщелачивание золота – зарубежный опыт и перспективы развития. Справочник / Под ред. В.В. Караганова и Б.С. Ужкенова. Москва-Алматы, 2002. 260 с.

118. Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении // Проблемы глобальной геотектоники. М.: ГЕОС, 2000. - С.204-224.

119. Линдгрэн В. Минеральные месторождения. Вып. 3. Объед. Науч.-техн., изд-во НКТП СССР, Москва-Ленинград, - 1935.-394с.

120. Лось В.Л., Гольдберг И.С. Рудообразование как организационный процесс перераспределения металлов // Геология и минерагения Казахстана. Алматы, 2000. С. 116-129.

121. Любецкий В.Н. Глубинные структуры и геодинамика развития поясов, вмещающих суперкрупные месторождения // Науки о Земле в Казахстане//Алматы, КазГЕО, 2008. С. 22-33.

122. Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д. Рифтогенная палеозойская история рудной провинции Каратау// Геотектоника. М., 1988, № 5. С. 69-76.

123. Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д. Рифтогенные структуры Центрального Казахстана//Советская геология, 1989. № 9. С. 58-64.

124. Магакьян И.Г. Рудные месторождения. Ереван, 1961. 548 с.

125. Магретова Л.И. Эволюция магматизма северной части Бозшаколь-Чингизской островной дуги в раннем палеозое (Центральный Казахстан) // Тр. совещ. «Современные проблемы металлогении». Ташкент, 2002.

126. Малыгин А.А., Дьячков Б.А. Золоторудные пояса Восточного Казахстана и их прогнозная оценка // Вестник Восточно-Казахстанского государственного технического университета. Усть-Каменогорск: Изд-во ВКГТУ, 2000, №3. С. 6-10.

127. Мальченко Е.Г., Жуковский В.И., Хамзин Б.С. Геолого-структурная позиция золото-медно-порфирового оруденения в Центральном Казахстане // Геонауки в Казахстане. Алматы, 2004. С. 196-201.

128. Марченко Л.Г. Микро-наноминералогия золота и платиноидов в черных сланцах. Алматы, Интерпресс-Казахстан, 2010. 146 с.

129. Марченко Л.Г. Модель формирования месторождений благородных металлов с тонкодисперсными рудами в черных сланцах // Геология и охрана недр. 2007, №1. С. 33-41.

130. Матвиенко В.Н. О природе золотого оруденения на основе изучения морфологии золота и рудовмещающих пород. М., тр. ЦНИГРИ, 1992, вып. 242. С. 36-43.

131. Матвиенко В.Н., Калашников Ю.Д., Нарсеев В.А. Кластеры – протоформа нахождения драгметаллов в рудах и минерализованных породах // Руды и металлы. 2004, № 5. С. 28-36.

132. Медный пояс Северной Родезии. М., 1963. 472 с.

133. Месторождения золота Казахстана. Справочник. Алматы, 1996. 183 с.

134. Металлогения Казахстана. Месторождения руд золота. Алма-Ата, 1980. 223 с.

135. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории земли (Рифтогенез на древних платформах). М., Недра, 1988.

136. Мирошниченко Л.А. Жуков Н.М., Беспаяев Х.А. и др. Мирагенетическая карта Казахстана//Геология Казахстана. 2001, № 3-4. С. 73-86.

137. Митчел А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М., 1984. 496 с.

138. Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России / Ред. М.М. Константинов, И.С. Розенблюм, М.З. Зиннатуллин. М., ЦНИГРИ, 1992, 140 с.

139. Моисеенко В.Г. Наногеохимия золота//Тр. симпозиума. Владивосток, 2008. С. 6-25.

140. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток, Дальнаука, 1996. 352 с.

141. Москалева С.В. Гипербазиты и их хромитонность. М., Недра, 1974. 279 с.

142. Мысник А.М. Западно-Калбинский пояс./В кн. Большой Алтай, кн. 2, Алматы, 2000. С. 262-282.

143. Мысник А.М. и др. К геолого-генетической модели месторождения золота сульфидно-углеродистой формации (бакырчикский тип). Материалы международной научно-технической конференции, Усть-Каменогорск, 2001. С. 102-104.

144. Нарсеев В.А. К дискуссии о генезисе карлинского типа //Руды и металлы. 2002 № 1. С. 67-70.

145. Нарсеев В.А. Промышленная геология золота. М.: Научный мир, 1996. 243 с.

146. Нарсеев В.А., Гостев Ю.В., Захаров А.В. и др. Бакырчик (геология, геохимия, оруденение). М., ЦНИГРИ, 2001. 174 с.

147. Некрасов Е.М. Зарубежные эндогенные месторождения золота. М.: Недра, 1988. 286 с.

148. Некрасов И.Я. Минеральные ассоциации месторождений золото-сурьмяной и золото-мышьяковой формаций и условия их образования//Минералогия – народному хозяйству. Л., 1987. С. 60-61.

149. Никитин И.Ф., Цай Д.Т., Шлыгин А.Е., Никитина О.И. Рудовмещающие толщи Коксу-Текелийского рудного района//Отечественная геология. № 10, 1993.

150. Никоноров В.В. Рудные месторождения Кыргызстана. Бишкек, 2009. 482 с.

151. Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах. М., ЦНИГРИ, 1999. 175 с.
152. Овчинников Л.Н. Прикладная геохимия. М., Недра, 1990. 248 с.
153. Овчинников Л.Н., Рывтин В.М., Головин А.А. Первичные геохимические ореолы колчеданных месторождений и их поисковое значение. М., Недра, 1986. 251 с.
154. Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Паленов Ю.А. Минерогения шовных зон Урала. Ч. 3. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Южный Урал). Научное издание // Отв. ред. Коротеев В.А. Екатеринбург: Изд-во ИГ и ГУрО РАН-УГГУ, 2007. 187 с.
155. Офиолиты (Итмурунды-Кызыкская и Чарская зоны). Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.
156. Парилов Ю.С. Генезис основных типов месторождений цветных металлов Казахстана. Алматы, 2012. 266 с.
157. Парилов Ю.С. Серебряные и серебросодержащие месторождения Казахстана. Алматы, 2006. 388 с.
158. Парилов Ю.С., Паталаха Г.Б. и др. Серебро в свинцово-цинковых и полиметаллических месторождениях Центрального Казахстана // Геохимия серебра сульфидных месторождений Центрального Казахстана и Рудного Алтая. Алма-Ата, 1975. С. 14-146.
159. Паталаха Е.И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М., 1980. 168 с.
160. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 348 с.
161. Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г., Шер С.Д. Формации золоторудных месторождений // Рудные формации эндогенных месторождений. Т. 2. М., 1976. С. 3-110.
162. Платиноносность руд колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая / Борцов В.Д., Генкин Ю.Б., Наумов В.П. и др. // Проблемы комплексного освоения рудных месторождений Восточно-Казахстанского региона. Усть-Каменогорск, 2001. С. 24-25.
163. Покровская И.В. Минералогия и условия образования полиметаллических месторождений (Лениногорский район Рудного Алтая). Алма-Ата, 1982. 128 с.

164. Покровская И.В., Ковриго О.А. Модель формирования многоэтажного вулканогенного полиметаллического месторождения Рудного Алтая // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2. М., Наука, 1983. С. 112-120.
165. Полетаев А.И., Мельникова Л.В., Потеха А.В., Тимофеева С.Н. Некоторые особенности геологии и оруденения Самарского золото-медно-порфирового месторождения // Геология и разведка недр Казахстана. 1996, № 2. С. 12-20.
166. Поцелуев А.А., Ананьев Ю.С., Житков В.Г. Дистанционные методы геологических исследований, прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых. Томск, ТПУ, 2011. 304 с.
167. Поцелуев А.А., Рихванов Л.П. К перспективам укрепления минерально-сырьевой базы золота Северного Казахстана // Сырьевая база свинца и цинка, меди, золота Казахстана. Алматы, КазГЕО, 2002. С. 64-66.
168. Рафаилович М.С, Лось В.Л. Жильные месторождения золота акбакайского типа (Шу-Илийский рудный пояс) // Рудные провинции Центральной Азии. Алматы, КазГЕО, 2008. С. 260-272.
169. Рафаилович М.С. Геолого-геохимические особенности и геохимическая зональность золотого оруденения в черных сланцах (на примере гигантских месторождений Средней Азии и Казахстана) // Изв. НАН РК., сер. геол., 2003, № 2. С. 17-32
170. Рафаилович М.С. Золото недр Казахстана: геология, металлогения, прогнозно-поисковые модели. Алматы, 2009. 304с.
171. Рафаилович М.С. Золото недр Казахстана: геология, металлогения, прогнозно-поисковые модели. Алматы, 2009.-304с.
172. Рафаилович М.С. Золоторудные гиганты в углеродистотерригенных отложениях Центральной и Северной Азии // Геология и охрана недр. 2008, № 2. С. 31-40.
173. Рафаилович М.С. Золоторудный гигант Бакырчик: геологическое строение, перспективы освоения // Горный журнал Казахстана. 2009, № 4. С. 2-7.
174. Рафаилович М.С. Золото-сульфидно-кварцевая формация Шу-Илийского рудного пояса: прогнозно-поисковая систематика и перспективы // Геология и разведка недр Казахстана. 1997, № 2. С. 5-12.

175. Рафаилович М.С. Крупнообъемные месторождения золота Карлин и Суздальское в углеродисто-терригенно-карбонатных породах // Геология и охрана недр. 2009, № 3. С. 2-10.

176. Рафаилович М.С. Модели вертикальной геохимической зональности месторождений золота и их использование в поисковых работах. Усть-Каменогорск, 2002. 166 с.

177. Рафаилович М.С. Нетрадиционные месторождения золота Казахстана // Геонауки в Казахстане: (доклады казахстанских геологов), Алматы: «КазГЕО», - 2004. С. 159-176.

178. Рафаилович М.С. Нетрадиционные районы и типы месторождений золота Казахстана // Руды и металлы. 2004. С. 25-35.

179. Рафаилович М.С. Платиноиды недр Казахстана: систематика месторождений, минеральные формы, ресурсы // Геология и охрана недр. 2008, № 4. С. 9-19.

180. Рафаилович М.С. Платиноносность недр Казахстана // Руды и металлы. 2003, № 2. С. 19-29.

181. Рафаилович М.С., Алексеева Л.К., Алексеев В.А. Золотоносные метасоматические формации Казахстана // Уральский геологический журнал. 2000, № 5. С.41-48.

182. Рафаилович М.С., Вострокунова А.И. Комплексирование геологических и компьютерных моделей золото-сульфидно-кварцевой формации для целей детального прогноза и оценки (методические рекомендации). Алматы, 1994. 96 с.

183. Рафаилович М.С., Голованов И.М. и др. Геолого-геохимические особенности и геохимическая зональность золотого оруденения в черных сланцах (на примере гигантских месторождений Урало-Монгольского складчатого пояса) Уральский геологический журнал. 2003, № 1. С. 81-97.

184. Рафаилович М.С., Лось В.Л. Васильковское штокверковое месторождение золота: геологическая и структурная позиция, прогнозно-поисковая модель // Руды и металлы. 2007, № 4. С. 26-36.

185. Рафаилович М.С., Лось В.Л. Месторождения золота Акбакайского типа: минералого-геохимическая зональность, распределение золота, прогнозно-поисковая модель//Руды и металлы. 2006, № 2, С. 41-53.

186. Рафаилович М.С., Мизерная М.А., Дьячков Б.А. Крупные месторождения золота в черносланцевых толщах: условия формирования, признаки сходства. Алматы, 2011. 272 с.

187. Рафаилович М.С., Старова М.М., Степанов Н.А. и др. Ашиктасский тип вулканогенных золото-серебряных месторождений в Казахстане // Руды и металлы. 2005, № 3. С. 15-22.

188. Рафаилович М.С., Федоренко О.А., Брызгалов С.Л. Золотоносные коры выветривания Казахстана: геолого-геологическая систематика, нетрадиционные типы сырья, приоритетные рудные районы // Современные проблемы металлогении. Ташкент, 2002. С. 80-82.

189. Рафаилович М.С., Федоренко О.А., Досанова Б.А. Прогнозно-поисковые и геохимические модели золоторудных и медно-порфировых месторождений Казахстана // Геология и разведка недр Казахстана. 2011, № 3. С. 18-23.

190. Росляков Н.А. Геохимия золота в зоне гипергенеза. Новосибирск, Наука, 1981. 238 с.

191. Рундквист Д.В. Фактор времени при формировании гидротермальных месторождений: периоды, эпохи, этапы и стадии рудообразования // Геол. рудн. месторождений. 1997, № 1. С. 11-24.

192. Рундквист К.Н., Бобров В.А., Смирнова Т.Н. и др. Этапы формирования Бодайбинского золоторудного района // Геология рудных месторождений. 1992, № 6. С. 3-15.

193. Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротяев В.А., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала, Екатеринбург, 2001. 621 с.

194. Сарылахское и Сентачанское золото-сурьмяные месторождения: Геология, минералогия и геохимия. // В.А.Амузинский, Г.С.Анисимова, Ю.А. Жданов и др. М., 2001. 218 с.

195. Сейдалы С.С., Горошко И.В. Перспективы развития золотодобывающей промышленности Казахстана // Аналитический обзор. Алматы, 1999.

196. Сейтмуратова Э.Ю. Поздний палеозой Жонгаро-Балхашской складчатой области (Казахстан). Алматы, 2011. 279 с.

197. Сейтмуратова Э.Ю., Рафаилович М.С., Диаров А.Б. Крупнообъемное вулканогенное золото-серебряное оруденение Казахстана // Главный геолог (материалы конференции, посвященной 80-летию Ш. Есенова). Алматы, 2007. С. 88-95.

198. Серых В.И., Евдокимов И.В. О геологической позиции медно-порфирового оруденения девонского вулканоплутонического пояса (Центральный Казахстан) // Геология Казахстана. 2001, № 1. С. 41-58.

199. Синяков В.И. Геолого-промышленные типы рудных месторождений. СПб: Недра, 1994. 248 с.
200. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1976. 688 с.
201. Смирнов В.И., Гинзбург А.И., Григорьев В.М., Яковлев Г.Ф. Курс рудных месторождений. М., Недра, 1986. 360 с.
202. Смирнов С.С. Зона окисления сульфидных месторождений. М., Изд. АН СССР, 1951. 335 с.
203. Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы. Новосибирск, 2006. 315 с.
204. Старова М.М. Золото в рудах месторождения Бакырчик // Вопросы геологии и металлогении Восточного Казахстана. Алмата, КазИМС, 1971. С. 143-151.
205. Степаненко Н.И., Абишев В.М. Рудоносные коры выветривания Казахстана // Геодинамика и минерагения. Ч. 2. Алматы, 2000. С. 98-106.
206. Стеценко В. П., Федоренко О. А., Жаймин М. И., Азбель К. А. Перспективы Южного Казахстана на стратиформное медное оруденение. М., 1989. 28 с.
207. Стружков С.Ф., Аристов В.В., Данильченко В.А., Наталенко М.В., Обушков А.В. Открытие месторождений золота Тихоокеанского рудного пояса (1959-2008 годы). М., Научный мир, 2008. 256 с.
208. Стружков С.Ф., Константинов М.М. Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., Научный мир, 2005. 320 с.
209. Сыромятников Н.Г. Изотопно-свинцовый и радиометрический методы при поисках и оценке масштаба рудных месторождений Казахстана // Геология Казахстана. 2002, №3. С. 20-39.
210. Сырьевая база свинца и цинка, меди, золота Казахстана. Алматы, 2002. 104 с.
211. Таусон В.Л., Кравцова Р.Г. Оценка примеси золота в структуре пирита эпитермальных золото-серебряных месторождений (Северо-Восток России). Зап. ВМО, 2002. С. 1-11.
212. Таусон В.Л., Миронов А.Г., Смазнов К.В. и др. Золото в сульфидах: состояние проблемы форм нахождения и перспективы экспериментальных исследований//Геология и геофизика. 1996, т. 37. С. 3-14.

213. Уваров В.В. Геохимия золота в магматических породах северо-западной части Чу-Илийского района (Южный Казахстан)//Минералогия и геохимия золота. Ч. II. Владивосток, 1974. С. 28-29.

214. Ужкенов Б.С, Сайдуакасов М.А. Ресурсы металлических полезных ископаемых Казахстана: состояние и перспективы развития/Геонауки в Казахстане. Алматы, 2004. С. 18–23.

215. Ужкенов Б.С., Федоренко О.А., Смирнов А.В. и др. Сутурные зоны и крупные месторождения Центральной Евразии: геологическая позиция, металлогеническая специализация, критерии прогноза и поисков // Рудные провинции Центральной Азии. Алматы: «КазГЕО», 2008. 371 с.

216. Фогельман Н.А. Условия формирования месторождения Бакырчик. М., Тр. ЦНИГРИ, 1982. С. 77-86.

217. Фомичев В.И. Саякская группа скарновых месторождений меди, золота, молибдена и кобальта//Атлас моделей месторождений полезных ископаемых. Алматы, 2004. С. 36-39.

218. Фомичев В.И., Жаутиков Т.М. Проведение и формы миграции золота в процессах рудообразования. Алматы:- 2005.-172с.

219. Фомичев В.И., Мирошниченко Л.А., Кузнецова Е.И. Золотоносность метасоматических зон скарновых месторождений Саякской группы//Изв. АН КазССР, сер. геол., 1970, № 4.

220. Хомич В.Г. Хаканджинское рудное поле. Владивосток, Дальнаука, 2002. 206 с.

221. Цой В.Д, Апокарбонатная модель формирования золотого оруденения Узбекистана // Матер. Всерос. Конф. «Самородное золото, типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований». М. ИГЕМ РАН. 2010. Т. II. С. 289-291.

222. Цой В.Д., Королева И.В., Сваровская В.В., Шнырев Д.В. О.роли карбонатных пород в формировании различных рудно-формационных типов месторождений Средней Азии // Мат. научн. конф., посвященной 90-летию академика Х.М.Абдулаева. Ташкент: Фан, 2002. С. 57-59.

223. Чекваидзе Б.В., Берзон Р.О. Полиметалльно-золоторудная формация. Околорудные метасоматиты // Золоторудные месторождения СССР. Т. 5. М., 1990. С. 28-32.

224. Черненко З.И. Карбонатные формации Восточного Казахстана // ВКГТУ, Усть-Каменогорск, 2005. 74 с.

225. Черненко З.И. Карбонатные формации и оруденение. // Матер. II МНТК «Современные проблемы геологии, минерагении и комплексного освоения месторождений полезных ископаемых Большого Алтая», ВКГТУ, 2003.

226. Чу-Илийский рудный пояс. В трех томах.// Алма-Ата, Наука КазССР, 1980, т. I. 503 с., т. II. 287 с., т. III. 231 с.

227. Чухров Ф.В. Зона окисления сульфидных месторождений степной части Казахстана. М., АН СССР. 234 с.

228. Шадлун Т.Н. Минералогия зоны окисления колчеданного месторождения Блява на Южном Урале // М., тр. ИГН АН СССР, 1948. Вып. 96.

229. Шер С.Д., металлогения золота: (Северная Америка, Австралия и Океания). М.:Недра, 1972. 296 с.

230. Шер С.Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). М., Недрa, 1974. 256 с.

231. Шер С.Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). М., Недрa, 1974. 256 с.

232. Шер С.Д. Металлогения золота. М., 1972. 296 с.

233. Шиганов А.А. Запасы, производство, рынок золота Казахстана//Геология и разведка недр Казахстана. 1997, № 3.

234. Щеглов А.Д. О металлогении Южно-Африканской республики, генезисе золоторудных месторождений Витватерсранда и проблеме открытия их аналогов в России. СПб., ВСЕГЕИ, 1994. 34с.

235. Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. Металлогения Рудного Алтая и Калбы. Алма-Ата: Наука, 1984. 240 с.

236. Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. Жарма-Саурский геотектоген. Алма-Ата: Наука, 1976. 200 с.

237. Яковлев Г.Ф. Типизация и моделирование колчеданонесных месторождений // М., вест. МГУ, сер. 4. 1998, № 5. С. 45-48.

238. Яренская М.А. Борнит-теннантит-халькозиновая ассоциация в колчеданных рудах Казахстана//Минералогия и геохимия Центрального Казахстана и Алтая. Алма-Ата, Наука, 1971. С. 5-15.

239. Яренская М.А. Минералогические и структурно-текстурные особенности колчеданных месторождений Чингиза. Алма-Ата, тр. ИГН АН КазССР, 1963. Т. 7.

240. Baibatsha A. Geological models of formation and industrial types of gold deposits in Kazakhstan //11th International Multidisciplinary Scientific Geo-Conference. Bulgaria, 2011. V. 1, p. 133–138.
241. Baibatsha A. Micro- and nanomineralogical studies of gold-bearing ores of Kazakhstan//9th International Multidisciplinary Scientific Geo-Conference. Bulgaria, 14-19 June 2009. P. 167-173.
242. Baibatsha A., Dyusseмбаeva K., Sazhin J. Mineralogical and technological studies of micro- and nanogold deposits of Kazakhstan//10th International Multidisciplinary Scientific Geo-Conference. Bulgaria, 2010. P. 1181-1186.
243. Cline, J.S., and Hofstra, A.H. Ore fluid evolution at the Getchell Carlin-type gold deposit, Nevada, USA: *European Journal of Mineralogy*, 2000, v. 12. P. 195-212.
244. Hu Rui-Zhong, Su-Wen-Chao, Bi Xian-Wu, Tu Guang-Zhi, A.H.Hofstra., *Geology and geochemistry of Carlin-type gold deposits in China //Mineral. Deposita*. 2002. 37. P.378-392.
245. Lovering T.G. The origin of jasperoid in limestone // *Econ. Geol.* 1962. V. 57. № 6. P. 861-889.
246. Radtke A.S. *Geology of the Carlin gold deposit, Nevada/ Professional Paper 1267. U.S. Geological Survey, 1985.*
247. Radtke A.S. *Geology of the Carlin gold deposits, Nevada. Professional Paper 1267. US. Geological Survey. 1985. 124 p.*
248. Weed W.H. and Pirsson L.V. *Geology and mineral resources of the Judith Mountains of Montana. Eighteenth Ann. U.S. Geol. Survey, pt, 3, 1898, P. 437-616.*

I. Предметный указатель месторождений и рудных полей мира

1. Месторождения золота

Месторождение Витватерсранд (ЮАР).....	81
Месторождение Колар (Индия).....	87
Месторождение Акупан (Филиппины).....	93
Месторождение Мору-Велью (Бразилия).....	95
Рудное поле Поркьюпайн (Холлинджер, Мак-Интайр, Дом и др.) (Канада).....	96
Месторождение Керкленд-Лейк (Канада).....	107
Месторождение Хоумстейк (США).....	109
Рудный пояс Мадзер Лоуд (США).....	115
Месторождение Крипл-Крик (США).....	119
Месторождение Голдфилд (США).....	124
Месторождение Карлин (США).....	128
Месторождение Голд Кворри.....	136
Месторождение Кортец (США).....	136
Месторождение Калгурли (Австралия).....	138
Рудное поле Норсмен (Австралия).....	146
Месторождение Бендиго (Австралия).....	149
Ленский (Бодайдинский) тип месторождений (Россия).	155
Месторождение Сухой Лог (Россия).....	158
Мурунтауское рудное поле (Узбекистан).....	174
Месторождение Кумтор (Кыргызстан).....	187
Месторождение Туора Тас (Россия).....	196
Месторождение Ном (Аляска, США).....	196

2. Месторождения серебра

Мангазейское месторождение (Россия).....	215
Месторождение Хаканжа (Россия).....	215
Месторождение Касапалка (Перу).....	218
Месторождение Потоси (Боливия).....	218
Месторождение Кобальт (Канада).....	220

3. Месторождения платины

Месторождения Урала (Россия).....	233
-----------------------------------	-----

Месторождения Бушвельдского лополита (ЮАР).....	237
Месторождения Великой Дайки (Зимбабве).....	240

II. Предметный указатель месторождений и рудных районов Казахстана

1. Месторождения золота.....	241
Бакыршыкское рудное поле.....	275
Месторождение Бакыршык.....	290
Месторождение Суздальское.....	303
Васильковское месторождение.....	320
Месторождение Бестобе.....	329
Акбакайский золоторудный район.....	335
Месторождение Акбакай.....	344
Месторождения Рудного Алтая.....	348
Месторождение Абыз.....	355
Майкаинский рудный район.....	370
Месторождение Майкаин В.....	374
Месторождение Нурказган.....	380
Месторождение Саяк IV.....	388
Таскоринский рудный район.....	391
Месторождение Майкаин С.....	394

СОДЕРЖАНИЕ

Введение.....	3
1. Месторождения золота.....	7
1.1. Геохимическая характеристика.....	7
1.2. Области применения и экономическая конъюнктура.....	9
1.3. Основные промышленные минералы и прочие источники сырья.....	11
1.4. Экономические параметры и сведения о качестве сырья.....	12
1.5. Промышленно-генетическая классификация месторождений.....	14
1.6. Модели промышленных типов месторождений.....	18
1.6.1. Модели мантийных и внутрикоровых рудообразующих систем.....	19
Мантийные магмо-термофлюиднодинамические системы.....	20
Условия образования золотоносных термофлюидных систем.....	23
Внутрикоровые гранитоидно-гидротермально- метасоматические рудообразующие системы.....	25
Региональная и локальная эндогенная зональность рудных полей.	29
1.6.2. Типовые мантийно-коровые модели рудообразующих систем золоторудных полей и месторождений.....	33
Плюмтектоника, рифтогенез, диапиризм и рудообразующие системы.....	34
1.6.3. Контактново-метасоматические (скарновые) месторождения.....	37
1.6.4. Плутоногенные гидротермальные месторождения.....	41
1.6.5. Вулканогенные гидротермальные месторождения.....	45
Месторождения мексиканского типа.....	46
Стратиформные месторождения типа Карлин.....	47
1.6.6. Месторождения выветривания.....	48
Золотоносные месторождения кор химического выветривания...	50
Элювиальные золотоносные коры выветривания.....	50
Золотооруденения в латеритных корях выветривания.....	54
1.6.7. Месторождения россыпей.....	54
Аллювиальные россыпи.....	55
Прибрежно-морские россыпи.....	57
1.6.8. Метаморфизованные месторождения.....	57
Месторождения золотоносных конгломератов.....	57
Месторождения черносланцевой формации.....	59
Золото-кварцевые месторождения древних зеленокаменных поясов.....	64
Канадский тип.....	70
Австралийский тип.....	71

Месторождения типа «несогласия».....	75
1.6.9. Техногенные месторождения.....	76
1.6.10. Модели некоторых известных (эталонных) месторождений....	81
2. Месторождения серебра	198
2.1. Геохимическая характеристика.....	198
2.2. Области применения и экономическая конъюнктура.....	200
2.3. Основные промышленные минералы и прочие источники сырья.....	201
2.4. Экономические параметры и сведения о качестве сырья.....	202
2.5. Промышленно-генетическая классификация месторождений.....	204
2.6. Краткая характеристика условий образования месторождений..	209
2.6.1. Плутоногенные гидротермальные месторождения.....	209
Месторождения серебро-арсенидной формации.....	209
Месторождения серебро-кобальто-никель-висмут-урановой формации.....	210
Месторождения серебро-цинковой формации.....	210
2.6.2. Вулканогенные гидротермальные месторождения.....	211
Месторождения золото-серебряной формации.....	211
Месторождения серебро-оловяной формации.....	212
2.6.3. Серебросодержащие месторождения.....	212
Контактово-метасоматические (скарновые) месторождения...	213
Медно-порфировые месторождения.....	213
Медистые песчаники и сланцы.....	214
Золотоносные конгломераты.....	214
2.7. Модели некоторых известных (эталонных) месторождений.....	215
3. Месторождения платины и платиноидов	222
3.1. Геохимическая характеристика платиноидов.....	222
3.2. Области применения и экономическая конъюнктура.....	224
3.3. Основные промышленные минералы и прочие источники сырья..	226
3.4. Генетическая классификация месторождений.....	227
3.5. Типы промышленных месторождений.....	228
3.5.1. Ликвационные месторождения.....	228
3.5.2. Раннемагматические месторождения расслоенных магматических комплексов.....	229
3.5.3. Позднемагматические месторождения.....	232
3.5.4. Россыпные месторождения.....	232
3.6. Модели некоторых наиболее известных (эталонных) месторождений.....	233
Модели месторождений благородных металлов Казахстана ...	241
4. Месторождения золота.....	241
4.1. Общие сведения.....	241
4.2. Геолого-промышленные типы месторождений.....	242

4.3. Примеры моделей месторождений.....	269
4.3.1. Тип минерализованных зон (черносланцевый тип).....	269
Модели золоторудных районов, полей и месторождений Западной Калбы.....	274
4.3.2. Закономерности формирования и перспектива золотого оруденения бақыршықського типа.....	288
Перспективы золотого оруденения карлинского или суздальского типа.....	303
4.3.3. Жильный тип.....	319
4.3.4. Золото-колчеданный тип.....	348
Рудноалтайский золото-колчеданно-полиметаллический тип.. Колчеданные золото-полиметаллические месторождения Майкаинской группы.....	370
4.3.5. Золото-медно-порфировый тип.....	379
4.3.6. Месторождения скарного типа.....	386
4.3.7. Месторождения золото-серебряной формации.....	390
4.3.8. Модель зоны окисления колчеданных месторождений.....	393
4.3.9. Золотоносные коры выветривания.....	408
5. Месторождения серебра.....	412
6. Месторождения платины.....	415
6.1. Перспективы поисков платинометалльных месторождений..... Заключение.....	425
Список использованных источников.....	427
I. Предметный указатель месторождений и рудных полей мира.....	447
II. Предметный указатель месторождений и рудных районов Казахстана.....	448

Научное издание

БАЙБАТША Адильхан Бекдильдаевич
baibatsha48@mail.ru

**МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ**